

B.I.S.
97-814

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. XLV

97-814



Institutul Geologic al României

BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. XLV



BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : ELENA BANDRABUR
Traducători : MARIA BORCOŞ, VALENTINA CHIUȚU,
ADRIANA NĂSTASE
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : ianuarie 1975. Bun de tipar : mai 1975. Tiraj :
950 ex. Hirtie scris I A. Format 70 X 100/56 g. Coli de tipar
12,5. Comanda 2103. Pentru biblioteci indicele de clasificare :
55 (058)

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația“
str. Brezoianu nr. 23–25, București—România.



Institutul Geologic al României

C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
S ă n d u l e s c u M. Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgħimash (Carpaṭii Orientali)	5



Institutul Geologic al României

CONTENU

	<u>Page</u>
Săndulescu M. Étude géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăgħimās (Carpates Orientales)	167



Institutul Geologic al României

Mamei mele....

Motto

"Există nîteva lucruri care nu pot fi învățate repede, și timpul, adică singura noastră avuție, trebuie risipit din plin ca plată pentru însușirea lor. Sînt lucrurile cele mai simple cu puțință, și cum pentru a le afla e nevoie de o viață întreagă, stropul de nouitate, pe care fiecare om o culege pe lume, e foarte costisitor și-i unica moștenire ce-o lasă după sine...."

Ernest Hemingway



Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC AL PĂRȚII CENTRALE
ȘI NORDICE A SINCLINALULUI HÄGHIMAS
(CARPATII ORIENTALI)¹

DE

MIRCEA SĂNDULESCU²

Abstract

Geological Study of the Central and Northern Part of the Häghimas Syncline (East Carpathians). The Häghimas syncline is a „nappes syncline” wherein one could distinguish three superposed alpine tectonic units characterized by proper Mesozoic sedimentary series : the Bucovinian Nappe, the Sub-Bucovinian Nappe and the Häghimas Nappe. The *Bucovinian Nappe*. The crystalline schists forming this nappe have a complicated structure with prealpine, probably Hercynian, nappes (nappe of the Rarău gneisses). The Bucovinian Mesozoic covers the Werfenian-Albian interval, being characterized by : the presence of jaspers at several levels (Seisian, Anisian-Ladinian, Callovian-Oxfordian and Barremian), the Liassic hematitic oölitic development, the pelagic facies of the Tithonian-Neocomian as well as by the development of the Barremian-Albian Wildflysch formation. *The Sub-Bucovinian Nappe*. This nappe is constituted of crystalline schists and Werfenian-Neocomian sedimentary formations. The sedimentary series is characterized by a very reduced thickness and by the presence of numerous discontinuities, elements which permit the distinguish of a Sub-Bucovinian ridge. *The Häghimas Nappe*. This unit has no crystalline formations. It is made up of Upper Jurassic and Lower Cretaceous neritic, massive calcareous formations, at the basis of which there are trained tectonic slices formed of Triassic and Liassic (Adneth) formations. The Vraconian-Cenomanian conglomerates form the post-tectonic cover of the above mentioned units. *Tectonics*. The Bucovinian and Sub-Bucovinian nappes are basement shearing nappes. They are part of the East Carpathian central group (system) of nappes. The Häghimas nappe, a Transylvanian nappe, is a decollement cover nappe. The main tectogenesis phase is the Mesocretaceous one. It had been proceeded by early pre-paroxysmal deformations, recognized especially in the Bucovinian nappe, which developed during the Triassic and the Donetz, Nevadian and Australoalpine phases. Post-paroxysmal retrothrustings and retrofoldings took place at

¹ Teză de doctorat.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș, nr. 1, București.



the end of the Upper Cretaceous and during the Tertiary. Reconstituting the pre-paroxysmal elements of the crystalline Mesozoic zone one may distinguish, inner outwards, the Transylvanian trough, the pre-Transylvanian Cordillera, the Bucovinian trough, the Sub-Bucovinian ridge and the Bretilian shelf.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	6
I. Generalități	8
Caractere geologice generale	8
Caractere hidrografice	9
Caractere orografice	12
II. Evoluția cunoștințelor asupra geologiei sinclinalului Hăgimaș	15
III. Stratigrafie	26
Sisturile cristaline	26
Seria gnaiselor de Rarău	26
Seria de Tulghes	30
Roci filoniene	33
Formațiuni sedimentare	34
Triasic	34
Liasic	57
Dogger	64
Malm-Neocomian	73
Urgonian	95
Barremian-Albian (Formațiunea de Wildflysch)	97
Vraconian-Cenomanian (Conglomeratele de Birnadu)	113
IV. Tectonica	116
Tectonica ante-alpină a sistemelor cristaline	118
Tectonica părții bucovinice	123
Tectonica părții sub-bucovinice	136
Tectonica părții Hăgimașului	137
Tectonica post-paroxismală	144
V. Considerații paleotectonice asupra sinclinalului Hăgimaș în cadrul general al structurii Carpaților Orientali	148
Concluzii	156

INTRODUCERE

Începute în 1964, cercetările din partea centrală a sinclinalului Hăgimaș m-au convins repede că această regiune este departe de a-și fi trădat toate secretele privind structura ei geologică. Mai mulți ani de lucru pe teren și în laborator mi-au confirmat bănuielile. Lucrarea



de față reprezintă rodul unor eforturi fizice și de gîndire, pe cît de grele sau complicate, pe atît de exaltante. Imaginea structurală la care am ajuns, sensibil schimbăță față de toate celelalte lucrări executate în această parte a Carpaților Orientali, însereie regiunea sinclinalului Häghimas în rîndul sectoarelor carpaticice cu structură extrem de complicată – model de structură alpină.

Problemele cu care am fost confruntat în timpul cercetărilor au fost multiple, atît de ordin stratigrafic cît și tectonic. Am fost nevoie să abordez domenii noi de cercetare cu care eram mai puțin familiarizat înainte de aceasta, ca de exemplu, studiul microfaciesurilor, dar care m-a ajutat sensibil la descifrarea succesiunilor carbonatice ce abundă în regiune. Pentru înțelegerea mai profundă a structurii sinclinalului Häghimas a trebuit să cunoască în detaliu structura generală a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali pe care am parcurs-o în lungul tuturor marilor profile transversale deschise de principalele văi ce o străbat. Am ajuns, sper, că în final să încheie într-un tot omogen multitudinea de observații și de gînduri care m-au frâmîntat de atîtea ori în timpul lucrului.

Dacă rezultatele la care am ajuns sunt într-adevăr valoroase meritul meu este mult mai mic decit cel al eminenților mei dascăli care mi-au îndrumat pașii pe dificilul drum al Științelor Pămîntului. Este o datorie, pe care mă grăbesc să o îndeplineșc cu respect și gratitudine, aceea de a aduce mulțumirile mele cele mai profunde și sincere pentru înstrumarea și ajutorul pe care mi l-au dat :

Profesorului dr. doc. Ion Dumitrescu, alături de care am crescut ca geolog, care mi-a împărtășit vasta domniei-sale experiență, mi-a sădit în minte și în suflet secretul gîndirii profunde, iscoditoare și intrasigente pe care îl stăpînește cu atîta măestrie și mi-a deschis cu un admirabil altruism drumul consacrării ; toată activitatea mea geologică poartă pecetea școlii pe care am făcut-o în preajma domniei-sale.

Regretatului prof. dr. doc. Mirela Ilie, cu care am pășit prima dată cu harta, ciocanul și busola în mînă, pe văile și dealurile Transilvaniei, descoperind „misterul” geologiei și lîngă care am înțeles că aceasta nu este numai o știință ci și o artă.

Profesorului dr. doc. Theodor Joja, lîngă care am lucrat prima mea contribuție originală și de la care am deprins spiritul viu și incisiv al disputelor geologice.

Academicienilor prof. dr. doc. V. Iancovici, regretatului prof. dr. doc. Al. Codarcea și prof. dr. doc. Gh. Murgeanu, care mi-au acordat toată solicitudinea și spiritul în procesul formării și perfecționării mele profesionale.



Acad. prof. dr. doc. M. G. Filipescu, regretatului prof. dr. doc. Gr. Răileanu și prof. dr. doc. D. Rădulescu, care mi-au arătat totdeauna toată înțelegerea și m-au sprijinit în activitatea de cercetare.

Tuturor colegilor de la I.G.G. și mai ales celor care au lucrat în zona cristalino-mezozoică și cu care am avut fructuoase discuții, precum și celor care m-au ajutat cu multă prietenie în timpul definitivării lucrării le aduc cele mai calde mulțumiri, conștient fiind că atmosfera de efervescență creatoare, seriozitate și emulație științifică ce domnește în această instituție a contribuit direct la ridicarea calității cercetărilor mele.

Închei aceste cîteva rînduri cu un gînd de pioasă recunoștință pentru mama și de profundă gratitudine pentru tata, care au știut să treacă peste orice sacrificiu moral sau material pentru a-mi ușura învățătura și care mi-au sădit în suflet religia conștiinciozității și a cinstei.

I. GENERALITĂȚI

Regiunea care face obiectul studiului de față este situată în partea centrală a Carpaților Orientali în cuprinsul zonei cristalino-mezozoice. În parte, ea cuprinde creasta principală a catenei care corespunde, în acest sector, cu cumpăna de ape dintre bazinele hidrografice ale Oltului, Mureșului și Bistriței, precum și zona situată imediat la est de aceasta.

Caraetere geologice generale

Regiunea studiată acoperă un segment din ceea ce V. Uhlig (1903) a denumit „sinclinalul marginal estcarpatice” (Ostkarpatische randmulde). Autorul citat desemna prin această denumire o zonă sinclinală foarte alungită situată la marginea externă (estică) a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. În această zonă sinclinală s-au conservat depozite mezozoice mai mult sau mai puțin groase, suportate de șisturi cristaline. În lungul său sinclinalul marginal estcarpatice prezintă o importantă ridicare axială situată între valea Bistriței și valea Bistricei, ridicare axială marcată de îndepărțarea totală sau parțială a depozitelor mezozoice. La sud și la nord de această ridicare axială se dezvoltă cele două segmente principale afundate ale sinclinalului marginal și anume : sinclinalul Rarău și sinclinalul Hăghimaș. În timp ce umplutura sinclinalelor este formată din depozite mezozoice, flancurile lor sunt marcate atât de depozite mezozoice cît și de șisturile cristaline de sub aceasta, a căror dezvoltare este continuă pe aripa vestică și discontinuă pe aripaestică.



În ansamblul său zona cristalino-mezozoică este alcătuită din mai multe pînze de şariaj alpine, suprapuse, care se grupează în două sisteme sau grupe distincte atât ca geneză cît și ca alcătuire. Sistemul inferior este reprezentat de grupa pînzelor centrale care sunt pînze de forfecare ce cuprind formațiuni cristalofiliene și depozite mezozoice prevaraconiene; aceste pînze sunt pînze de soclu. Sistemul superior cuprinde grupa pînzelor transilvane care sunt pînze de decolare; ele sunt pînze de cuvertură.

Grupa pînzelor centrale ocupă cea mai mare parte a sectorului central și nordic al zonei cristalino-mezozoice, cunoscut și sub numele de masivul maramureșan (D. Andrusov). Grupul pînzelor transilvane a fost puternic afectat de eroziune, fapt normal de altfel avînd în vedere poziția sa superioară, resturile sale găsindu-se păstrate în cadrul masivului maramureșan numai în sinclinaile Häghimaș și Rarău.

Din grupa pînzelor centrale fac parte pînza bucovinică și pînza sub-bucovinică. Acestea li se adaugă, în sectorul nordic al masivului maramureșan cîteva unități mai profunde al căror caracter de pînza independentă sau de duplicatură nu este încă pe deplin clarificată.

În grupa pînzelor transilvane se pot deosebi două pînze: pînza de Häghimaș și pînza de Perșani.

În sinclinalul Häghimaș am putut recunoaște: pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică și pînza Häghimașului. Privit din acest punct de vedere sinclinalul Häghimaș este un sinclinal de pînze. Este evident deci că el este o formă structurală și nu o fosă de sedimentare, întrucît în cadrul lui sunt suprapuse tectonic depozitele mezozoice provenite din trei zone de sedimentare diferite.

Caractere hidrografice

În aria cercetată de noi rețeaua hidrografică cuprinde porțiuni din bazinele următoarelor cursuri principale de apă: Olt, Bicaz, Bistricioara și Trotuș. Cea mai mare parte a regiunii este ocupată de bazinul hidrografic al Bicazului. Urmează, în ordinea mărimii suprafetei cuprinse în aria cercetată, bazinele Oltului, Bistricioarei și Trotușului.

Bazinul hidrografic al Bicazului

Valea Bicazului este una din principalele văi transversale ce străbat partea internă a Carpaților Orientali. Ea izvorăște din Lacul Roșu, lac natural de acumulare format în 1838 prin bararea văii Bicazului de o mare pornitură ce s-a produs pe clina nord-vestică a muntelui Ghilcoș.



Această pornitură s-a format în special pe seama formațiunii de Wildflysch eocretacic de pe versantul vestic al muntelui Ghilcoș, antrenind atât depozitele din patul cît și cele din acoperișul acestuia. Lacul Roșu este alimentat de mai multe pîraie dispuse radial: pîrîul Suhardu la nord, pîrîul Licaș și pîrîul Pietrii Roșii la vest și pîrîul Hăghimașului sau pîrîul Oii la sud. Aceste pîraie, a căror confluență înainte de formarea Lacului Roșu reprezinta un nod hidrografic, dădeau naștere prin unirea lor pîrîului Bicaz. Pare evident faptul că bararea văii tocmai în acest nod hidrografic a determinat dimensiunile relativ mari ale Lacului Roșu.

Principalii afluenți ai Bicazului, în regiunea cercetată, sunt: pîrîul Lapoș, pîrîul Șugău, pîrîul Țepeșeni, pîrîul Jidanului (pe stînga), pîrîul Bicăjel și pîrîul Dămuc (pe dreapta); pîraiele Dămuc și Bicăjel sunt cele mai lungi (18-20 km).

În general caracterul rețelei hidrografice în bazinul Bicazului este pronunțat rectangular, mai ales pentru afluenții sudici (dreapta): valea Bicăjelului și valea Dămucului sunt văi longitudinale tipice; același caracter îl au și valea Lapoșului și valea Șugăului în cursul lor inferior, în cel superior fiind văi cu caracter transversal. Valea Jidanului are un curs transversal în cuprinsul sinclinalului Hăghimaș și devine oblică în zona flișului.

Bazinul superior al Bicazului, care ocupă cea mai mare parte a regiunii cercetate de noi, are o formă dreptunghiulară alungită N-S, determinată în primul rînd de caracterul longitudinal al majorității afluentilor Bicazului și de lungimea lor relativ mare.

Profilul transversal al văilor în bazinul hidrografic al Bicazului este foarte variat. În zonele de dezvoltare a masivelor calcaroase jurasic-neoco-miene și în mai mică măsură în masivele dolomitice triasice, văile au pereții abrupti formînd numeroase chei dintre care unele prezintă denivelări mari: 400-500 m — Cheile Bicazului și Cheile Bicăjelului, 250-300 m — Cheile Lapoșului. Cu totul altul este aspectul văilor ce străbat formațiunea de Wildflysch. Cea mai tipică este valea Bicăjelului; în zonele unde străbate aceste depozite ea are o zonă aluvionară foarte largă de 100-500 m, iar versanții au pante relativ domoale, cu forme moi. Uneori, cînd cursul Bicăjelului se apropiie de masa calcaroasă a pînzei Hăghimașului, versanții sunt evident asimetrici.

Valea Dămucului este o vale epigenetică longitudinală cu afluenți dirijați perpendicular și inegal dezvoltăți, cei de pe stînga fiind mai scurți decît cei de pe dreapta. Această vale împreună cu valea Jidanului sunt singurele văi din bazinul superior al Bicazului care prezintă terase și acestea dealtfel destul de slab dezvoltate. Majoritatea lor sunt terase joase, 5-10 m.



Pe interfluviul dintre Dămuc și Bicaz, chiar în zona de confluență se întâlnește cea mai ridicată terasă (+30 m) din regiunea cercetată.

Atât pe valea Dămucului cât și pe valea Jidanului conurile de dejecție (agestele) sunt relativ frecvente, ca de altfel și pe valea Bicazului, în acest din urmă caz însă numai la ieșirea ei din zona cristalino-mezozoică.

Bazinul hidrografic al Oltului

În teritoriul cercetat am cuprins numai o foarte mică parte a bazinului superior al Oltului, mai precis afluenții stînga din regiunea lui de izvoare.

Începînd din șaua Ciofronca spre sud versantul vestic al munților Hăgimaș este străbătut de văi scurte și repezi, cu un pronunțat caracter torrential în jumătatea lor superioară. De la nord spre sud acestea sunt: pîrîul Ciofronca, pîrîul Fagul Oltului, care poate fi considerat ca izvorul Oltului, pîrîul Naghiag, pîrîul Ghingemeneș, pîrîul Sec, pîrîul Covaci, pîrîul Simin, pîrîul Balint.

Toate aceste pîraie au un traseu transversal: ele izvorăsc în masivele calcaroase ale Hăgimașului Mare, Ocemuilui și Pietrii Crăpate. În zona în care străbat formațiunile mezozoice, caracterul lor este torrential, pentru a deveni mai puțin repezi în momentul în care intră în șisturile cristaline.

Marea majoritate a acestor văi sunt umplute în jumătatea lor superioară și uneori pe aproape toată lungimea lor (pîrîul Sec), cu pornituri importante formate pe seama depozitelor de Wildflysch de sub pînza Hăgimașului.

Bazinul hidrografic al Bistricioarei

Din bazinul hidrografic al Bistricioarei nu am cuprins, în regiunea cercetată de noi, decît regiunea de izvoare a cărorva afluenți ai ei, situați în jurul muntelui Hăghieș.

Această porțiune din bazinul Bistricioarei este drenată de o rețea radiară asimetrică, cursurile de apă pornind divergent din versanții vestic, nordic și estic al muntelui Hăghieș.

Și aici ca și în bazinul Oltului cursul superior al pîraielor mai mari este marcat de importante pornituri generate de alunecarea depozitelor de Wildflysch.

Cele mai importante pîraie din acest bazin sunt pîrîul Bălai cu o zonă de izvoare foarte ramificată, pîrîul lui Marcu și pîraiele din bazinul pîrîului Pintec la nord de muntele Chicera.



Bazinul hidrografic al Trotușului

În extremitatea sudică a regiunii cercetate am cuprins o mică parte din bazinul pîrîului Valea Rece affluent al Trotușului și anume pîraiele Muntele Fagului și Valea Mare, ambele cu un traseu transversal în zona cristalino-mezozoică.

Caractere orografice

Regiunea cercetată de noi cuprinde în întregime partea mijlocie și nordică a munților Hăgimaș. Acest masiv muntos face parte din grupa munților Bistriței moldovene (Mihăilescu, 1963) și este limitat la nord de văile Bistricioarei și Putna Întunecată, la vest de valea Oltului, la est de valea Dămucului și de culoarul înalt al Bistriței iar la sud de pasul Ghimeș.

Creasta principală a munților Hăgimaș, care la sud de șaua Pîngărați corespunde cu creasta hidrografică a Carpaților Orientali, cuprinde următoarele vîrfuri mai importante : Piatra Crăpată (1461 m), Ocem (1706 m), Hăgimașul Mare (1792 m), Telecul Mic (1590 m), Piatra Ciofronca (1602 m), Muntele Calului (1620 m), Licașul (1670 m), Lapoș (1440 m) și Hăghieș (1502 m).

Principalele șei ale crestei principale sunt : șaua Iavardi (1302 m) la sud de Piatra Crăpată, „Curmătura” (1450 m) între Ocem și Hăgimașul Mare, șaua Ciofronca (1440 m), la nord de Telecul Mic, șaua Pîngărați (1252 m) și șaua de la sud de Hăghieș.

Din Hăgimașul Mare se desprinde spre nord o creastă secundară pe care se înșiră vîrfurile Telecul Mare (1690 m), Hăgimașul Negru (1771 m) și Ghilcoș (1405 m), la sud de valea Bicazului. La nord de această vale, culmea își pierde individualitatea fragmentîndu-se într-o serie de vîrfuri, Suhardu Mic (1310 m), Bardosu (1275 m) etc., separate de văi abrupte.

În partea estică a munților Hăgimaș se individualizează o creastă mai coborîtă foarte bine marcată la sud de valea Bicazului unde este cuprinsă între văile longitudinale ale Dămucului și Bicăjelului. Este aşa numita creastă a Dămucului cu înălțimi cuprinse între 1100 și 1300 m. Creasta are un profil longitudinal înclinat spre nord, spre valea Bicazului, fapt considerat de Mihăilescu (1963) ca un argument pentru vîrstă relativ veche a acestei văi.

La nord de valea Bicazului oarecum în prelungirea crestei Dămucului se găsesc muntele Jidanului (1419 m) și muntele Chicera (1343 m).



Mihăilescu (1963) distinge în munții Hăghimașului două trepte de relief: una înaltă în vest (culmea Curmătura) care corespunde cu creasta principală și creasta secundară, amintite mai sus și o treaptă mai joasă (culmea Tulgheș-Valea Rece) care corespunde crestei Dămucului și prelungirii ei nordice. Autorul menționat consideră aceste trepte ca podișuri de netezire subaeriană (op. cit. p. 143) marcate de aspectul plat al interfluviilor în raport cu versanții văilor. Acest aspect este foarte evident mai ales în cuprinsul masivelor calcaroase ce alcătuiesc pînza Hăghimașului (Bardosu, Suhardu Mic, Ghilcoș, Hăghimașul Negru, Telec etc.). Vîrsta podișurilor de netezire trebuie considerată mai veche decît vîrsta retelei hidrografice a văii Bicazului care fragmentează evident suprafața lor. Cum formarea văii Bicazului este considerată ca avînd loc în Pliocen (Mihăilescu, 1963) trebuie să considerăm podișurile de netezire cel puțin de această vîrstă, poate și mai vechi.

Aspectul reliefului este sensibil influențat de alcătuirea geologică a regiunii. În zonele de dezvoltare a maselor calcaroase și dolomitice s-au format pereți abrupti, la baza căror se dezvoltă pînze de grohotișuri, uneori de dimensiuni mari („morile” Ocemului). În schimb în zonele în care formațiunea de Wildflysch este bine dezvoltată, relieful are forme domoale, cu culmi în general rotunjite și cu numeroase pornituri.

În imprejurimile Lacului Roșu mai ales și în general pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș se observă cel mai bine exprimate suprafețe structurale formate pe seama depozitelor triasice, mediojurasice și cretacice. Ele înclină spre est marcând uneori foarte elocvent structura acestui flanc. Structura tectonică este bine evidențiată în relief mai ales atunci cînd mase calcaroase sau dolomitice vin în contact cu formațiunea de Wildflysch. Este cazul în special al pînzei Hăghimașului a cărei suprafață de șariaj, mai precis urma acesteia, este bine exprimată prin contrastul între relieful abrupt al calcarelor neojurasice-eocretacice ale pînzei și relieful moale al Wildflysch-ului. Unele falii transversale mai importante sunt de asemenea clar exprimate în relief, mai ales cînd afectează atît pînza Hăghimașului cît și pînza bucovinică.

Inversiunile de relief sunt destul de frecvente. În nordul munților Hăghimaș două vîrfuri importante, Hăghieșul și Chicera, corespund unor sinclinale mai mult sau mai puțin complicate. Mai spre sud muntele Jidănu lui, Ciurgăul și muntele Vete corespund de asemenea unor sinclinale ale cuverturii post-tectonice (conglomerate de Bîrnadu).



Carstul

Prezența rocilor carbonatice a favorizat dezvoltarea formelor de eroziune carstică. În munții Hăgimaș carstul de suprafață pare a fi sensibil mai dezvoltat decât cel subteran.

Cele mai importante forme carstice de suprafață sunt reprezentate de cheile săpate în masa calcarelor din pîlna Hăgimașului : cheile Bicazului, cheile Bicăjelului și cheile Lapoșului.

Cheile Bicazului sunt cele mai importante atât prin lungimea (3,8 km) cât și prin adîncimea lor (400-600 m). Ele au două segmente distincte, separate de o zonă în care valea se largeste aşa încât s-ar putea vorbi de cheile superioare ale Bicazului cuprinse între ieșirea din stațiunea climaterică Lacul Roșu și cabana „Cheile Bicazului” și cheile inferioare ale Bicazului cuprinse între gura pîriului Lapoș și gura pîriului Bîrnad. Cele mai importante sunt cheile inferioare cărora li se adaugă spre sud cheile Bicăjelului lungi de 1,5 km și adînci de 300-400 m, legate direct de primele în zona de confluență a Bicazului cu Bicăjelul. Cheile Lapoșului se dezvoltă pe o lungime de 1,3 km și au o adîncime medie de 250 m.

Cheile Bicazului, Lapoșului și Bicăjelului formează un ansamblu carstic important, unul din cele mai mari din Carpații Orientali.

Chei de dimensiuni mai mici se mai cunosc în cursul mijlociu al Bicăjelului (cheile Duruitoarea și Piatra Bicazului), pe valea Bicazului în zona de confluență cu pîrîul Șugău (cheile mici ale Bicazului), sau în legătură cu masivele de dolomite străbătute de pîraiele Muntele Calului și Pîrîul lui Cioflec.

În afara de chei pe toată întinderea maselor calcaroase ale pînzei Hăgimașului sunt răspîndite formele de lapiezuri și doline. Formele carstice mai mari decât dolinile sunt cunoscute în zona cuprinsă între muntele Telecul Mare și muntele Telecul Mic, cunoscută sub denumirea de Poiana Albă. Ea poate fi considerată ca reprezentând o uvală de 800 m lungime și 200-250 m lățime.

Carstul subteran este puțin dezvoltat în munții Hăgimașului. În perimetru cercetat se cunosc doar două peșteri de dimensiuni mici : peștera Telec săpată în conglomerate calcaroase și peștera Hăgimașul Negru în calcare tithonice, iar în imediata vecinătate a limitei vestice a regiunii studiate, avenul Licaș în dolomite triasice.

Dezvoltarea redusă a carstului subteran în raport cu cel de suprafață ne-ar conduce la concluzia tinereții carstului în munții Hăgimaș fapt care



vine întrucîtva în contradicție cu ipoteza vîrstei pliocene a văii Bicazului, deși faptul că cele mai importante forme carstice sunt legate tocmai de această vale ar explica oarecum contradicția semnalată.

II. EVOLUȚIA CUNOȘTINȚELOR ASUPRA GEOLOGIEI SINCLINALULUI HÄGHIMAS

Cunoașterea geologică a sinclinalului Häghimaș a parcurs mai multe etape ce corespund, în general, cu cele ale cunoașterii structurii geologice a zonei cristalino-mezozoice, în general.

Prima etapă înmănușchiază cercetările făcute în sec. XIX. Ea se încheie prin remarcabilele lucrări ale lui Uhlig (1903, 1907), care sintetizează cunoștințele dobîndite pînă la acea dată, într-o vedere de ansamblu la scară Carpaților. Din aceeași etapă putem considera și lucrarea lui Vadasz (1915).

A doua etapă cuprinde studiile făcute după primul război mondial pînă în 1944. Ele reprezintă, cu mici excepții, lucrările lui I. Tanasiu și I. Bancilă, care sunt primele studii moderne asupra sinclinalului Häghimaș.

A treia etapă corespunde perioadei de după al doilea război mondial, cînd în întreaga zonă cristalino-mezozoică și implicit în sinclinalul Häghimaș, au fost făcute cercetări complexe de detaliu, atît pentru scopuri științifice cît și practice.

Etapa I. Primele informații asupra regiunii ocupate de sinclinalul Häghimaș le deținem de la Lille de Lillienbach (1833) care în timpul călătoriei întreprinse în Carpați parcurge cîteva trasee ce străbat transversal sinclinalul.

Informații mai precise asupra munților Häghimaș ni le oferă primele lucrări ale lui Hauser (1859 a, b) care menționează în această regiune: șisturi cristaline, gresii și calcare liasice, calcare jurasică, diabaze și melafire, conglomerate grosiere eocene, precum și gresia carpatică pe care o divide în două: gresia carpatică eocenă și cretacică. Din aceste lucrări merită să subliniem semnalarea la W de masa calcarelor jurasice din masivul Häghimaș a diabazelor și melafirelor și a gresiilor de culoare neagră pe care le atribuie Liasicului; este după părerea noastră prima mențiune despre depozitele de Wildflysch pe flancul vestic al sinclinalului Häghimaș.

Prima lucrare de sinteză asupra Transilvaniei, care cuprinde bineînteleș și regiunea ce ne interesează, este publicată de Hauser și Staché



(1863). Autorii continuă să atribuie conglomeratele de la est de masa mare a calcarelor din Hăghimaş, Eocenului și anume Eocenului inferior, considerindu-le discordante pe depozitele mai vechi. Întreaga masă de roci carbonatace de pe flancul vestic al sinclinalului este atribuită Jurasicului; sunt cotate primele fosile ce dovedesc prezența Malmului în Hăghimaşul Mare. De sfîrșitul Jurasicului este legat și începutul manifestațiilor eruptive bazice, care sunt comparate cu teschenitele din Carpații Occidentali. Asupra vîrstei liasice a rocilor grezoase negricioase de pe versantul vestic al Hăghimașului sunt făcute de această dată unele rezerve; nu se pomenește nimic despre prezența Triasicului în regiune. Într-un capitol special al lucrării sunt date o serie de precizări de detaliu asupra localizării formațiunilor din „munții Ciucului și Gheorghienilor” (p. 304—311).

Regiunea munților Hăghimaş mai este menționată în două lucrări de generalizare ale lui Haue (1873, 1878), în care însă toate datele noi față de cele expuse în „Geologie Siebenbürgens” (Haue și Stache, 1863) se datoresc cercetărilor lui Fr. Herbich.

Cercetările întreprinse de Herbich au marcat o importantă etapă în cunoașterea geologică a sinclinalului Hăghimaş. O mare parte din cunoaștere mult mai amănunțită a stratigrafiei regiunii. În primele sale lucrări publicate (Herbich, 1866, 1870), el consemnează o sumă de date de detaliu privind depozitele sedimentare din sinclinalul Hăghimaş cît și siturile cristaline de pe cele două flancuri. În aceste prime lucrări sunt menționate deja faunele: bathoniană de la Lacul Roșu, kimmeridgiană din Piatra Ghilcoșului și din șaua Ciofronca. Sunt de asemenea consemnate calcarale jurasice cu faună, ca și calcarale cretacice de asemenea cu faună. Dolomitele triasice erau considerate la început de Herbich (1866) tot de vîrstă jurasică (Malm). Primele depozite triasice cotate de Herbich (1870) sunt cele aparținând Triasicului superior, cu faună, de la izvoarele pîrîului Fagul Oltului. Pe măsură ce cercetările sale avansează, Herbich (1873 a, b) aduce noi precizări privind succesiunea stratigrafică a Mezozoicului. El citează stratele de Werfen din pîrîul Ciofronca și punе problema vîrstei triasice (superioare), a dolomitelor de pe flancul vestic. De asemenea precizează vîrsta tithonică a calcarelor albe masive din Hăghimașul Mare, Hăghimașul Negru, Ocem și Piatra Ghilcoșului, deasupra cărora descrie calcarace cretacice, asociate cu conglomerate și gresii, pe care le atribuie tot Cretacicului, spre deosebire de Haue și Stache (1863). De pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş, Herbich (1873 b) citează pentru prima dată depozitele cuarțitice de la baza dolomitelor, pe care le atribuie Permianului de tip Verrucano.



Cea mai însemnată contribuție a lui H e r b i c h la cunoașterea geologică a sinclinalului Häghimas și de altfel la o bună parte din zona cristalino-mezozoică este lucrarea de sinteză asupra geologiei „Tării Secuilor” (H e r b i c h, 1878). În această lucrare el sintetizează toate rezultatele cercetărilor sale precum și cele ale contemporanilor săi, în special lucrările paleontologice ale lui M o j s i s o v i c s (1875) și N e u m a y e r (1873). Schema stratigrafică a lui H e r b i c h (1878) pentru sinclinalul Häghimas se poate sintetiza astfel :

Dias (Permian)	— conglomerate și gresii cuarțoase roșii — dolomite (poziție incertă, posibil triasice)
Triasic inferior	— strate de Werfen
Triasic superior	— gresii calcaroase și calcare cenușii — calcare de Hallstatt — melafire și serpentine
Liasic	— calcare și sisturi roșii de Adneth
Dogger	— calcare grezoase (Dogger inferior ?) — calcare oolitice cafenii (strate de Klaus)
Malm	— strate cu <i>acanthicum</i>
Tithon	— calcare de Stramberg
Cretacic	— gresia carpatică cretacic-inferioară cu marne cu <i>Aptychus</i> în bază — calcare cu caprotine și conglomerate.

Datele, de detaliu pentru acea vreme, ale lui H e r b i c h au stat la baza generalizărilor făcute mai tîrziu de U h l i g. Acesta din urmă a cunoscut și el din aproape zona cristalino-mezozoică. U h l i g remarcă primul caracterul sinclinal al formațiunilor mezozoice din Rarău și Häghimas (U h l i g, 1899) și face o serie de observații de detaliu asupra acestora ; printre altele, atribuie dolomitele masive Triasicului inferior și mediu.

În lucrarea sa de sinteză asupra Carpaților, U h l i g, (1903) ajunge la o imagine destul de apropiată, în linii mari, de acea pe care o avem și astăzi asupra zonei cristalino-mezozoice. El arată că (p. 799-800) :

zona cu depozite calcaroase din Carpații Orientali are forma unei cuvete, separată net de zona flișului cretacic și terțiar situat mai la est ; vîrsta cutării acestor două zone este diferită ;

în seria perm-mezozoică există o serie de întreruperi datorită unei perioade de denudare : el remarcă în special caracterul discontinuu al Triasicului, idee care va sta la baza conceptiilor sale tectonice de mai tîrziu ;

Cretacicul superior joacă un rol important în structura zonei cristalino-mezozoice reprezentând o cuvertură post-tectonică.

	Schema stratigrafică a lui U h l i g (1903) poate fi sintetizată astfel :
Permian	<ul style="list-style-type: none"> — gresii și conglomerate cuarțitice — dolomite (Verrucano dolomit)
Triasic	<ul style="list-style-type: none"> — roci șistoase, silicioase și grezoase, cu jaspuri, cu klippe de calcare de dimensiuni mici — erupțiuni bazice
Liasic	<ul style="list-style-type: none"> — calcare roșii de Adneth
	— — — denudare puternică — — —
Bajocian superior	— calcare nisipoase
Bathonian	— strate de Klaus
	— — — denudare — — —
Malm-Neocom	<ul style="list-style-type: none"> — strate cu <i>acanthicum</i> — calcare masive tithonice (ce trec în Neocom) — sisturi calcaroase cu <i>Aptychus</i> (Tithonic) — conglomerate de Muncelul — gresii și sisturi (Neocom)
Cretacicul superior	— conglomerate.

În această perioadă concepția tectonică a lui U h l i g era destul de „normalistă”. El consideră zona cristalino-mezozoică din Carpații Orientali ca fiind prelungirea zonei klippelor pienine (U h l i g, 1875, 1904). U h l i g definește cu ocazia Congresului Geologic Internațional de la Viena (1903) noțiunea de klippă (U h l i g, 1904), ca o formă particulară de apariție a maselor calcaroase, caracteristică pentru Carpați, născute în urma succesiunii a trei etape obligatorii : (1) cutare și ridicare, cu formare de relief, (2) ingresiunea mării și formarea unei cuverturi și (3) cutarea comună a cuverturii și klippelor. El consideră klippurile din Carpații Orientali ca formate în trei etape de denudare : înainte de Dogger, în Tithonic-Neocomian și Cenomanian. Mai târziu, U h l i g (1907) își revizuiește concepția tectonică, distingând în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali două pînze : bucovinică și transilvană, a căror punere în loc este de vîrstă mezocretacică ; prima este alcătuită din sisturi cristaline și depozite permomezozoice, cea de-a doua este lipsită de sisturi cristaline, fiind comparată de autor cu pînzele subtatrice.

O ultimă lucrare ce se încadrează în prima etapă de cunoaștere a geologiei sinclinalului Hăgihimaș este aceea a lui V a d a s z (1915). Acest autor a făcut revizuirea principalelor cuiburi fosilifere, completând lista formelor determinante și precizând vîrstă formațiunilor care le găzduiau.



El face însă o seamă de confuzii, atribuind Triasicului calcarele grezoase cu silicifieri ce aparțin Jurasicului mediu, cu toate că la Lacul Roșu și în șaua Ocem el menționează depozite calcaroase, nisipoase, silicioase, pe care le atribuie Bajocianului și chiar Bathonianului. Este demn de subliniat că V a d a s z atrage atenția că depozitele calcaroase oolitice cu faună bathoniană de la Lacul Roșu se găsesc în pornitură și „nu sunt cunoscute nicăieri în succesiunea normală a stivei de roci” (p. 281). Tot V a d a s z menționează pentru prima oară stratele cu jaspuri pe care le atribuie Callovianului. Ca și H e r b i c h, acest autor consideră că partea superioară a calcarelor masive atribuie Tithonicului cuprind și Cretacicul inferior. Rocile eruptive bazice din diferitele puncte ale sinclinalului Häghimaș sunt considerate de vîrstă Cretacic mediu sau superior. În ceea ce privește concepția tectonică, V a d a s z se opune structurii în pînze preconizată de Uhlig, revenind la concepția „klippelor”.

Etapa a II-a. După primul război mondial, cercetarea geologică a sinclinalului Häghimaș este marcată de lucrările lui A t a n a s i u și B ă n c i l ă, care prin studii de detaliu întocmesc prima hartă geologică modernă a acestei regiuni.

La începutul etapei a doua apare lucrarea lui J e k e l i u s (1922) cu privire la depozitele jurasice medii și superioare din munții Häghimaș, în care autorul completează lista formelor fosile găsite în aceste formațiuni.

Ion A t a n a s i u începe studiul asupra sinclinalului Häghimaș din extremitatea sa nordică, în regiunea Tulgheș (A t a n a s i u, 1929). O parte importantă a lucrării sale este consacrată descrierii seriilor cristaline. El distinge șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional, în care separă o serie epizonală și una mezozonală, suprapuse normal. În acestea sunt intruse roci granodioritice și gnais care determină în aureola de contact și în apofizele lor formarea de roci migmatice, micașisturi și gnais oculare. Toate tipurile petrografice sunt descrise amănuntit; de asemenea sunt descrise și filoanele de quart-porfir, diabaze și lamprofir; acestea din urmă fiind considerate ca aparținând la trei veniri succesive: una pre-triasică, una triasică și ultima cretacică, legată de masivul sienitic de la Ditrău. Tectonica șisturilor cristaline este considerată ca fiind desăvîrșită în două etape de cutare, ambele pre-triasice. Seriile mezozonale și masivele intrusive asociate acestora sunt considerate ca formând „cute debordante” (în ciupercă) (înrădăcinat) și nu petice de acoperire a unei pînze. Cutile din șisturile cristaline sunt considerate ca fiind efectul unei cutări în stil altaic și făcînd parte dintr-un fragment al catenei kimmerice, împreună cu Dobrogea și Sudeții.

Depozitele sedimentare de pe cristalin formează, după A t a n a s i u, o serie normală, pentru care autorul dă următoarea schemă stratigrafică :

Triasic inferior	— strate de Seis (conglomerate, gresii)
	— strate de Campil (calcare dolomitice)
Dogger	— gresii calcaroase
Callovian-Oxfordian	— radiolarite
Kimmeridgian	— calcare cu <i>Asp. acanthicum</i>
Portlandian	— calcare
Aptian	— marne cu orbitoline
	— calcare
	— conglomerate și gresii
Coniacian-Santonian	— gresii cu <i>Actaeonella abbreviata</i> .

Această succesiune stratigrafică, stabilită în regiunea Tulgheş este completată prin cercetări făcute în valea Bicazului și la sud de aceasta, al căror rezultat a rămas din păcate consemnat numai într-o hartă geologică (A t a n a s i u, 1934 în B ă n c i l ă, 1958). În această hartă Mezozoicul de pe cristalin este împărțit în trei cicluri de sedimentare, despărțite de disconitanțe și lacune, prima între Lias și Dogger, a doua înaintea Aptianului.

Succesiunea stabilită în regiunea Tulgheş este completată prin separarea formațiunilor :

Triasic superior	— calcare albe
Liasic	— calcare roșii
Cretacic inferior	— calcare marnoase (situate în acoperișul calcarelor masive portlandiene).

În Aptian, separat sub denumirea de strate cu orbitoline, sunt distinse : calcare, marne și conglomerate, cărora li se asociază serpentine, ca masive și blocuri.

Dintre contribuțiile paleontologice aduse de I. A t a n a s i u la cunoașterea formațiunilor mezozoice din Hăghimaș trebuie menționat în primul rînd descoperirea faunei werfeniene de la Azodu Mare, care precizează vîrstă bazei dolomitelor masive (A t a n a s i u, 1927, 1929). Din Liasicul din împrejurimile Lacului Roșu, A t a n a s i u a colectat o faună pe care a făcut-o cunoscută mai tîrziu (A t a n a s i u, Răileanu, 1952). Pe harta geologică a regiunii Cheile Bicazului sunt marcate mai multe puncte fosilifere în Kimmeridgian, Portlandian și Aptian, al căror conținut din păcate nu a fost făcut cunoscut.

Pentru A t a n a s i u, rocile eruptive bazice asociate depozitelor sedimentare din sinclinalul Hăghimaș s-au format în două etape : prima în Triasic (diabaze și melafire), a doua în Cretacic (serpentine și oficalcite).



Tectonica seriilor mezozoice din sinclinalul Häghimaș se caracterizează, după A t a n a s i u (1929), prin dezvoltarea unor solzi cu vergențe vestice atât pe flancul intern cât și pe flancul extern, solzi care ar avea o vîrstă post-apțiană. Autorul combată ipoteza structurii în pînze a lui Uhlig, pentru zona cristalino-mezozoică, ca și concepția lui M r a z e c și V o i t e s t i (1914) asupra pînzelor din zona flișului. Contactul între masa cristalină și fliș este interpretat ca un contact ezitant, recutat în timpul Terțiarului. Stratele de Sinaia sunt considerate ca așezîndu-se normal pe șisturile cristaline. Pe hartă însă în tot lungul acestui contact este marcată o linie de încălecare.

Deși nu privesc direct sinclinalul Häghimaș, trebuie să amintim și cercetările lui S t r e c k e i s e n (1933, 1934) care studiind masivul de la Ditrău a făcut și o serie de observații asupra șisturilor cristaline ce-l înconjoară. El denumește seria epizonală din Carpații Orientali — serie de Tulgheș și opinează pentru existența unor raporturi de șariaj între aceasta și seria granitică de deasupra ei. Pînza astfel conturată este considerată de S t r e c k e i s e n de vîrstă hercinică.

B ă n c i l ă (1941) studiază partea meridională a sinclinalului Häghimaș, imediat la sud de regiunea studiată de A t a n a s i u, precum și zona flișului adiacentă acestuia la est și sud, ca și șisturile cristaline dezvoltate la vest.

În cadrul șisturilor cristaline, B ă n c i l ă distinge o serie clorito-filitică (epizona) în care se găsesc injectate gnaisice și o serie gnaisică (mezo-zona) care cuprinde și roci de injecție cu caracter masiv (granodiorite și granite gnaisice). Ca și A t a n a s i u, el distinge grupul rocilor filoniene, care cuprinde diabaze și lamprofire. B ă n c i l ă, după ce face o analiză minuțioasă a tuturor concepțiilor asupra tectonicii șisturilor cristaline, ajunge — pe baza analizei datelor din regiunea de studiu, — la concluzia că seria mezozonală (gnaisică) este suportată anormal de seria epizonală. Încălecarea seriei gnaisice s-ar fi produs în timpul cutărilor hercinice. Autorul nu indică în ce sens s-a produs această încălecare, iar pe hartă între epizonă și mezozonă este marcată o zonă de tranziție, care ar indica o succesiune de flanc invers.

Succesiunea stratigrafică stabilită de B ă n c i l ă în jumătatea sudică a sinclinalului Häghimaș, asemănătoare în mare cu cea propusă de A t a n a s i u, este următoarea :

Triasic inferior	— Verrucano
	— dolomite
Triasic mediu	— calcare de Guttenstein (Anisian)



Triasic superior	— calcare de Hallstatt (Norian)
Liasic	— calcare de Adneth
Aalenian	— gresii calcaroase
Dogger	— calcare grezoase oolitice — șisturi argilo-grezoase negre
Callovian-Oxfordian	— jaspuri
Kimmeridgian	— strate cu <i>A. acanthicum</i>
Tithonic	— calcare recifale
Valanginian-Hauterivian	— strate cu <i>Aptychus</i> — strate de Sinaia
Barremian-Aptian	— marne și gresii } „strate cu
Gault-Cenomanian	— conglomerate } orbitoline”

Ca și A t a n a s i u și B ă n c i l ă consideră că în sinclinalul Hăghimăș sănțem în prezența unei singure serii sedimentare. Totuși, B ă n c i l ă amintește și eventualitatea existenței unor serii suprapuse tectonice, seria superioară cuprinzând printre altele stratele de Werfen și calcarele de Hallstatt (B ă n c i l ă, 1941, p. 60-61). În concluzie însă autorul nu crede că regiunea oferă elemente în favoarea acestei de a doua ipoteze.

B ă n c i l ă distinge pe cele două flancuri, trei cicluri de sedimentare marcate de transgresiunea Triasicului inferior, a Doggerului și a Cretacicului inferior. Structura tectonică nu depășește complicația de solzi, cu vergențe predominant vestice. Raporturile între zona cristalino-mezozoică și zona flișului sunt de superpoziție normală, stratele de Sinaia luând parte, după B ă n c i l ă, la constituția flancului extern al sinclinalului Hăghimăș.

Tot din cadrul etapei a II-a de cercetare a structurii geologice a sinclinalului Hăghimăș face parte și lucrarea lui F ö l d v a r i și P a n t o (1950) care cercetează o regiune mai întinsă, din zona vulcanică neogenă pînă în zona flișului, distingînd opt zone longitudinale : 1. zona vulcanică terțiарă, 2. zona bazinelor Gheorghieni și Ciucul superior, 3. zona sienitului de la Ditrău, 4. zona filitelor, în care se deosebesc două fișii de gnais, 5. zona Mezozoicului din munții Hăghimăș, 6. zona „Aptianului de Bicaz”, 7. zona cristalinului Dămuc, 8. zona flișului. De remarcat că în versantul vestic al munților Hăghimăș, depozitele cuprinse între dolomitele Triasicului inferior și calcarele masive ale Neojurasicului, sunt atribuite șisturilor triasic-inferioare. N o s z k y (1950) cercetînd regiunea dintre Lacul Roșu și Cheile Bicazului, descoperă și studiază 5 puncte fosilifere de vîrstă cretacic-inferioară plasate în formațiunea de Wildflysch (patru) și în intercalăriile marnoase din calcarele masive ce alcătuiesc Cheile Bicăjelului (pentru care determină o vîrstă valanginian-hauteriviană).

Etapa a III-a. După cel de-al doilea război mondial cercetările în sinclinalul Hăghimaș și în zonele învecinate au devenit tot mai intense, aprofundindu-se mereu prin cercetări de detaliu cunoștințele geologice asupra acestei regiuni.

Reluarea cercetărilor, după război, este marcată de lucrarea lui Atanasiu și Răileanu (1952) care fac cunoscută fauna depozitelor liasice inferioare din împrejurimile Lacului Roșu, descoperite de primul dintre autori mai de mult. Deși diferența de facies între aceste depozite și calcarele de Adneth din regiunea Piatra Unică este netă, autorii menționati nu întrevăd o altă structură decit cea „normală” pentru depozitele mezozoice de pe cristalinul Carpaților Orientali.

În lucrarea de sinteză asupra Carpaților Orientali, Băncilă (1958) separă zona cristalino-mezozoică sub denumirea de „unitate centrală” și consideră că aceasta încalcă peste zona flișului. De remarcat faptul că în timp ce „creasta” Dămucului este atașată unității centrale, anticlinalul Lunca este atașat zonei flișului, linia dintre cele două unități fiind trasată de Băncilă la marginea estică a formațiunii de Wildflysch. În ceea ce privește stratigrafia depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaș, singura deosebire față de schema prezentată anterior este atribuirea „stratelor cu orbitoline” Barremian-Aptianului și sublinierea caracterelor lor de Wildflysch. Într-o lucrare de detaliu, Băncilă și Pașiu (1962) arată de asemenea că pe lîngă jaspurile callovian-oxfordiene există și jaspuri de vîrstă cretacică asociate cu tufuri și efuziuni bazice.

Patrulius (1960) sintetizând cunoștințele asupra cuverturii mezozoice a masivelor cristaline din Carpații Orientali, se ocupă implicit și de sinclinalul Hăghimaș. El consideră klippele de diferite dimensiuni din Rarău, Hăghimaș și Perșani, înglobate în formațiunea de Wildflysch ca provenind nu dintr-o pînză, ci din cuvertura normală a șisturilor cristaline (op. cit. p. 125). Remarcăm faptul că în Hăghimaș baza calcarelor coraliogene de peste stratele cu *Aspidoceras acanthicum* este plasată de acest autor în Kimmeridgianul superior. De asemenea este menționată formațiunea de Wildflysch de vîrstă Barremian-Bedoulian, care suportă conglomerate de Bucegi (Gargasian-Albian inferior). Patrulius, împreună cu Ciocîrdel (Ciocîrdel, Patrulius, 1960) studiind masivul de calcar neojurasice și cretacic-inferioare din Munticelul și Surduc (valea Bicazului) demonstrează poziția lui Alohtonă, considerînd-o klippă incorporată în Wildflyschul Barremian-Aptian, desprinsă din masa mare a calcarelor din Cheile Bicazului pe care o consideră însă înrădăcinată.

Mai întîi împreună cu L. Contescu și A. Butace, și apoi cu Elena Popa și Ileana Popescu, D. Patrulius studiază



partea meridională a sinclinalului Hăghmaș (Patruliș, Contescu, Butaç, 1926; Patruliș, Popa, Popescu, 1969). Pe lîngă numeroasele contribuții de ordin cartografic, trebuie semnalate, printre altele, următoarele :

separarea unui Liasic inferior oolitic asemănător celui de la Lacul Roșu;

descrierea și orizontarea detaliată a stivei tithonic-neocomiene și avansarea ideii că „stratele cu *Aptychus*” ce se intercalează la diferite nivele sănt cel puțin în parte olistolite;

descrierea și orizontarea amănunțită a formațiunii de Wildflysch, căreia i se atribuie vîrsta Barremian-Aptian.

În privința structurii tectonice a regiunii, cele două lucrări se deosebesc fundamental : în prima contactul între sinclinalul Hăghmaș și zona flișului nu depășește caracterul unor cute-solzi sau cute deversate (conceptie reluată și mai tîrziu de Patruliș, Jipa, Ștefănescu, 1965), pe cînd în cea de a doua lucrare este recunoscut contactul de tip pînză de șariaj (pînza bucovinică) între zona cratalino-mezozoică (= sinclinalul Hăghmaș inclusiv anticlinalul Lunca) și zona flișului (= pînza de Ceahlău).

Preda și Pelin fac cunoscute într-o serie de lucrări (1962, 1963, 1964, 1965) rezultatele investigațiilor făcute în zona Lacului Roșu-Cheile Bicazului. Ei au confirmat prezența Cretacicului inferior în masivele calcaroase din Cheile Bicazului, Bardosu, Surduc, Bicăjel etc., adoptînd o atitudine ezitantă în privința existenței sau lipsei unei discontinuități în masa calcarelor neojurasice-eocretacice. Cei doi autori aduc de asemenea contribuții de detaliu asupra stratigrafiei Kimmeridgianului de la Lacul Roșu. Ei descoperă și descriu noi puncte fosilifere în depozitele campiline, liasice și în formațiune de Wildflysch. În linii mari, cei doi autori nu aduc însă modificări schemelor stratigrafice stabilite de Atanasiu și Bancilă.

Pelin (1967) studiind regiunea dintre Lacul Roșu și Piatra Unică descrie formațiunile mezozoice, pe care le împarte în patru ecliuri de sedimentare (I-Triasic, II-Liasic inferior, III-Domerian-Aptian inferior, IV-Aptian superior-Albian). El dovedește paleontologic, pentru prima dată, prezența depozitelor liasice superioare și doggeriene inferioare; sănt descrise de asemenea noi puncte fosilifere din formațiunile jurasice și cretacice. Lucrarea nu se îndepărtează de schemele stabilite de Atanasiu și Bancilă. Trebuie semnalat chiar faptul că în ea este pur și simplu trecută cu vederea existența unor faciesuri sincrone și heteropice



ale Werfenianului, Neotriasicului, Liasicului inferior și Tithonic-Neocomianului.

Mai recent, Dragastan (1968) studiind calcarile din muntele Ghilcoș și Cheile Bicazului, dovedește prezența Neocomianului în aceste depozite și a continuității de sedimentare între Tithonic și Eocretacic. La aceleași concluzii se ajunse și în cercetările întreprinse asupra acelorași calcar situate într-un sector mai sudic (Sandulescu, 1966, 1968).

Turel et al. și Grasu (1965, 1968) și apoi Grasu singur (1969) aduc contribuții cu privire la stratigrafia formațiunilor jurasic-neocomiene dezvoltate în facies pelagic pe flancul extern al sinclinalului Häghimăș în care descriu numeroase resturi fosile. El consideră aceste depozite ca formând substratul normal al straturilor de Sinaia, așa cum o făcuseră înainte Bancilă (1941, 1958) și Trullius et al. (1962, 1965).

Foarte recent, Grasu (1969) face cunoscute noi contribuții în special de ordin biostratigrafic privind formațiunile triasice și jurasice din sinclinalul Häghimăș. El încearcă o nouă interpretare a variațiilor de facies ale Jurașicului superior, distingând trei zone faciale longitudinale, între care cea mediană ar reprezenta faciesul de tranziție între cel pelagic și cel recifal. Bazat pe această imagine, Grasu se alătură autorilor ce dau o interpretare tectonică „normală” structurii sinclinalului Häghimăș, deși admite în parte existența unor elemente alohotone în formațiunea de Wildflysch.

Începînd din 1965, noi am făcut cunoscute parțial principalele rezultate ale cercetărilor noastre. Fără a intra în detaliile care constituie obiectul lucrării, vom sintetiza în cîteva puncte, principalele idei avansate în lucrările deja publicate :

în sinclinalul Häghimăș se pot distinge două serii de vîrstă Triasic-Eocretacic sincrone, heteropice, suprapuse tectonic; cea inferioară constituie împreună cu șisturile cristaline pînza bucovinică, cea superioară — pînza Häghimășului;

mecanismul de formare al celor două pînze este diferit; prima este de forfecare, cea de a doua de decolare;

între pînza bucovinică și zona flișului se găsesc lame de răbotaj ce aparțin unei a treia pînze — pînza sub-bucovinică;

întregul eșafodaj structural este acoperit de o cuvertură post-tectonică de vîrstă Vraconian-Cenomanian;

deformări tectonice tardive au determinat formarea unor retoîncălcări, ce au afectat atât pînzele cît și cuvertura post-tectonică.



III. STRATIGRAFIE

Depozitele sedimentare dezvoltate în regiunea cercetată aparțin la trei unități tectonice diferite, cu rang de pînze : pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică și pînza transilvană de Hăghmaș. Succesiunea stratigrafică și faciesurile sunt diferite de la o pînză la alta. În puține cazuri am putut constata variații de facies în cuprinsul unei aceleiași pînze, însă ele au un caracter evident mai puțin pronunțat decit diferențele ce se constată între pînze.

Întrucît formațiunile cristalofiliene ocupă suprafețe mai mici în regiunea cercetată vom trata problemele legate de ele mai sumar. În schimb formațiunile sedimentare vor fi descrise pe unități tectonice.

ȘISTURILE CRISTALINE

Studiile pe care le-am întreprins în partea centrală și nordică a sinclinalului Hăghmaș au privit, aşa cum am mai menționat, în mai mică măsură, cercetarea formațiunilor cristalofiliene. Am avut în vedere aceste formațiuni în special în regiunea „crestei” Dămucului și, într-o oarecare măsură pe flancul vestic al sinclinalului în imediata apropiere a limitei cu formațiunile Triasicului bucovinic. În cele ce urmează ne vom rezuma la descrierea caracterelor generale ale seriilor ce au putut fi separate, urmînd ca raporturile între ele să fie discutate la capitolul de tectonică.

A) Seria gnaiselor de Rarău

Seria gnaiselor de Rarău înglobează, pe cele două flancuri ale sinclinalului, formațiunile mezometamorfice. Denumirea a fost folosită de Bercia și colaboratorii (Bercia et al., 1967) în munții Bistriței, iar în regiunea noastră de George Murășan (în Alexandrescu et al., 1968). Aceleași formațiuni au mai fost descrise și sub denumirea de : seria de Hăghmaș (Küntner, 1938), seria gnaisică (Bâncilă, 1914), seria mezometamorfică (Iancovici, Ionescu, 1966 ; Rădulescu et al., 1967)³, seria migmatică (Pituiea, 1967), seria de Rarău (Mure-

³ L. Rădulescu, V. Puiu, M. Arion, Maria Puiu. Lucrări și cercetări speciale de sinteză în Carpații Orientali (zona Bistricioara-Frumoasa). 1967. Arh. Inst. Geol. și I.G.P. București.



ș a n, 1968)⁴ (M u r e ș a n și M u r e ș a n, 1970)⁵. Noi am adoptat denumirea de seria gnaiselor de Rarău având în vedere faptul că în ultimul timp a fost cel mai des întrebuințată (în hărțile geologice ale României sc. 1 : 200.000) și pentru a deosebi această serie cristalofiliană de „seria de Rarău” care desemnează o anumită succesiune a depozitelor triasice din zona cristalino-mezozoică. De asemenea, considerăm că este utilă întrebuințarea unei denumiri geografice pentru a marca clar faptul că în Carpații Orientali se disting mai multe serii mezometamorfice. Unii autori (I a n o v i c i, I o n e s c u, 1966; R ă d u l e s c u et al., 1967³; R ă d u l e s c u — în I a n o v i c i et al., 1968) consideră că în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali există o singură formațiune mezometamorfică și una epimetamorfică superioară acesteia, în timp ce ultimele cercetări au arătat că există cel puțin trei serii mezometamorfice și anume: seria gnaiselor de Rarău, seria de Bretila și seria de Bistrița-Barnar (= seria de Rebra) (B e r c i a et al., 1967; K r ä u t n e r, 1969; K r ä u t n e r și K r ä u t n e r, 1970; B e r c i a și B e r c i a, 1970 etc.).

Toți autori citați au considerat rocile seriei gnaiselor de Rarău formate în cadrul proceselor de metamorfism regional. A t a n a s i u (1929) a avansat o cu totul altă ipoteză, considerînd aceste roci ca reprezentînd masive intrusive granodioritice înconjurate de o aureolă de contact de tip mezometamorfic, formată prin transformarea seriei epizonale în care masivele au fost intruse. Toate cercetările ulterioare au infirmat însă acest punct de vedere.

La alcătuirea seriei gnaiselor de Rarău iau parte următoarele tipuri de roci :

a) *Micașisturi cu muscovit și biotit*. Aceste roci sunt foarte răspîndite în seria gnaiselor de Rarău, formînd masa principală a ei. Conținutul în biotit variază, ajungînd uneori să fie practic absent. În apropierea suprafețelor de contact cu seria epizonală, micașisturile cu muscovit și biotit arată procese de retromorfism, biotitul fiind în bună parte cloritizat, iar roile în ansamblu prezentînd fenomene de milonitizare.

b) *Paragnaise cu biotit ± granați*. Paragnaisele se întîlnesc de asemenea răspîndite în toată seria gnaiselor de Rarău. Există toți termenii

⁴ G e o r g e t a M u r e ș a n. Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din bazinul superior al văii Oltului. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

⁵ M. M u r e ș a n, G e o r g e t a M u r e ș a n. Studii geologice asupra formațiunilor metamorfice din regiunea Bălan-Voșlăbeni-Bilbor. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

intermediari între micașisturi și paragnaise. În acestea din urmă se pot observa două varietăți : una în care feldspatul este în exclusivitate de culoare cenușie și o a doua varietate, la care se observă și granule de feldspat roz. Această a doua varietate de paragnaise se observă în general în apropierea zonelor bogate în feldspatizări potasice de culoare roz.

c) *Gnaisse oculare albe*. Au fost descrise sub denumirea de gnaisse de Prisecani (A t a n a s i u , 1929 ; B ă n e i l ă , 1941). Noi le-am întîlnit mai frecvent în partea de nord-est a regiunii cercetate, la nord de valea Jidăului și în special în muntele Bitca Rotundă. Aceste gnaisse sunt considerate de M ureșan și M ureșan (în Bercia et al., 1970)⁶ ca un nivel reper în seria gnaiselor de Rarău, situat la limita între cele două complexe pe care le separă în această serie. Din suprafața limitată cercetată de noi nu ne-am putut da seama dacă această orizontare este posibilă sau nu.

d) *Gnaisse cuarțo-feldspatic cu muscovit ± biotit*. Aceste roci le-am întîlnit în partea de sud a „crestei” Dămucului între pîrîul Strungi și pîrîul Picioerului situate constant la limita între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș. Ele au o granulație uniformă, sunt de culoare albă, muscovitul este destul de abundant. Biotitul este prezent în cantități variabile, uneori cloritizat. I a n o v i c i și I o n e s c u (1966) plasează aceste gnaisse la partea superioară a seriei mezometamorfice (= seria gnaiselor de Rarău), în schimb M ureșan și M ureșan (în Bercia et al., 1970)⁷ consideră roci similare, dezvoltate în valea Oltului, metatufuri acide intercalate în complexul inferior al seriei gnaiselor de Rarău. I a n o v i c i și I o n e s c u (1966) considerind raporturile dintre seria epizonală (de Tulgheș) și cea mezozonală (de Rarău) ca fiind raporturi de superpoziție stratigrafică, conchideau că succesiunea ce se poate observa în partea sudică a „crestei” Dămucului este o succesiune normală. Urmărind însă contactul între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș mai spre nord, se constată că prima este de fapt tectonic superioară celei de a doua și că situația de pe pîraiele amintite se datorează unei recutări a suprafeței de contact anormal, care a dus la inversarea succesiunii formațiunilor cristalofiliene. Avînd în vedere aceste fapte, noi plasăm gnaisele cuarțo-feldspatic din partea sudică a „crestei” Dămucului spre baza seriei gnaiselor de Rarău, deschisă aici.

⁶ I. Bercia, Elvira Bercia, Violete Iliescu, H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Corelarea seriilor cristalofiliene din Carpații Orientali. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

⁷ Op. cit. pct. 6.

e) *Şisturi cuarțitice cu muscovit și biotit.* Acest tip de rocă se găsește intercalat la diferite nivele în seria gnaiselor de Rarău, în proporții diferite, dar totdeauna subordonate celoralte tipuri petrografice.

f) *Amfibolite.* și aceste roci sunt sporadic reprezentate și se găsesc intercalate la diferite nivele. Băncilă (1941) a distins două tipuri de amfibolite: amfibolite șistoase foarte puțin răspândite și amfibolite cu cuart, asemănătoare întrucîntva cu paragnaisele.

g) *Granodiorite și diorite cu hornblendă.* Aceste roci au un aspect în general masiv, zonele cu sistozitate mai pronunțată fiind rare. Geneza, poziția și raporturile acestor roci cu seria mezometamorfică au fost privite în diferite feluri de diversi autori.

Atanasiu (1929) consideră, așa cum am mai arătat, totalitatea rocilor granodioritice ca fiind masive intrusive, pătrunse în formațiunile cristalofiliene epizonale. Acest proces ar fi determinat formarea unei aureole de contact cu caracter petrografic de tip mezozonal. Băncilă (1941) nu recunoaște urmele unor procese de metasomatoză legate de masivele granodioritice și consideră că ele s-au format pe seama unui material magmatic granodioritic ce a suferit un fenomen de metamorfism regional. Zonele cu aspect masiv ar fi în această interpretare mai puțin atinse de metamorfism. Radulescu (în Iancovici et al., 1968) descrie aceste roci sub denumirea de gnais de Häghimaș feldspatice. El consideră geneza gnaiselor de Häghimaș ca un proces de migmatizare cu adăos subsecvent de potasiu. Acest proces de feldspatizare ar fi ulterior metamorfismului inițial și să formeze pe seama paragnaiselor cu biotit. Într-o primă fază să formeze gnaisele cu feldspat cenușiu, iar prin intensificarea adăosului de feldspat alcalin acestea ar trece în gnais roșii. Procesul de feldspatizare poate astfel duce la formarea unor roci cu aspect mai mult sau mai puțin masiv. George Murășan (1968)⁸, Murășan și Murășan (în Bercea et al., 1970)⁹ descriu rocile granodioritice și dioritice sub denumirea de granitoide de Häghimaș și le consideră ca fiind masive intrusive ce au suferit, odată cu întreaga serie a gnaiselor de Rarău în care sunt intruse, metamorfismul regional mezozonal.

Caracterul studiilor noastre nu ne-a permis să aprofundăm această problemă. Totuși, cele cîteva observații făcute ne-au condus la concluzia că rocile granodioritice apar în două situații oarecum diferite. În unele cazuri avem de-a face cu granodiorite gnaisice la care urmele metamorfis-

⁸ Op. cit. pct. 4.

⁹ Op. cit. pct. 6.

mului regional sănt sesizabile ; ele apar concordante cu celealte roci din seria gnaiselor de Rarău. Aceste observații le-am putut face pe versantul vestic al muntelui Ocem sau pe drumul ce unește Bălanul cu valea Javardi. În alte cazuri, rocile granodioritice sănt masive, apropiindu-se foarte mult de tipul rocilor intrusive, aspect pe care l-am observat în special în zonele unde se dezvoltă feldspatul roz (exemplu — șoseaua Gheorghieni-Lacul Roșu, muntele Calului etc.). Aceste cîteva observații ne îndeamnă să credem că avem de-a face atît cu produsele unor masive intrusive ce au fost metamorfozate odată cu întreaga serie a gnaiselor de Rarău, cît și cu un proces subsecvent de feldspatizare care s-a manifestat cu intensități difereite, de la o slabă îmbogățire în feldspat a paragnaiselor pînă la formarea unor roci cu caracter masiv de tipul granitoidelor, la care nu se mai pot vedea urmele metamorfismului regional.

Vîrsta seriei gnaiselor de Rarău este o problemă ce nu poate fi rezolvată într-o regiune atît de restrinsă ca cea studiată de noi. Referindu-ne la ultimele cercetări efectuate în zona cristalino-mezozoică din Carpații Orientali (Bercia et al., 1967 a, 1970)¹⁰ remarcăm faptul că seria gnaiselor de Rarău este considerată ca fiind cea mai veche formațiune metamorfică cunoscută în acest sector. Ea ar fi evident de vîrstă precambriană avînd în vedere că seria de Tulgheș, care este mai nouă, ocupă intervalul Riphean-Cambrian inferior.

B) Seria de Tulgheș

Denumirea de seria de Tulgheș o datorăm lui Streckeisen (1932, 1933) care îi atribuie întreaga masă a șisturilor cristaline epizonale din Carpații Orientali. Mai înainte, Atanasiu (1929) descriseaceastă serie sub denumirea de „șisturi cristaline formate în zona superioară (epizonă)”. Cartografic, el includea la epizonă însă și o serie de roci retromorfozate, aparținind seriei de Rarău. Băncilă (1941) descrie seria de Tulgheș sub denumirea de „seria clorito-filitoasă”, separînd și o serie de trecere de la aceasta la seria gnaistică (de Rarău). În lucrări mai recente, seria de Tulgheș a fost descrisă sub denumirea de : serie sedimentogen-vulcanogenă acidă (Bercia et al., 1967) sau serie epimetamorfică (Iancovici, Ionescu, 1966; Pitulea, 1967; Radulescu, 1968 etc.).

În seria de Tulgheș au fost făcute numeroase încercări de orizontare. Nu vom descrie pe larg evoluția ideilor în această privință. Remarcăm numai faptul, semnalat în ultimul timp (Bercia et al., 1970)¹¹ că pînă

¹⁰ Op. cit. pet. 6.

¹¹ Op. cit. pet. 6.

nu demult la seria de Tulgheș erau înglobate toate formațiunile epimetamorfice din masivul maramureșan. În urma lucrărilor lui Krăutner (1968) care separă seria de Repedea, paleozoică, anterior plasată în baza seriei de Tulgheș, și a lui Bercia și Bercia (1970) care disting seria de Argestru, de asemenea înglobată anterior seriei de Tulgheș, conținutul acesteia din urmă se precizează în limite mai clare. Contribuțiile semnalate mai sus au avut în special rolul să clarifice orizontarea de detaliu a seriei de Tulgheș. Pentru lucrarea de față adoptăm orizontarea făcută în ultimul timp în munții Bistriței (Bercia et al., 1967), verificată și în bazinul superior al Oltului (Mureșan și Mureșan în Bercia et al., 1970)¹². De sus în jos, acești autori disting :

complexul vulcanogen-superior ;

complexul de Suhard-Alun (= complexul cuarțitelor și rocilor carbonatice) ;

complexul vulcanogen-mediu ;

complexul de Arșița (= complexul cuarțitelor negre cu mangan) ;

complexul vulcanogen-inferior.

În special complexul vulcanogen-superior, care are și grosimea cea mai mare (3000-4000 m) a fost împărțit în diverse regiuni în orizonturi și nivele caracteristice.

Formațiunile epimetamorfice aparținând seriei de Tulgheș le-am urmărit în partea de est a regiunii cercetate în „creasta” Dămucului. Am putut distinge următoarele tipuri petrografice :

a) *Filită*. O mare parte a seriei de Tulgheș este formată din filite cloritoase, sericitoase sau grafitoase, care alternează în proporții diferite. Se pot distinge toți termenii intermediari : filite sericito-cloritoase, sericito-grafitoase sau clorito-grafitoase. Cele mai răspândite sunt filitele cloritoase și sericito-cloritoase. Filitele grafitoase formează pachete subordonate ce se asociază adesea cuarțitelor negre. Conținutul în cuarț al acestor roci este variabil, el putând deveni uneori mai important, ajungîndu-se pînă la tipul de filite cuarțitice cloritoase sau sericito-cloritoase.

Filitele seriei de Tulgheș reprezintă ca depozit inițial roci detritice argilo-grezoase, uneori cărbunoase.

b) *Roci porfirogene (metatufuri și metatufite acide)*. Acest tip de rocă este aproape în aceeași măsură reprezentat în seria de Tulgheș ca și

¹² Op. cit. pct. 6.

filitele. De altfel, asocierea acestora două constituie elementul caracteristic, esențial, al seriei. Metatufurile și metatufitele acide se prezintă ca niște roci masive, cu o rubanare foarte fină, săt de culoare albicioasă sau verzuie deschisă. Ele săt bine reprezentate mai ales la sud de valea Bicazului.

c) *Cuarțite negre*. Aceste roci săt foarte bine cunoscute în tot cristalinul epizonal al Carpaților Orientali. Ele apar ca intercalații nu prea groase (pînă la 5-6 m) și cu caracter lenticular. În zona cercetată, noi le-am întîlnit în valea Țepeșenilor pe valea Bicazului, la est de Bîrca Neagră, pe pîrîul Straja și pe pîrîul Gușa. Cu ele se asociază adesea șisturi grafitoase. În ansamblu, în pachetul cu cuarțite negre se găsesc intercalate și calcare cristaline. Este de remarcat că, în regiunea „crestei” Dămucului, cuarțitelor negre nu se săt asociază roci cu mangan. Acest fapt ne va ajuta după cum vom vedea, în încercarea de a stabili căror complexe din seria de Tulgheș să aparțin formațiunile epimetamorfice de pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș.

d) *Calcare cristaline*. Rocile carbonatice metamorfozate săt sporadic reprezentate pe flancul extern. Ele apar ca intercalații lenticulare alungite pe valea Țepeșenilor precum și la nord și sud de aceasta, la est de Bîrca Neagră și pe pîrîul Lipieșului. Calcarele săt cenușii sau albicioase și au adesea o textură laminată. Ele se prezintă în pachete de 5-20 m grosime, intercalate în general între filite cloritoase sau sericito-cloritoase. Nu am observat calcare intercalate între metatufuri acide. Cele mai importante pachete calcaroase săt cele din versantul nordic al văii Țepeșenilor. Pachetul cu calcare atinge aici o grosime de peste 40 m.

e) *Porfiroide*. Acestei grupe de roci săt atribuite dyck-uri și filoane de porfire, metamorfozate împreună cu întreaga serie de Tulgheș. Dezvoltarea tipică o au aceste roci în muntele Pietrosul (bazinul Bistriței), de unde și denumirea de porfiroide de tip Pietrosu. Ele reprezintă un element specific seriei de Tulgheș, subliniind caracterul ei de formătiune sedimentogen-vulcanogenă.

Referindu-ne la succesiunea litostratigrafică stabilită în munții Bistriței (Berică et al., 1967 b) vom încerca să încadrăm formațiunile seriei de Tulgheș ce apar în „creasta” Dămucului. Observăm de la început că cuarțitele negre și calcarele cristaline se grupează împreună într-un pachet al căruia „fond” petrografic este alcătuit dintr-o alternanță de filite cloritoase, clorito-sericitoase și grafitoase. Din acest pachet lipsesc



metatufurile acide. Acestea din urmă sunt prezentate atât în patul cît și în acoperișul pachetului cu cuarțite negre și calcare. Bazați pe faptul că : (1) cuarțitele negre și calcarele se asociază într-un pachet lipsit de roci porfirogene, că (2) cuarțitele negre nu sunt manganifere, că (3) acest pachet este cuprins între două pachete cu roci porfirogene, considerăm că suntem îndreptăți să atribuim pachetul cu cuarțite negre și calcare complexului de Suhard-Alun. Pachetele de șisturi cristaline din patul și acoperișul acestuia ar reveni astfel complexului vulcanogen-mediu și respectiv complexului vulcanogen-superior. Acestea din urmă nu sunt însă complet dezvoltate fiind delimitate de suprafețe de forfecare, atât cel mediu (suprafața de șariaj a pînzei bucovinice), cît și cel superior (suprafața de șariaj a pînzei gnaiselor de Rărău).

Pentru stabilirea vîrstei seriei de Tulgheș, în ultimul timp s-au obținut informații prețioase prin analiza conținutului său palinologic. Rezultatele la care s-a ajuns (Ilieșcu, Dessila-Codarcă, 1964 ; Ilieșcu, Mureșan, 1970 ; Ilieșcu în Bercea et al., 1970)¹³ indică o vîrstă Riphean-Cambrian inferior pentru seria de Tulgheș. S-ar părea, avînd în vedere că associația Riphean-Cambrian inferior urcă pînă în nivelele superioare ale complexului vulcanogen-superior, că nu există termeni mai noi decât Eocambrianul în această serie. Tinînd seama de faptul că deasupra seriei de Tulgheș urmează un complex carbonatat masiv (complexul de Cîrlibaba-Țibău) pe care Bercea și Bercea (1970) îl separă ca o serie independentă ca ciclu de sedimentare și metamorfism care ar fi de aceeași vîrstă, Devonian-Carbonifer inferior, ca și seria de Repedea (Kăutner, Mirăuță, 1970), putem admite că metamorfismul regional care a determinat formarea seriei de Tulgheș se plasează între Cambrianul inferior și Devonian. El poate fi Baicalian (cum admit majoritatea cercetătorilor seriilor cristaline), dar nu putem exclude și ipoteza că acest metamorfism să fie Caledonian.

C) Rocî filoniene

În suprafața cercetată de noi rocile filoniene sunt reprezentate în special de cuarț filonian. Filoanele de cuarț au dimensiuni variabile, de la cîțiva centrimetri pînă la cîțiva decimetri. Ele sunt dezvoltate mult mai frecvent la nord de valea Bicazului. În pîriul Stînei, am găsit asociate cu filoane de cuarț, cuiburi de pirită.

În afara suprafeței cercetate de noi, la vest de sinclinalul Hăghimaș sunt descrise rocî filoniene ce străbat șisturile cristaline atât ale seriei de

¹³ Op. cit. pct. 6.

Tulgheş cît şi ale seriei gnaiselor de Rarău (A t a n a s i u, 1929 ; B ă n - c i l ă, 1941). Este vorba în special de lamprofire (camptonite, monchiquite, kersantite şi vogesite) şi mai puţin frecvent diabaze. Lamprofirele sunt considerate (A t a n a s i u, 1929 ; I a n o v i c i, 1933 ; C o d a r c e a et al., 1958) ca fiind legate genetic de manifestările magmatice ce au dus la formarea masivului Ditrău, ca separaţiuni ultrabazice intruse în stadiul final al evoluţiei magmei. Tinând seama de faptul că procesul de formare al rocilor sienitice de la Ditrău este posterior metamorfismului regional al seriei de Tulgheş, precum şi de datele de vîrstă absolută obţinute, vîrsta punerii în loc a acestor roci este considerată ca fiind hercinică (C o d a r c e a et al., 1958). Lamprofirele ca produse finale ale proceselor magmatice alcaline de la Ditrău nu depăşesc nici ele ca vîrstă Paleozoicul, intrucât nicăieri nu străbat cuvertura sedimentară normală a şisturilor cristaline care le includ.

FORMATIUNI SEDIMENTARE

TRIASIC

Istoric

Primele informaţii asupra Triasicului din Hăghmaş se datorează lui F r. H e r b i c h , care descoperă pe rînd calcarele de Hallstatt din pîriul Fagul Oltului şi Curmătura, stratele de Werfen din pîriul Ciofronca (H e r b i c h , 1870, 1873) şi în sfîrşit conglomeratele şi gresiile cuartitice pe care le atribuie Permianului(Verrucano), iar dolomitele de deasupra Triasicului (H e r b i c h , 1873). M o j s i s o v i c s (1875) precizează vîrsta noriană a calcarelor de Hallstatt şi menţionează un nou punct de calcar triasice negre, de tip Guttenstein colectate de H e r b i c h din Piatra Ghilcoşului, pe care recunoaşte o impresiune de *Monotis salinaria*. În monografia sa asupra Tării Secuilor, H e r b i c h (1878) mai adăugă punctelor cu roci triasice cunoscute pînă atunci încă două : în şaua dintre Piatra Unică şi Hăgmaşul Mare şi la izvoarele pîriului Sec. În ambele este vorba de gresii calcaroase, micaferică cu *Myophoria*. Sub acestea, el mai citează şi un calcar cenuşiu-închis cu *Monotis substriata*. În primele sale lucrări U h l i g (1889) consideră dolomitele de vîrstă triasică, pentru ca mai tîrziu (1903) în lucrarea de sinteză „Bau und Bild der Karpaten” să considere conglomeratele şi gresiile cuartitice precum şi dolomitele de deasupra de vîrstă permiană, Triasicului nerevenindu-i decît şisturile roşii şi negre şi jaspurile care se întîlnesc uneori peste dolomite, precum şi stratele de Werfen,



calcarele de Guttenstein și de Hallstatt citate de autorii care l-au precedat. Ulterior, Uhlig, creând pînza bucovinică (cu conglomeratele cuarțitice, dolomitele și stratele cu jaspuri) și pînza transilvană (care cuprinde toate klippele triasice fosilifere cunoscute în Rarău și Häghimaș) separă de fapt două serii sedimentare suprapuse tectonice cu două faciesuri diferite ale Triasicului.

Antanasius (1927, 1929) precizează pe baza unei faune werfenian-superioare găsită în muntele Azodu Mare (la vest de Tulgheș) vîrsta triasică a dolomitelor, considerate de Uhlig (1889, 1903) ca fiind permiene. Ulterior, prezența acestei faune la baza dolomitelor va fi confirmată de Bancilă (1941), Preeda și Pelein (1963) și Turel et al. și Grasu (1967). Pe harta geologică a regiunii Cheile Bicazului (1934—în Bancilă, 1958) Antanasius separă deasupra dolomitelor din zona Lacului Roșu calcare albe pe care le atribuie Triasicului superior. Bancilă (1941) descoperă două noi puncte cu Triasic: unul la baza masivului Piatra Crăpată (Terkö) (gresii roșii-cenușii cu *Daonella lömmelli*) altul sub vîrful Ocem (calcare roșii cu *Spiriferina gregaria*). Același autor (1941) citează la vest de Curmătura, Piatra Unică și Ocem calcare roșii de tip Hallstatt deasupra dolomitelor. În partea de sud a sinclinalului Häghimaș, Bancilă (1941) mai descrie, tot deasupra dolomitelor, calcare cenușii cu *Diplopora annulata*.

Trebuie menționat că, în afara dolomitelor, calcarelor cu *Diplopora annulata*, calcarelor roșii de la vest de Curmătura (Bancilă, 1941) și a calcarelor albe separate de Antanasius (1934) toate celelalte depozite triasice menționate sunt în poziție alohtonă față de primele, fie ca olistolite în Wildflyschul cretacic, fie ca petice de antrenare în baza pînzei Häghimașului (Sandulescu, 1967, 1968, 1969).

Pînza bucovinică

Triasicul bucovinic este caracterizat de: (1) larga dezvoltare a dolomitelor, (2) faciesul cuarțitic al Seisianului, (3) dezvoltarea redusă a Triasicului superior.

Răspîndire

Triasicul bucovinic este dezvoltat pe ambele flancuri ale sinclinalului Häghimaș, dar în proporții inegale. El ocupă suprafețe mai mari și are o alcătuire mai complexă pe flancul vestic (intern) (fig. 1).

Pelanțional depozitele triasice formează o fișie continuă și îngustă, din sudul regiunii cercetate de noi (muntele Piatra Crăpată)



pînă în muntele Ciofronca. De aici spre nord suprafețele ocupate de Triasic cresc, atingînd în zona de la vest de Lacul Roșu dimensiunile maxime și căpătind un aspect lobat, determinat de o eroziune diferențială puternică. La nord de valea Lapoșului, depozitele triasice de pe flancul intern se reduc la cîteva petice izolate, dezvoltate la izvoarele pîraielor Șugău și Danciu. O dezvoltare continuă este reciștagată începînd din muntele Păltiniș spre nord, pînă la muntele Preluca, în extremitatea nord-vestică a sinclinalului Hăgimaș.

Pe flancul exterior depozitele triasice au o dezvoltare mult mai discontinuă. În extremitatea sudică a regiunii cercetate ele apar sub forma unei butoniere în pîriul Muntele Fagului (bacinul hidrografic al Trotușului), apoi în aceleași condiții mai spre nord în pîriul Pavaș. Din pîriul Arșița spre nord depozitele triasice aflorează ca petice de eroziune placate pe formațiunile cristalofiliene ale „crestei” Dămucului. Între valea Arșiței și pîriul Piciarului ele formează mai multe petice atît la interiorul cît și la exteriorul suprafeței ocupate de șisturile cristaline. De aici spre nord însă se găsesc numai pe rama internă a „crestei” Dămucului pe pîriul Străjii, pîriul Strungii, pe Piciorul Scurt, în Bitca Neagră, în Piatra Arșiței și Piatra Pînțărenilor de-o parte și de alta a văii Bicazului, apoi din dealul Ghermanului pînă în culmea Zvîncenilor și la sud de Toșorog în muntele Telecului. La nord de valea Jidanului peticele de Triasic ocupă din nou suprafețe mai mari, cea mai importantă fiind peticul de eroziune din muntele Chicera. În afara acestuia, ele se mai întîlnesc în : Piatra Roșie, Piatra Făgetul Zânogenilor, pîriul Stînii, Piatra Harpii și la nord de muntele Chicera în Piatra Poeladului.

În sfîrșit, pentru a completa imaginea răspîndirii depozitelor triasice, trebuie menționate două iviri a acestora din extremitatea nordică a sinclinalului Hăgimaș, ce marchează legătura perisinclinală a celor două flancuri, precum și două iviri mai reduse în pîriul Șugăului, în mijlocul sinclinalului, legate de o butonieră de șisturi cristaline.

Orizontare

Stabilirea succesiunii și vîrstei diferitelor nivele ale depozitelor triasice din seria bucovinică nu este lipsită de dificultăți, avînd în vedere penuria resturilor fosile și unele variații de facies ce se constată în special în lungul flancului intern. Exceptînd depozitele triasice dintre muntele Păltiniș și muntele Preluca Mare din partea de nord-vest a sinclinalului, se pot stabili patru orizonturi litologice în succesiunea Triasicului bucovinic :



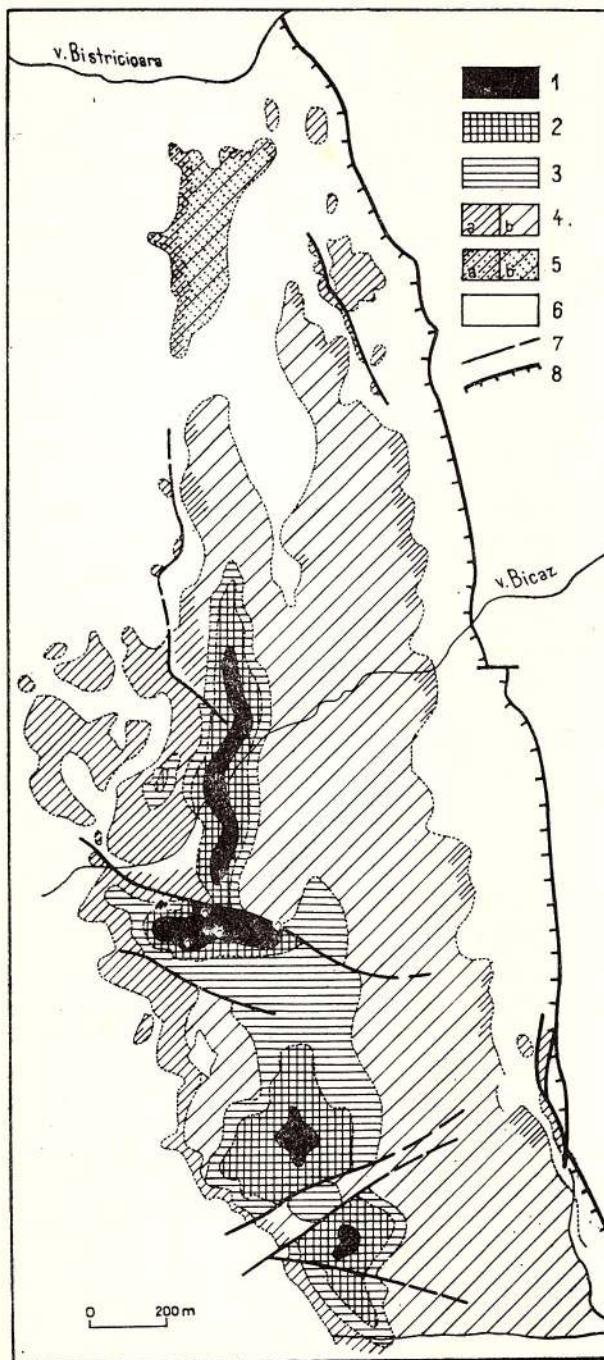


Fig.1.—Răspindirea formajumilor triasice și liasice din pinza bucovinică din sinclinalul Hâghimăs.

1, Liasic; 2, Triasic superior; 3, Ladinian; 4, Werfenian-Anisian (faciesul normal); a, în afloriment; b, acoperit; 5, Werfenian-Anisian (faciesul radiolaritic); a, în afloriment; b, acoperit; 6, sisturi cristaline; 7, failie; 8, pinză.

Distribution des formations triasiques et jurassiques inférieures dans le nappe bucovinienne du synclinal de Hâghimăs.

1, Liasique; 2, Triasique supérieur; 3, Ladinien; 4, Werfénien-Anisien (facies normal): a, en affleurement; b, couvert; 5, Werfénien-Anisien (facies radiolaritique): a, en affleurement; b, couvert; 6, schistes cristallins; 7, faille; 8, nappe.

(1) conglomerate și gresii cuarțitice, (2) dolomite masive, (3) calcare gălbui, (4) dolomite și calcare roșii și roz. Această succesiune caracterizează ceea ce ne propunem să numim faciesul normal al Triasicului bucovinic din sinclinalul Hăgimaș. În zona nord-vestică la alcătuirea Triasicului iau parte : conglomerate și gresii cuarțitice, dolomite și jaspuri verzi-deschise, rareori roșii. Aceste roci se asociază în proporții diferite, aşa încât se pot observa dolomitele alternând cu conglomeratele și gresile cuarțitice sau cu jaspurile și chiar acestea din urmă cu conglomerate cuarțitice. Acest facies al Triasicului îl vom numi faciesul cu radiolarite având în vedere dezvoltarea jaspurilor la mai multe nivele.

Posibilitățile de corelare a celor două faciesuri le vom analiza mai departe.

Faciesul normal

Cele patru orizonturi litologice care pot fi separate în cadrul faciesului normal se încadrează într-o oarecare măsură convențională în limite ce corespund subdiviziunilor cronostratigrafice. Bazat pe considerente faunistice și pe asemănări litologice am ajuns la următoarea schemă de divizare a depozitelor Triasicului bucovinic :

orizontul conglomeratelor și gresiilor cuarțitice	— Seisian
orizontul dolomitelor	— Campilian-Anisian
orizontul calcarelor gălbui	— Ladinian
orizontul dolomitic-calcaros	— Triasic superior ?

Seisian

a) *Litologie.* Răspândirea depozitelor seisiene este foarte neuniformă și lacunară. În foarte puține profile se poate urmări o succesiune completă a lor.

În general, depozitele ce le atribuim Seisianului inferior sunt reprezentate de conglomerate, microconglomerate și gresii cuarțitice (albe-gălbui mai rar roșcate). Cele mai frecvente dezvoltări sunt gresiile și microconglomeratele. Toate cele trei tipuri de roci sunt alcătuite în exclusivitate din fragmente de cuarț ce sunt prinse într-o matrice silicioasă. În cazul conglomeratelor și microconglomeratelor, matricea este alcătuită de fractiunea grezoasă.

Gresiile cuarțitice prezintă, sub microscop, o textură echigranulară, cu fragmente de cuarț colțuroase și subcolțuroase, uneori rotunjite, prinse într-un ciment poros silicios. Se observă și fragmente de muscovit, iar



fragmentele de roci sint rare. Oligomictice prin excelenta, ele se incadreaza in categoria ortocuartitelor. Gradul avansat de sortare al acestor roci (lipsa totala a feldspatilor, a fragmentelor de sisturi cristaline sau roci calcareoase, omogenitatea materialului elasic) dovedeste caracterul matur al depozitelor seisiene. Desi au o grosime mică (5-30 m) ele au o raspindire regionala foarte mare, intilnindu-se la baza depozitelor triasice atit in Carpathii Orientali cit si in alte segmente carpatice (Munții Apuseni, Carpathii Occidentali). Toate caracterele amintite ne îndreptătesc să considerăm depozitele seisiene sedimentate în condițiile de shelf (sens Krumbein și Sloss).

În foarte puține puncte am putut observa termenii superioiri ai Seisianului. Pe creasta de la nord de pîriul Strungi, pe periclinul unei cufe anticlinale faliante se poate observa sub dolomitele masive un pachet de 6 m grosime alcătuit din sisturi argilitice verzui-negricioase, fine, sfârșimicioase ce admit intercalații de gresii argilitice fine de aceeași culoare. Se pot observa două intercalații de 15 cm grosime, de dolomite galbui. Acest pachet șistos este suportat de cuarțite conglomeratice ce repauzează direct pe sisturile cristaline. Un alt punct în care se poate observa partea superioară a Seisianului se găsește pe versantul drept al văii Bicazului, pe șoseaua ce duce la cariera din versantul estic al muntelui Surduc, unde peste gresiile cuarțitice urmează un pachet de cca 1 m grosime de sisturi grezoase roșii. Aceleași sisturi grezoase se pot observa în marginea șoselei ce străbate valea Bicazului sub Piatra Pințărenilor într-o mică cută anticinală diapiră (fig. 16) și pe pîriul Stînei în patul dolomitelor masive.

Raritatea aparițiilor părții superioare a Seisianului precum și, în general, raspindirea areală redusă a depozitelor de această vîrstă am pus-o (Sandulescu, 1968, 1969) pe seama unei lacune intrawerfeniene, asociată în același timp cu o decolare a dolomitelor pe substratul lor.

b) Vîrstă. În depozitele pe care le atribuim Seisianului nu s-au găsit nici un fel de resturi fosile. Ele au fost atribuite cînd Permianului (Uhlig, 1903; Ilie, 1958) sau Werfenianului (Atanasiu, 1928, Bancila, 1941 etc.). Prezența în acoperișul lor a faunei cu *Myophoria (Costatoria) costata Zenk*, le plasează cu siguranță în nivele mai vechi decît Campilianul. Plasarea lor în Seisian o putem face numai pe baza corelării litofaciesului acestor depozite. În afara regiunii situate în extremitatea orientală a masivului cristalin al Făgărașului se pot separa (Sandulescu



în P a t r u l i u s et al., 1969)¹⁴ depozitele conglomeratice permiene de cele seisiene pe baza alcăturii lor petrografice. În timp ce Permianul este reprezentat de breccii conglomeratice și gresii polimictice cu numeroase fragmente de șisturi cristaline, Seisanul este reprezentat de conglomerate și gresii cuarțitice oligomictice identice cu cele din seria bucovinică. Acest fapt ne determină să considerăm depozitele detritice din patul dolomitelor ca fiind de vîrstă seisană, aşa cum a fost de altfel admis și de majoritatea cercetătorilor.

Campilian-Anisian

Deasupra seriei cuarțitice seisiene sau, de cele mai multe ori, direct pe șisturile cristaline, se aşază o serie dolomitică a cărei grosime variază de la cîțiva metri sau zeci de metri, în special pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș, pînă la 420 m în regiunea de la vest de Lacul Roșu (pîrîul și muntele Licaș, muntele Lunaș, muntele Calului etc.).

Seria dolomitică este cuprinsă între limite de discontinuitate : limita inferioară corespunde unei duble discontinuități stratigrafică și tectonică, cea superioară unei discontinuități stratigrafice.

a) *Litologie.* Depozitele pe care le atribuim Campilian-Anisianului sunt reprezentate de dolomite masive de culoare albă-gălbui, rareori cenușie. Sunt adesea puternic fisurate și alterate. În special pe suprafețele de eroziune acoperite de depozitele jurasice produsul de alterație este de tipul „sidérolitic”. Acesta pătrunde uneori adînc în masa dolomitelor, care capătă o culoare generală roșiatică. Așa cum au remarcat și autorii anteriori, partea bazală a dolomitelor devine uneori mai calcaroasă, în care caz este și mai bine stratificată. În aceste dolomite calcaroase în plăci a fost găsită fauna campiliană.

Sub microscop, dolomitele se prezintă ca o masă uniformă criptocrystalină de tip pelmicrit. În afară de această varietate, se mai observă microbreccii dolomitice (intrapelmicrit) în care elementele componente sunt alcătuite din fragmente colțuroase de dolomit criptocrystalin, cimentate de o masă cu cristalinitate identică. Acest al doilea tip este după toate probabilitățile format printr-un proces de distrugere și resedimentare rapidă, agenții de transport neintervenind aproape deloc.

¹⁴ D. Patrulius, M. Săndulescu, Ileana Popescu, M. Bleahu, Janina Săndulescu, I. Stănoiu, Elena Popa. Monografia seriilor sedimentare din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. I. Permian, Triasic, Jurasic și Cretacic inferior. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

Dolomitele calcaroase în plăci se prezintă sub microscop ca o masă criptocristalină sau microcristalină de tip micrit sau sparit. Unele varietăți conțin și resturi detritice de cuarț colțuros (intrapelmicrite) (pîrîul Muntele Calului). Uneori se pot recunoaște și resturi organice (biosparite) reprezentate de fragmente de cochilii (lamelibranhiate), foraminifere și radiolari.

Dolomitele din sinclinalul Hăghimaș au fost studiate și din punct de vedere geochimic de M. Savul, V. Ababei, P. Jeanrenaud (1954).

Autorii citați remarcă faptul că rocile carbonatate analizate se încadrează, majoritatea, în cadrul dolomitelor pure sau al dolomitelor slab calcaroase și numai câteva în cadrul calcarelor. Nici una din cele 60 de probe analizate nu are caracterele calcarelor dolomitice. În privința zonalității dolomitizărilor, considerăm concluziile autorilor citați ca pornind de la o premisă greșită, întrucât pe profilele pe care au fost colectate probele studiate se găsesc și calcare ladiniene, care fiind de altă vîrstă nu pot fi comparate cu dolomitele.

b) *Vîrstă*. I. Atanasiu (1928) este primul care a găsit în nivelul dolomitelor calcaroase în plăci o faună werfenian-superioară cu :

Myophoria (Costatoria) costata (Zenk)

Myophoria (Neoschizodus) laevigatus (Ziet)

Anoplophora (Homomya) fassaensis (Wissm)

Gervilleia modiala Frech

Gervilleia exporrecta Frech

Pecten (Entolium) discites (Schloth.)

Pecten (Entolium) discites var. *microtis* (Bittn)

Naticella (Natiria) cf. costata (Müns)

Băncilă (1941) regăsește în același nivel, în partea de sud a sinclinalului Hăghimaș :

Myophoria (Costatoria) costata (Zenk)

Pecten (Entolium) discites (Schloth.)

Naticella (Natiria) cfr. costata (Müns)

Preda și Pelin (1961) citează din vîrful Piatra Ciofronca din nivelul dolomitelor calcaroase în plăci :

Myophoria (Costatoria) costata Zenk și

Homomya fassaensis (Wissm)

iar Grasu (1969) de pe afluenții pîrîului Oii și pîrîului Piatra Roșie :

Myophoria (Costatoria) costata (Zenk)

Natiria costata (Müns)

Entolium discites (Schloth.)



Din masa dolomitelor masive, P elin (1967) citează forma
Ceratites semipartitus M o n t z.

Fauna cu *Myophoria (Costatoria) costata*, *Homomyia fassaensis* și *Natiria costata* este unanim recunoscută ca fiind caracteristică pentru partea superioară a Werfenianului. Acest fapt permite considerarea cel puțin a părții celei mai inferioare a dolomitelor de vîrstă campiliană. Este greu de precizat dacă întreg Campilianul este cuprins în acest nivel având în vedere și posibilitatea existenței unei lacune între dolomite și orizontul gresiilor cuarțitice de dedesubt. De asemenea, este greu de apreciat cît din masa dolomitelor aparține acestui interval stratigrafic.

Înînd seama de (1) prezența formei de *Ceratites semipartitus*, de faptul că (2) în zone apropiate unde Triasicul are un facies asemănător (Munții Apuseni, Carpații Occidentali) dolomitele superioare Seisianului cuarțitic ocupă intervalul Campilian-Anisian, avînd în vedere că (3) deasupra dolomitelor se aşază calcare ladiniene; precizînd că (4) fauna campiliană se localizează numai în baza stivei și luînd în considerare (5) grosimea lor uneori apreciabilă, considerăm că suntem suficient de îndreptățiți să atribuim dolomitelor din pînza bucovinică vîrstă Campilian-Anisian. De altfel, această vîrstă este admisă în ultimul timp de toți cercetătorii zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

Ladinian

Depozitele ce le atribuim Ladinianului se găsesc numai pe flancul vestic al sinclinalului Hăgimaș, în regiunile Piatra Unică, Hăgimașul Mare și Lacul Roșu. De obicei, ele se aşază deasupra dolomitelor anisiene; la nord de Lacul Roșu ele ajung însă să stea direct pe șisturile cristaline, marcînd existența unei lacune în patul lor. Caracterul lor transgresiv este marcat și de faptul că dolomitele ce stau dedesubt au grosimi foarte variabile (exemplu: pîrul Suhardului, vîrful Cupașului) (pl. III). Limita lor superioară este marcată fie de aşezarea, normală, a seriei carbonatate a Triasicului superior, fie de depozitele transgresive ale Jurasicului sau Cretacicului inferior. Grosimea depozitelor ladiniene variază între 10 m și 60 m, ajungînd în mod excepțional (pîrul Suhardului) la 180 m (fig. 2).

a) *Litologie*. Ladinianul este reprezentat în seria bucovinică din sinclinalul Hăgimaș prin calcar gălbui sau albe-gălbui, compacte. Culorârea de alterare este în general albicioasă. Prezintă adesea diaclaze umplute cu calcit și zone recristalizate cu aspect zaharoid. Calcarele sunt masive, lipsite de stratificație; pe versantul vestic al muntelui Hăgimașul



Mare, imediat la sud de pîrîul Fagul Oltului, calcarale sînt mai bine stratificate și au o culoare mai închisă.

În secțiuni subțiri am putut determina trei tipuri petrografice ale acestor calcarale (după clasificarea lui R. L. Folk) :

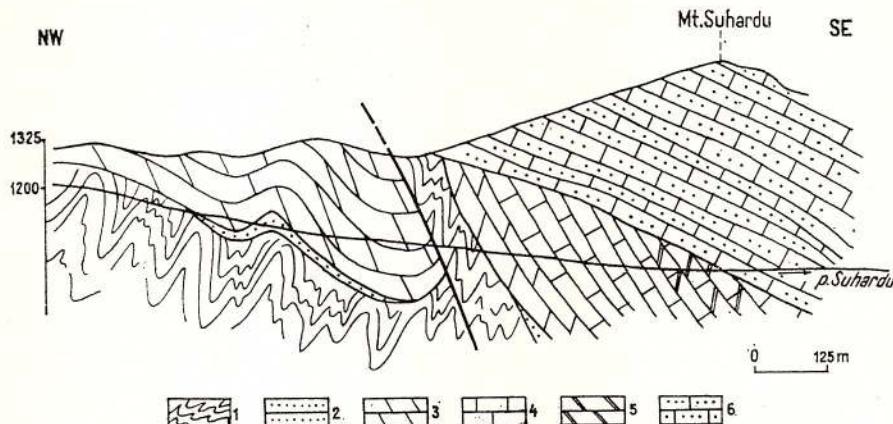


Fig.2. — Secțiune geologică în malul stîng al văii Suhardu I.

1, șisturi cristaline; 2, cuarțite (Seisan); 3, dolomite (Campilian-Anisian); 4, calcare (Ladinian); 5, dolomite+calcare (Triasic superior); 6, calcare grezoase (Dogger).

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Suhard.

1, schistes cristallins; 2, quartzites (Seisen); 3, dolomies (Campilien-Anisien); 4, calcaires (Ladinien); 5, dolomies et calcaires (Trias supérieur); 6, calcaires gréseux (Dogger).

dismicrite; sînt calcare cripto-pînă la microcristaline care prezintă zone de recristalizare mai largă; în masa rocii se găsesc uneori diseminați radiolari calcitizați;

intrabiomicrite, la care se observă fragmente de calcar criptocristaline semirotuinjite, ce conțin resturi organice și fragmente libere de resturi organice (în special alge dasycladacee), cuprinse într-o masă micro-pînă la criptocristalină;

intrabiosparite, identice cu intrabiomicritele, la care masa de calcit ce cimentează fragmentele de calcar și de organisme este cristalizată larg.

b) Vîrstă. Singurele resturi organice pe care le-am putut găsi în calcarale albe-gălbui sînt reprezentate de alge dasycladacee. Din regiunea Piatra Unică am putut determina resturi prost conserve, puternic diagenezate, de

Diplopora anulata Sch.

În calcarale de pe pîrîul Suhardului am putut recunoaște fragmente de

Diplopora anulata Sch.

Oligoporella sp.

Macroporella sp.

Deși resturile fosile sunt rare, ele pot fi utilizate pentru determinarea vîrstei calcarelor albe-gălbui. Prezența formei *Diplopora anulata* încadrează clar aceste calcare în Ladin. Forme de *Macroporella* se cunosc de asemenea în Ladinianul Alpilor Orientali și în Carpații Occidentali (Rosenberg, 1958; Bistrity, 1964). *Oligoporella* în schimb este cunoscută numai din Anisian. Asocierea ei cu *Diplopora anulata* și faptul că fragmentele nu au putut fi determinate specific nu ne permit să tragem încă concluzia că în calcarele albe-gălbui este cuprinsă și o parte din Anisian.

Că și în cazul dolomitelor masive, este greu să precizăm dacă calcarele albe-gălbui ocupă tot intervalul Ladinianului sau numai o parte a acestuia. În legătură cu această problemă trebuie amintit că și în sinclinalul Rărău sunt descrise calcare albe cu diplopore, atribuite fie Ladinian-Carnianului (?) (Mutihac, 1968) fie Ladinianului superior (Patrulus, Stănoiu, în Patrulus et al., 1969)¹⁵. și într-un caz și în celălalt atribuirea vîrstei este făcută pe baza poziției geometrice a calcarelor și pe baza comparării lor cu cele din sinclinalul Hăghimaș. În al doilea caz, calcarele sunt restrinse la partea superioară a Ladinianului, întrucât Ladinianul inferior îi sunt atribuite o parte din stratele cu jaspuri, fără însă ca vîrsta ladiniană a jaspurilor să fie dovedită în vreun fel. Întrucât, așa cum vom arăta mai departe, noi considerăm jaspurile triasice asociate intim cu dolomitele și le acordăm aceeași vîrstă (Campilian-Anisian) (vezi faciesul cu radiolarite) suntem mai degrabă tentați să atribuim calcarele Ladinianului inferior. Este evident însă că deocamdată această problemă nu este definitiv rezolvată nici în sinclinalul Hăghimaș și nici în Rărău.

Triasic superior(?)

În imprejurimile Lacului Roșu, la vest de muntele Hăghimașul Mare și de muntele Piatra Unică, am putut separa deasupra calcarelor ladiniene un pachet dolomitic-calcaros, a căruia grosime variază între 10-15 m și 100 m (pîriul Suhardului). Acest pachet reprezintă cel mai nou termen al Triasicului bucovinic din sinclinalul Hăghimaș (fig. 3, 4).

a) *Litologie.* La alcătuirea orizontului superior al Triasicului bucovinic iau parte două tipuri de roci ce se asociază în proporții diferite: dolomite și calcare.

¹⁵ Op. cit. pet. 14.

Dolomitele sunt masive, de culoare roz, roșiatică, rareori gălbui-albicioasă, străbătute de diaclaze umplute cu calcit. Sunt compacte și au adesea un aspect zaharoid. Sub microscop aceste roci arată o structură microcristalină, cu zone de recristalizare mai largă, tot dolomitică. Interstițiile dintre

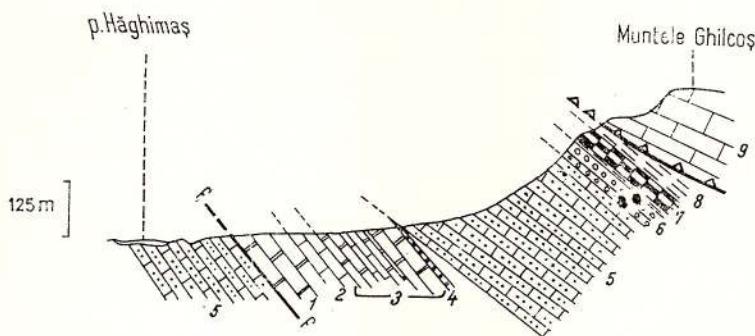


Fig.3. — Secțiune geologică pe râul Ghilcoș.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, calcare (Ladinian); 3, dolomite și calcare (Triasic superior); 4, calcaro oolitice feruginoase (Sinemurian-Carixian); 5, calcare grezoase (Dogger); 6, brecii infrajaspice; 7, radiolarite; 8, Wildflysch; 9, calcaro jurasice (pînza Häghimășului).

Coupe géologique le long du ruisseau Ghilcoș.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, calcaires (Ladinien); 3, dolomies et calcaires (Trias supérieur); 4, calcaires oolithiques férugineux (Sinémurien-Carixien); 5, calcaires gréseux (Dogger); 6, brèches infrajaspiques; 7, radiolarites; 8, Wildflysch; 9, calcaires jurassiques (nappe de Häghimaș).

cristale sunt umplute cu hematit. Se observă zone cu contururi neregulate ce au conținuturi variabile de hematit. De asemenea, pe unele secțiuni se pot observa suturi neregulate de culoare închisă pe care se aglomerează de asemenea hematitul.

Calcarele sunt de culoare roșiatică, mai rar gălbui-albicioasă, compacte, cu aspect pronunțat zaharoid. În zona Piatra Unică, ele sunt mai bine stratificate, ajungînd pînă la tipul calcarelor în plăci. Din studiul în secțiuni subțiri am putut determina două varietăți petrografice ale acestor calcaro. Ele se prezintă fie ca biomierite, fie ca biomierite cu centre de dolomitizare (într-o oarecare măsură biodismicrite). Biomieritele arată o masă cripto-pînă la microcristalină, cu zone neregulate hematitice, în care sunt răspîndite fragmente și cochilii întregi de lamelibranhiate de talie mică. Este microfaciesul cunoscut sub denumirea de „calcare cu

"filamente". Varietatea dolomitica prezintă centre de aglomerare sau cristale romboedrice de dolomit izolate, răspândite neregulat în masa rocii. Dimensiunile acestor cristale sunt sensibil mai mari decât ale celor ce formează biomieritul. Fenomenul de dolomitizare este evident post-genetic și trebuie pus în legătură cu circulația unor soluții imbogățite în carbonat de magneziu, ce provin foarte probabil din dolomitele anisiene.

Unul din cele mai clare profile în acest termen al Triasicului se poate observa la nord-vest de Piatra Unică (fig. 4), în marginea vestică a poienei largi de la izvoarele pîriului Lazăr. Aici într-un mamelon din marginea potecii turistice, se observă clar alternanța de pachete calcaroase și dolomitice, roz și roșcate. Aceeași alternanță se mai observă bine pe pîriul Ghilcoșului, pe pîriul lui Cioflec și în marginea vestică a Lacului Roșu, unde se intercalează și calcare deschise la culoare, precum și dolomite roz.

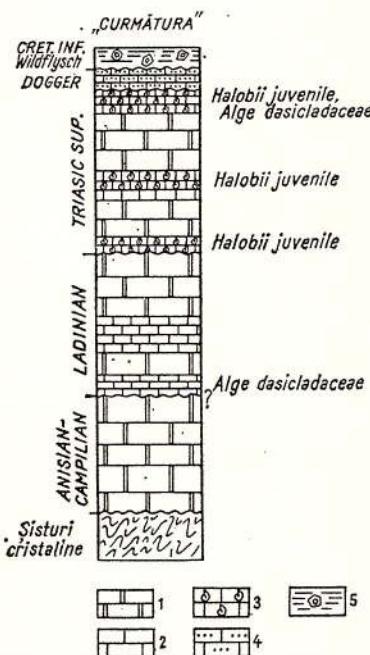


Fig.4. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor triasice de la nord-vest de Piatra Unică.

1, dolomite ; 2, calcare gălbui ; 3, calcare cu *Halobia* ; 4, calcare grezoase, 5, Wildflysch.

Succésion stratigraphique des dépôts triasiques situés au nord-ouest du sommet Piatra Unică.
1, dolomies ; 2, calcaires jaunâtres ; 3, calcaires à *Halobia* ; 4, calcaires gréseux ; 5, Wildflysch.

Faciesul dolomitico-calcaros roz-roșcat este necunoscut în alte părți ale zonei cristalino-mezozoice și foarte caracteristic pînzei bucovinice în sinclinalul Hăghimaș.

b) *Vîrstă*. Din păcate, nu am reușit să găsim resturi organice determinabile specific. „Filamentele” ce se observă în secțiuni subțiri sunt cochilii

juvenile de halobii. Ele sunt numeroase și bine conservate, dar nu oferă nici o posibilitate de determinare mai detaliată. Pe lîngă acestea, am mai putut observa, tot în secțiuni subțiri, cîteva fragmente foarte diagenizate de alge dasycladacee, pe care din păcate nu le-am putut determina nici măcar generic, precum și numeroase resturi de radiolari. În unele secțiuni subțiri am putut determina de asemenea cîteva exemplare de *Globochete alpina* L o m b.

Microfaciesul cu *Globochete alpina* și „filamente” a fost citat în Ladinianul pînzei de Choč (M i š i k, 1966) din Carpații Occidentali și în Ladinian-Carnianul Apeninilor (Microfacies italicanae). Avînd în vedere că halobiile se dezvoltă în cantitate mare în Triasicul superior din Carpații Orientali, am atribuit seriei dolomitic-calcaroase vîrstă Triasic superior (S ă n d u l e s c u, 1969) deși nu există argumente hotărîtoare în acest sens.

Remarcăm faptul că în sinclinalul Rarău sunt citate, tot din seria bucovinică (P a t r u l i u s, S t ă n o i u în P a t r u l i u s et al., 1969)¹⁶ calcare albe masive cu *Gyroporella vesiculifera*, de vîrstă noriană. Aceste calcare nu le-am găsit în sinclinalul Häghimas. Ele ar putea fi superioare seriei dolomitico-calcaroasă, care în acest caz ar reveni numai Carnianului, eventual și Ladinianului celui mai superior.

Faciesul cu radiolarite

Elementul caracteristic pentru faciesul cu radiolarite este, aşa cum am arătat, asocierea cu rocile Triasicului a radiolaritelor. Făcînd abstracție de acestea din urmă, succesiunea Triasicului în faciesul de care ne ocupăm este aceeași ca și în faciesul normal, deși mai puțin completă, și anume : gresii cuarțitice (Seisian) — dolomite (Campilian-Anisian). Din punct de vedere litologic, nu există nici o diferență între termenii comuni celor două faciesuri. Trebuie să remarcăm însă faptul că pe cîteva profile (afluenții dreapta ai pîrîului Bălai) am putut observa intercalații de pachete de dolomite între gresiile cuarțitice (pl. IV). Este greu să interpretăm altfel alternanța de pachete dolomitice cu gresii cuarțitice, întrucît o repetare tectonică este dificil de susținut, avînd în vedere că solzii astfel formați nu afectează nivelele superioare de dolomite masive și jaspuri.

Radiolaritele se găsesc față de rocile triasice în două situații diferite : ca intercalații în gresiile cuarțitice sau în partea superioară a dolomitelor (pl. IV) sau formînd un pachet superior acestora din urmă. Unele dintre aflorimentele de radiolarite nu au fost deloc semnalate înainte (cele intercala-

¹⁶ Op. cit. pct. 14.

te în gresiile cuarțitice), altele (asociate dolomitelor) au fost considerate de vîrstă jurasică (A t a n a s i u, 1928).

Studiul în secțiuni subțiri ne-a permis să precizăm petrografia radiolaritelor. Masa principală este alcătuită din silice criptocristalină, în care la unele varietăți (muntele Păltiniș) se pot recunoaște centre de aglomerare de cuarț microcristalin. Întreaga masă este pigmentată cu clorit fin, care umple de asemenea și fisurile, în care caz este mai larg cristalizat. Variațile de culoare roșie au pigment hematitic diseminat uniform în toată roca sau formând zone paralele, în care concentrația în hematit este diferită. În toate secțiunile studiate am putut observa resturi de radiolari răspândite uniform sau aglomerindu-se în fișii paralele. Am putut recunoaște în special tipul de *Liosphaera* și *Cenosphaera*, mai rar *Heliodiscus*. Foarte rar se pot observa resturi de foraminifere uniseriate cu testul complet silicificat. Mineralele argiloase sunt rare. Fragmentele detritice sunt reprezentate de cuarț colțuros, a cărui frecvență variază în limite largi; unele varietăți, la care cuarțul este mai abundant, se apropie de tipul radiolaritelor arenacee (C a r o z i, 1960).

Asocierea radiolaritelor cu gresiile cuarțitice se poate observa: în șaua de la izvoarele pîriului Suhardu, în șaua de la vest de muntele Cupașu, pe versantul nordic al muntelui Păltiniș (la sud de șoseaua Toșorog-Tulgheș) și în extremitatea nordică a regiunii cercetate în prelungirea nordică a crestei muntelui Hăghieș. Cu o singură excepție (muntele Păltiniș) deasupra gresiilor cuarțitice cu intercalații de radiolarite urmează dolomite masive.

Pe pîriul Suhard se observă o alternanță de pachete de radiolarite roșii și verzi, cu gresii cuarțitice. Spre partea superioară se intercalează calcare silicioase, grezoase, care în secțiuni subțiri se dovedesc a conține radiolari destul de numeroși, calcitizați. În muntele Cupașu, radiolaritele ce se intercalează între gresiile și conglomeratele cuarțitice sunt de asemenea de culoare roșie și verzuie, ca și cele de la nord de muntele Hăghieș. În schimb cele din muntele Păltiniș sunt deschise la culoare, verzui sau gălbui. La nord de muntele Hăghieș, succesiunea începe cu radiolarite verzi, ce admit intercalații de gresii fine verzui, care în secțiuni subțiri se dovedesc a fi niște grezo-calcare dolomitice, cu muscovit și biotit cloritizat. Deasupra urmează radiolarite roșii și verzi, în care — către partea superioară — se intercalează un strat de cîțiva metri de calcare silicificate cenușii. În secțiuni subțiri, acestea arată o structură brecioasă cu fragmente colțuroase de cuarț și cu zone silicificate, bogate în clorit autigen; în toată masa rocii sunt răspândite neregulat forme sferoidale de calcit criptocristalin, uneori silicificate precum și resturi de echinoderme (crinoizi) și radiolari. Acest nivel, inferior dolomitelor masive din faciesul cu radiolarite, este

cel mai vechi nivel cu echinoderme citat pînă acum în depozitele mezozoice din Carpații Orientali. Prezența lui dovedește că adîncimea de sedimentare a radiolaritelor nu putea fi prea mare, fapt normal de altfel, avînd în vedere asocierea lor cu gresiile și conglomeratele cuarțitice care — aşa cum am arătat — pot fi considerate depozite de shelf.

Seria cuarțitic-radiolaritică descrisă mai sus poate fi atribuită Seisanului pe baza corelării litologice cu depozitele de această vîrstă din faciesul normal. În sprijinul acestei corelări pledează mai multe fapte :

prezența rocilor cuarțitice identice în cele două faciesuri ;

acoperișul (dolomite masive) și culcușul (sisturile cristaline ale pînzei bucovinice) sunt identice ;

intercalațiile carbonatate din faciesul cu radiolarite au un corespondent asemănător în faciesul normal ce poate fi observat pe versantul estic al muntelui Chicera, unde între gresii și conglomerate cuarțitice se intercalează dolomite calcaroase, bine stratificate, al căror microfacies este asemănător cu cel al calcarelor silicificate cu echinoderme de la nord de muntele Hâghieș.

În sprijinul concluziilor de mai sus vine și prezența nivelului cu crinoizi. În Triasicul din Slovenia, R a m o v s (1961) a găsit de asemenea crinoizi în depozite seisiene dateate cu faună. Este unul din punctele în care este citat cel mai vechi nivel cu echinoderme din Trias.

Asocierea radiolaritelor cu dolomitele masive se poate observa în bazinul pîriului Bălai, la nord de șoseaua Toșorog-Tulgheș, pe afluenții dreapta ai acestuia. Aici (pl. IV), la partea superioară a dolomitelor se urmărește o alternanță de pachete de grosimi diferite de radiolarite și de dolomite. Succesiunea se termină în aceste profile cu un pachet mai gros de radiolarite, fără intercalații dolomitice. Urmărind pe direcție acest pachet superior, se constată că el se subțiază spre nord și dispără. În schimb, imediat la nord de zona de dispariție, partea terminală a dolomitelor prezintă zone de silicifiere, în care se observă, în secțiuni subțiri, o masă microcristalină dolomitică, cu zone bogate în radioli, care au un început de silicifiere ; pe fisuri se observă zone de cloritizare. În același timp, între radiolaritele din pachetul superior am putut determina existența unor intercalații de radiolarite carbonatice (C a r o z z i, 1960), în care se mai observă zone microcristaline dolomitice netransformate încă. Toate aceste fapte ne conduc la ideea că radiolaritele asociate dolomitelor sunt legate în continuitate de sedimentare cu ele, înlocuind pe anumite zone partea superioară a lor (ele trece atât pe verticală cât și lateral la dolomite masive). La o concluzie asemănătoare au ajuns și B ă n c i l ă și P a p i u (1953) pentru jaspurile din acoperișul dolomitelor triasice de la Pojorîta.

Acordind dolomitelor masive vîrsta Campilian-Anisian prin comparație cu depozitele similare din faciesul normal, rezultă că radiolaritele asociate părții superioare a acestora sunt de vîrstă anisiană.

Separarea faciesului cu radiolarite în Triasicul bucovinic ridică o serie de probleme regionale care nu privesc numai sinclinalul Hăghmaș. Se poate observa (fig. 1) că limita între faciesul normal și cel cu radiolarite nu este paralelă cu fruntea pînzei bucovinice, ci oblică față de aceasta, avînd direcția aproximativ NE-SW. În același timp, se observă că faciesul cu radiolarite al Seisianului ajunge mai la sud (pîriul Suhardul) decît cel al dolomitelor cu radiolarite (care nu se mai cunoaște la sud de pîriul Bălai). Dacă ținem seama de faptul că la vest de Tulgheș, în muntele Azodu Mare, în afara regiunii cercetate de noi, se dezvoltă din nou faciesul normal al Triasicului, obținem pentru limita faciesului cu radiolarite o formă semieliptică cu deschiderea îndreptată spre nord. Avînd în vedere această formă, putem imagina zona de sedimentare a faciesului cu radiolarite ca o zonă alungită, încurjurată de faciesul normal al Triasicului, zonă alungită ce ar corespunde unor condiții diferite de sedimentare, care au favorizat dezvoltarea radiolaritelor. Această zonă s-ar prelungi și spre nord pînă cel puțin în valea Moldovei (sinclinalul Rarău) unde se cunosc jaspuri triasice. Ea ar reprezenta aria de maximă adîncime a zonei de sedimentare a Triasicului bucovinic, adîncime ce nu trebuie totuși considerată prea mare, din motivele arătate mai sus (p. 49); la estul și la vestul zonei axiale se dezvoltă faciesul normal, fără jaspuri.

Pînza sub-bucovinică

Triasicul sub-bucovinic se caracterizează prin : (1) dezvoltarea largă a dolomitelor și (2) lipsa depozitelor triasice superioare calcaroase.

Răspîndire

În regiunea cercetată de noi, formațiunile triasice sub-bucovinice alcătuiesc corpul principal a două pete de șariaj, situate între fruntea pînzei bucovinice („creasta” Dămucului) și stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău. Petecul sudic se dezvoltă în zona „Gura Dămucului” pe o lungime de 800 m, iar cel nordic cu o lungime de 600 m și o lățime de 200 m, la nord de valea Jidanului și la sud de Bîrca Rotundă.

Orizontare

La alcătuirea Triasicului sub-bucovinic iau parte doi termeni stratigrafici : sisturile de Campil și dolomite anisiene (fig. 7).



Campilian

În petecul de răbotaj de la „Gura Dămucului” în baza solzului din malul drept al văii Bicazului, Mezozoicul sub-bucovinic începe, aşa cum am arătat și cu altă ocazie (Săndulescu, 1969) cu calcare marnoase în plăci de 1-2 cm grosime, identice cu șisturile de Campil cunoscute în alte regiuni din Carpații Orientali. Prezența acestor depozite calcaroase în baza Triasicului sub-bucovinic este un element important pentru diferențierea lui în raport cu cel bucovinic, în care Campilianul este încă dolomitic. Este demn de remarcat faptul că în valea Putnei (la vest de Pojorita), acolo unde se poate observa substratul cristalin al Triasicului sub-bucovinic, se întâlnesc aceleași calcare marnoase cenușii, de tipul șisturilor de Campil, situate sub masa dolomitelor și deasupra unui Seisian grezos roșu. Reamintim numai și vom reveni într-un alt capitol, că și pe masivul cristalin al Gîrbovei (în munții Persani) se constată aceeași succesiune în baza Triasicului (Patrulus et al., 1966).

Anisian

Depozitele anisiene sub-bucovinice se întâlnesc atât în petecul de răbotaj de la Gura Dămucului cât și în cel din Bitca Rotundă. Ele sunt reprezentate de dolomite masive, lipsite de stratificație, identice cu cele bucovinice. Având în vedere că Werfenianul superior (Campilian) este prezent în patul acestor dolomite, ele ar urma să revină exclusiv Anisianului. Grosimea dolomitelor sub-bucovinice este variabilă, ajungind pînă la cel mult 30 m.

Pînza transilvană de Häghimaș

Triasicul alohton¹⁷ din sinclinalul Häghimaș se prezintă sub două moduri de zăcămînt: ca olistolite în formațiunea de Wildflysch și ca pete ce de antrenare la baza pînzei Häghimașului. Si într-un caz și în celălalt este vorba de klippe de dimensiuni reduse, cele mai mari dimensiuni fiind atinse de klippele de dolomite anisiene (200-300 m lungime).

Răspîndire

Pentru o urmărire sistematică a răspîndirii depozitelor triasice alohotone este necesară o grupare a acestora după vîrstă și tipuri litologice.

¹⁷ Caracterul alohton al acestor depozite triasice se referă la poziția lor în raport cu pînza bucovinică care la rîndul ei are o poziție alohtonă în raport cu pînza sub-bucovinică §.a.m.d.

Stratele de Werfen se întâlnesc pe pîrîul Ciofronca (la izvoare) pe o potecă de oi ce traversează această vale, foarte aproape de baza pînzei Hăghimașului.

Stratele de Campil se întâlnesc în următoarele puncte :

pîrîul Muntele Fagului (bazinul Trotușului) sub forma unei klippe de 30 m lungime în formațiunea de Wildflysch ;

pîrîul Fagul Oltului (versantul vestic al muntelui Hăghimașul Mare) în versantul stînga spre izvoare, la baza unui solz din pînza Hăghimașului ;

Lacul Roșu, în marginea șoselei naționale, ca blocuri în formațiunea de Wildflysch aproape de marginea din aval a localității balneare ;

pe versantul estic al muntelui Hăghieș, pe creasta ce ieagă acest munte de muntele Chicera, sub forma unei klippe de 30-40 m lungime în formațiunea de Wildflysch.

Dolomite asociate cu jaspuri și calcare se întâlnesc :

sub vîrful Piatra Crăpată, sub forma lame de rabotaj de 300 m lungime la baza pînzei Hăghimașului ;

pe versantul estic al muntelui Criminiș, ca o klippă suportată de formațiunea de Wildflysch.

Gresii roșii-cenușii cu *Daonella lömmelli* — citate de Băncilă sub vîrful Piatra Crăpată, legate probabil de baza pînzei Hăghimașului.

Calcare cenușii, în plăci, cu *Monotis substriata*, pe versantul vestic al muntelui Ghilcoș, în asociație cu rocile de Wildflysch.

Calcare marnoase nisipoase cu *Monotis salinaria* la izvoarele pîrîului Sec, asociate formațiunii de Wildflysch.

Calcare roșii de tip Hallstatt se întâlnesc :

în șaua dintre Piatra Unică și Ocem, asociate formațiunii de Wildflysch ;

la izvoarele pîrîului Fagul Oltului, asociate formațiunii de Wildflysch.

Calcare verzui cu *Terebratula (Rhaetina) gregaria* — citate de Heribich la izvoarele pîrîului Sec, probabil în legătură cu formațiunea de Wildflysch.

Orizontare

În analiza stratigrafică a Triasicului alohton sătem de la început confruntați cu trei fapte : (1) caracterul discontinuu al aflorimentelor ; (2) situația dublă în care depozitele triasice se găsesc — ca olistolite și ca petece de antrenare și (3) existența în Triasicul superior a cel puțin două faciesuri sincrone ; ele îngreuiază simțitor descifrarea succesiunii stratigrafice primare.

În legătură cu problema de care ne ocupăm trebuie să amintim că de curînd, Patrulius (1967) distinge în Carpații Orientali patru zone de facies ale Triasicului: zona internă, caracterizată de seria transilvană, zona nordică a Carpaților Orientali corespunzînd părții interne a pînzei bucovinice cu două serii: de Rarău și de Maramureș (inclusiv Iacobeni), zona dolomitică, cu seria bucovinică și zona externă de facies, cu seria de Brașov. În această schemă, cîteva elemente importante nu sînt luate în considerație:

(1) Triasicul de la Iacobeni aparține, din punct de vedere tectonic, celei mai profunde unități a masivului maramureșan, inferioare pînzei sub-bucovinice. Din acest motiv, el nu poate fi în nici un caz considerat în aceeași zonă de facies cu elementele alochton din masivul Rarău, care, aparțin unității tectonice celei mai înalte din masivul maramureșan;

(2) în schema propusă este ignorată pînza sub-bucovinică;

(3) seria de Rarău este tratată separat de seria (și implicit de pînza) transilvană, fiind atașată pînzei bucovinice, față de care are o poziție net superioară. În legătură cu acest din urmă fapt, nu este lipsit de interes să amintim că Uhlig (1907) a definit pînza transilvană tocmai în sinclinalul Rarău, înglobînd la aceasta toate klippele din masivul cu același nume.

Reamintim că în structura tectonică a masivului maramureșan se pot recunoaște două sisteme de pînze suprapuse: central și transilvan (Sandulescu, 1967). Ne vom opri asupra acestuia din urmă pentru a încerca să precizăm problemele stratigrafiei depozitelor triasice ce iau parte la alcătuirea unităților lui componente. Am arătat și cu altă ocazie (Sandulescu, 1967, 1968, 1969) că în sistemul pîzelor transilvane se pot distinge cel puțin două pînze importante: pînza de Perșani și pînza de Hâghimaș — considerînd de asemenea, cu caracter preliminar, că între pînza Hâghimașului și „klippele” din Rarău există afinități care ar permite extinderea primei pînă în sinclinalul Rarău (Sandulescu, 1969). Întrucît ambele pînze (Perșani și Hâghimaș) aparțin sistemului transilvan, și seriile sedimentare care le alcătuiesc sînt „transilvane”. Pentru a le deosebi este important ca și acestea din urmă (ca și pînzele) să aibă denumiri locale. Pentru Triasic, cel puțin, în sistemul transilvan se pot distinge două serii: de Perșani și de Rarău-Hâghimaș; ele corespund cu seriile transilvană și respectiv de Rarău separate de Patrulius (1967), cu diferență, importantă, că seria de Rarău nu are nici o legătură cu Triasicul de la Iacobeni și deci cu pînza bucovinică. Vom reveni într-un alt capitol asupra relațiilor spațiale între cele două serii și poziției lor primare în raport cu Triasicul bucovinic.



Rezumind, putem prezenta cele două serii transilvane în tabelul alăturat.

Werfenian

Triasicul inferior de facies transilvan din sinclinalul Hăghmaș aparține seriei de Perșani. El este reprezentat de strate de Werfen și de șisturile de Campil.

Strate de Werfen. Se cunosc numai într-un singur punct (vezi p. 52).

a) *Litologie.* Stratele de Werfen sunt alcătuite dintr-o alternanță deasă de : (1) marne cenușii-albăstrui, fine, moi, cu suprafete de fricțiune numeroase, foarte fin muscovitice (satinate), (2) gresii marnoase sau calcaroase cenușii, cu diaclaze umplute cu calcit de culoare albă sau roz, ce se prezintă în strate de 1-2 cm. Grosimea totală a stratelor de Werfen vizibilă în pîrful Ciofronca este de aproximativ 10 m. Este foarte probabil că aceste depozite formează un petec de antrenare la baza pînzei de Hăgmaș, întrucînt baza calcarelor masive tithonice se află la cîțiva zeci de metri deasupra aflorimentului de strate de Werfen ; din păcate, acest interval este acoperit de vegetație.

b) *Vîrstă.* Herbigh (1878) și Bancilă (1941) citează din aceste depozite :

Myophoria (Costatoria) costata (Zenk)

Megalodon triqueter Wulf

Gervilleia modiola Frech.

Naticella (Natiria) costata Müns.

forme pe lîngă care Grasu (1969) a mai colectat :

Myophoria cf. orbicularis Brönn.

Entolium discites (Schloth.)

Turbo rectecostatus Haue

Gervilleia exorrecta Leps.

Gervilleia alberthii Grédn.

Pseudomonotis inaequicostata Ben.

Fauna găsită în stratele de Werfen este tipic campiliană, așa cum au admis toți cercetătorii anteriori. Avînd în vedere că în sinclinalul Hăgmaș se găsesc și șisturi de Campil tipice, sănsem nevoiți să atribuim stratele de Werfen numai unei părți a Campilianului, cu trecere probabilă în Seisian.

TABEL DE CORELARE A TRIASICULUI TRANSILVAN

M. SĂNDULESCU. Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgimaș (Carpații Orientali)

P E R S A N I		H Ä G H I M A Ş		R A R Ă U	
		Seria de Rărău-Hăgimaș	Seria de Perșani	Seria de Rărău-Hăgimaș	Seria de Perșani
Liasic	Adneth	Adneth			Adneth
Rhetian	Calcare negricioase cu megalodonte	Calcare verzi cu Terebratula (Rhaetina) gregaria			
Norian	Calcare albe recifale	Calcare marnoase cu M. salinaria	Calcare roșii de Halstatt	Calcare marnoase cenușii cu M. salinaria	Calcare albe
inf. med. sup.	Calcare roșii de Hallstatt				Calcare roșii de Halstatt
Carnian	Calcare roșii de Hallstatt	Calcare cenușii cu M. substriata	Ca Calcare roșii de Hallstatt (cu Jovites dacus)	Calcare masive (H. styriaca)	Calcare de Hallstatt
Ladinian	Diabaze + serpentine (enclave de calcare roșii)	Calcare cu silex + jaspuri	(? serpentine ?)	Calcare cu silex + jaspuri	Calcare de Hallstatt + serpentine și jaspuri
Anisian	Calcare marmoreene albe (alge) Calcare bituminoase. Intercalații de: Calcare roșii cu silex Dolomite	Dolomite		Calcare masive cu lentile dolomitice, dolomite	Calcare cenușii vermiculate (..Guttenstein")
Cump.	Strate de Werfen		Strate de Werfen		Strate de Werfen
Seis.				Gresii cuarț + șist. roșii	



Strate de Campil. Toate aparițiile de strate de Campil au fost descoperite în urma cercetărilor noastre. Ele se găsesc sub formă de klippe sedimentare (olistolite) înglobate în formațiunea de Wildflysch. Dimensiunile acestor klippe variază între 15 m (izvorul pîrului Fagul Oltului) și 30 m (șaua de la E de muntele Hăghieș) lungime și 5-10 m grosime. Numai la Lacul Roșu am întîlnit stratele de Campil sub forma unor blocuri de cîțiva decimetri.

a) *Litologie.* Klippele de strate de Campil sunt alcătuite din calcare șiștoase, slab nisipoase, de culoare gălbui sau cenușie-gălbui. Ele prezintă suprafete de stratificație rugoase, neregulate și cu un conținut slab de nisip fin. Grosimea vizibilă a șisturilor de Campil variază între 1-10 m; aceasta nu este însă grosimea lor totală, avînd în vedere caracterul tectonic al apariției lor.

b) *Vîrstă.* Din păcate, nu am găsit nici un fel de resturi fosile în cuprinsul șisturilor de Campil. Pe baza asemănării lor cu roci similare din Perșani (valea Lupșa — în localitatea Cuciulata), le atribuim Campilia-nului superior. Ele ocupă probabil o poziție stratigrafică superioară strătelor de Werfen, aşa cum se poate observa tot în munții Perșani (valea Lupșa-Cuciulata), unde în baza calcarelor masive bituminoase de tip Guttenstein se observă mai întîi șisturi de Campil, iar dedesubt — strate de Werfen.

Triasicul mediu

Depozitele mediotriasicice alohtone aparțin seriei de Rărău-Hăghimaș. Este de subliniat faptul că în sinclinalul Hăghimaș nu cunoaștem calcarele bituminoase de tip Guttenstein, atît de caracteristice pînzei Perșanilor; ele nu apar nici măcar sub formă de klippe sedimentare în Wildflysch. Ceea ce Bănciile (1941) a denumit calcare de Guttenstein nu sunt altceva decît calcarele ladiniene cu diplopore ale seriei bucovinice.

a) *Litologie.* Triasicul mediu este reprezentat de dolomite calcaroase și calcare silicificate asociate cu radiolarite. Dolomitele calcaroase sunt masive, cenușii-gălbui, arătînd în secțiuni subțiri o structură microcristalină sau criptocristalină. În klippa de pe clina estică a muntelui Criminiș, care are o poziție răsturnată, dolomitele suportă stratigrafic (în serie inversă) un pachet de calcare silicificate și radiolarite roșii și verzi.



De pe versantul vestic al muntelui Ocem, Băncile (1941) citează un bloc de calcare grezoase roșii cu *Daonella lömmelli* Mojs. Această rocă ar putea face parte din suita calcarelor și radiolaritelor superioare dolomitelor masive.

b) *Vîrstă*. În afara formei *Daonella lömmelli* Mojs. citată de Băncile, noi nu am găsit alte resturi fosile în klippele mediotriasicice. Pentru o precizare a vîrstei putem însă face apel la o comparare cu roci similare din sinclinalul Rarău. În klippele alohtone de aici se citează (Popescu, Patruliș, 1964) un Campilian-Anisian calcaros-dolomitic și un Ladinian reprezentat de calcare în plăci și jaspuri cu *Daonella in dica* (Piatra Zimbrului). După cum se vede, situația este foarte asemănătoare cu cea întîlnită de noi în sinclinalul Hăgimaș. Dolomitele masive ar reveni astfel cel puțin Anisianului, iar calcarele silicioase și radiolaritele ar apartine Ladinianului; pentru această din urmă vîrstă pledează și forma de *Daonella lömmelli* Mojs. (fosil de zonă pentru Ladinian).

Constatăm cu această ocazie că faciesul radiolaritic este heterocron, în seria bucovinică el apărînd la nivele inferioare Ladinianului.

Triasicul superior

Depozitele neotriasicice aparțin atât seriei de Perșani cât și seriei de Rarău-Hăgimaș. Primei ii repartizăm calcarele de tip Hallstatt, celei de a doua calcarele grezoase cenușii.

Calcarele de tip Hallstatt. Printre primele depozite de vîrstă triasică descoperite în masivul Hăgimaș, calcarele de tip Hallstatt apar ca niște klippe de dimensiuni foarte reduse și adesea nu sunt vizibile decît sub formă de blocuri răspândite pe suprafața de apariție a formațiunii de Wildflysch. Noi am găsit asemenea roci în zona „Curmăturii” dintre Piatra Unică și Ocem. Ele se prezintă sub forma unor calcare compacte fine, aproape litografice, de culoare roșie, ce se desprind în plăci decimetrice. Din aceste roci au fost citate:

- (1) La izvoarele pîriului Fagul Oltului (Mojsisovics, 1875) *Ortoceras lateseptum* Haug.
Pinacoceras postparma Mojs.
Pinacoceras subsimmetricum Mojs.
Cladiscites monticola Mojs.
Cladiscites cf. juvavicus Mojs.
Distichites celticus Mojs.



Distichites wulfeni Mojs.

Rhacophyllites neojurensis (Quens t.)

Parathisbites scaphiliforme (Hau.)

(2) în „Curmătură” între Piatra Unică și Ocem (Mojisovics, 1875)

Iovites (Tropites) dacus (Moj s.)

(3) sub peretele muntelui Ocem (Bânciila, 1941)

Spiriferina gregaria Süss.

Fauna, în special cea de pe Fagul Oltului, este tipică pentru biofaciesul calcarelor de Hallstatt, neotriasică. Prezența acesteia în sistemul pînzelor transilvane ridică probleme importante de paleogeografie pentru sistemul carpatic, asupra cărora ne vom opri într-un capitol următor.

Calcarele grezoase cenușii. Pe clina sud-vestică a „curmăturii” în aria de afloare a formațiunii de Wildflysch, se cunoaște o klippă de calcar cenușii, bogate în fracțiune nisipoasă, care le dă un aspect grezos, cu suprafețe de stratificație neregulate. Din aceste calcar, Herbig (1878) citează :

Monotis substriata Hörn.

Myophoria sp.

Nucula sp.

Pelecypoda

Prezența formei *Monotis substriata* Hörn. fixează vîrstă neotriasică a calcarelor cenușii. Existența acestui facies sincron calcarelor de tip Hallstatt dar heteropic, justifică printre altele separarea seriei de Rărău-Hăghimăș de seria de Perșani.

LIASIC

Istoric

Primul care relevă posibilitatea existenței depozitelor de vîrstă liasică în munții Hăghimăș este Haue (1859 a, b) care atribuie acestei serii gresile calcaroase de culoare brună, situate la vest de masa calcarelor masive din Ocem și Piatra Crăpată. De fapt, este vorba de gresiile Doggerului și de o parte din depozitele de Wildflysch întrucît cu depozitele „liasice” Haue asociază și rocile eruptive bazice ce se găsesc în această regiune. Mai tîrziu, Haue și Stache (1863, p. 309) citează și resturi fosile (găsite de Herbig) din aşa-zisele depozite liasice, fosile de vîrstă



triasică (*Monotis substriata*, *Myophoria*, *Nucula*) fapt care dovedește confuzia acestor autori (este vorba probabil de olistolite din Wildflysch).

Lui H e r b i c h (1878) ii datorăm însă descoperirea depozitelor liasice certe, bogate în resturi fosile de la Piatra Unică. Fauna acestor depozite, de tip Adneth, este descrisă mai întâi de H e r b i c h (1878) și apoi de V a d a s z (1915). A t a n a s i u (1934—în B ā n e i l ā, 1958) separă în împrejurimile Lacului Roșu calcare roșii liasice, din care mai tîrziu descrie împreună cu R ă i l e a n u o faună liasic-inferioară asemănătoare cu fauna de Hierlatz (A t a n a s i u, R ă i l e a n u, 1950). Depozite de același facies sunt citate și din partea sudică a sinclinalului Hăghmaș (P a t r u l i u s, 1964). Din aceeași zonă, N ă s t ă s e a n u și S o l c a n (1963) fac cunoșcută o faună toarciană de tip Gresten găsită într-un bloc remaniat în formațiunea de Wildflysch. P e l i n (1967) menționează și prezența depozitelor de vîrstă domeriană și toarciană în regiunea dintre Lacul Roșu și „creasta” Dămucului, iar G r a s u și T u r c u l e t (1967) arată că în calcarurile roșii oolitice de la Lacul Roșu este cuprins și Pliensbachianul inferior.

Trebuie menționat faptul că depozitele liasice în facies de Adneth de la Piatra Unică, precum și depozitele toarciene din Piatra Luciului (menționate de P e l i n) ca și cele din sudul sinclinalului Hăghmaș (menționate de N ă s t ă s e a n u și S o l c a n) sunt în zăcămînt secundar — ca olistolite în formațiunea de Wildflysch sau ca pete ce de antrenare la baza pînzei Hăghmașului (S ă n d u l e s c u, 1968, 1969).

Pinza bucovinică

Liasicul bucovinic se caracterizează prin prezența calcarelor hematitice oolitice cu faună de tip Hierlatz.

Răspîndire

Depozitele liasice aparținînd pînzei bucovinice nu se cunosc în regiunea cercetată de noi decît pe flancul intern al sinclinalului Hăghmaș în împrejurimile Lacului Roșu. Ele apar pe suprafețe restrînse deasupra depozitelor triasice pe : Pîrîul lui Cioflec, pe affluentul stîng al pîrîului Hăgmașului (în amont de Pîrîul lui Cioflec), pe pîrîul Ghilcoș și în malul stîng al văii Bicaz, imediat în aval de ieșirea acesteia din Lacul Roșu. În toate aceste puncte se găsesc calcarele oolitice roșii. Pe pîrîul Ghilcoș, pe primul affluent stîng al pîrîului Suhard și pe primul affluent dreapta al aceluiasi pîrîu se găsesc calcarele conglomeratice domeriene, tot ca pete ce



de dimensiuni reduse (ultimele două puncte au fost puse în evidență de cercetările noastre).

Orizontare

În depozitele liasice ale pînzei bucovinice se pot recunoaște două orizonturi: (1) calcarele oolitice de vîrstă Sinemurian-Pliensbachian inferior și (2) calcarele conglomeratice de vîrstă Domerian.

Sinemurian-Carixian

a) *Litologie.* Alcătuirea litologică a primului termen stratigrafic al Liasicului bucovinic este foarte omogenă: calcare oolitice, hematitice, roșii, ce se prezintă în bancuri de 0,5-1 m, cu suprafete de stratificație neclare.

Sub microscop, ele prezintă o textură tipică de calcar oolitic. Oolitele au structura concentrică, zonată, sănt bogate în oxizi de fier (în special hematit) și sănt prinse într-o masă calcaroasă microcristalină hematitică, în care sănt diseminat fragmente colțuroase de cuarț. Uneori, fragmentele de cuarț sănt mai frecvente, matricea calcarelor oolitice fiind în acest caz de tip grezo-calcaros.

Într-un singur punct, pe pîriul Ghilcoș, peste calcarele oolitice roșii se aşază în continuitate de sedimentare calcare roșii, în plăci. Grosimea calcarelor oolitice variază între 5 m (afluent stînga pîriul Hâghimașului, Pîriul lui Cioflec) și 10 m (Lacul Roșu, pîriul Ghilcoș). Înînd seama de condensarea stratigrafică puternică și de caracterul lor pregnant hematitic ele pot fi considerate ca un depozit de haut-fond, cu aport elasic slab.

b) *Vîrstă.* Din calcarele oolitice de pe pîriul Ghilcoș, A t a n a s i u și Răileanu (1950) citează o faună eoliasică cu :

Spiriferina haueri S u e s s .

Rhynchonella fissicostata S u e s s .

Rhynchonella variabilis S e h l o t h .

Waldheimia (Cintta) subnumismalis (D o w .)

Pecten humberti P u m .

Entolium liassinum N y o t .

Pseudopecten aequivalvis S o w .

Chlamis (Entolium) tectorius (S e h l o t h .)

Nautilus striatus S o w .

Rhacophyllites (Paradasyceras) cf. urmoesenii (H e r b .)

Belemnites (Passalotheutis) paxilosus (Schloeth.)

Din același pîriu, Grasu și Turculeț (1967) au determinat :

Cintta numismalis (Lamn.)

Cintta subnumismalis (Dav.)

Zeilleria af. quadrifida (Lamk.)

Tetrarhynchia cf. tetrahedra (Sow.)

Tetrarhynchia argotinensis (Radov.)

Plicatula spinosa Sow.

Isocardia diversa Goldf.

Entolium helpii d'Orb.

Aequipecten priscus (Schloeth.)

Hastites umblicatus (Bainv.)

Pe Pîriu lui Cioflec noi am găsit în calcarele oolitice roșii : *Belemnites (Passalotheutis) paxilosus* (Schloeth.) și resturi prost conservate de *Entolium*.

Din toate ivirile de calcare oolitice am putut determina în secțiuni subțiri :

Involutina liassica (Jones) și

Involutina turgida Kristan

Cea mai mare parte a formelor citate se regăsesc în Liasicul de la Gresten din Alpii Orientali. *Entolium liassinum*, *E. hehlii*, *Chlamys textori* și *Aequipecten priscus* sunt singurele forme citate din „Şisturile de Gresten” (Trauth, 1909) atribuită Hettangianului cu trecere în extrema bază a Sinemurianului (zona cu *A. bucklandi*). Ele sunt citate însă și în „Calcarul de Gresten” care corespunde Sinemurianului și eventual și Carixianului. Din acesta din urmă se citează printre altele formele *Spiriferina hauerii*, *Rhynchonella varriabilis*, *Cintta numismalis*, *C. subnumismalis*, *Entolium liassinum* și *Plicatula spinosa*, ce se găsesc și în calcarele oolitice feruginoase de care ne ocupăm. Forma *Tetrarhynchia tetraedra* (Sow.) este în schimb foarte răspîndită numai în Liasicul mediu (Aegre, 1956). Formele de *Involutina liassica* și *Involutina turgida* au maximul de dezvoltare în Liasicul inferior.

Avînd în vedere cele de mai sus, sătem de părere că depozitele oolitice roșii din baza Liasicului bucovinic trebuie atribuite Sinemurianului și Carixianului.

Este de menționat faptul că fauna calcarelor oolitice aparține provinciei submediteraneene din care fac parte și depozitele de la Gresten, fără a avea litofaciesul de Gresten.



Domerian

a) *Litologie.* Domerianul este reprezentat de calcare conglomeratice și grezoase, cenușii. Elementele grosiere sunt reprezentate de cuarț și sisturi cristaline.

Grosimea depozitelor domeriene nu depășește 10 m (afluent dreapta pîrîul Suhardu). Trebuie remarcat faptul că în timp ce pe pîrîul Ghilcoș depozitele domeriene se aşază pe calcarele roșii sinemurian-carixiene, în bazinul pîrîului Suhard ele sunt suportate de diferite nivele ale depozitelor triasice, situație care marchează clar existența unei lacune cu eroziune situată între Carixian și Domerian.

b) *Vîrstă.* De pe pîrîul Ghilcoș, P elin (1967) împreună cu P r e d a au colectat din calcare conglomeratice și grezoase :

Spiriferina tumida B u c k.

Spiriferina tumida var. *acuta* C or r y.

Spiriferina tumida var. *ascendens* D e l o n g e h.

Spiriferina alpina O p p e l

Chlamis textorius S ch l o t h.

Entolium hehlii d'Or b.

Entolium disciformis S ch u b l e r

Belemnites (Pleurobelus) compressus (S t a h k.)

Belemnites (Passalotheutis) paxilosus (S ch l o t h.)

Belemnites (Brachybelus) zieteni (W e r n e r)

Belemnites (Passalotheutis) milleri (P h i l.)

Mesothetis rhenanus O p p.

De pe afluentul stînga al pîrîului Suhard am putut determina din calcare conglomeratice :

Entolium ex gr. liassinum (N y s t.)

Deși fauna nu este extrem de caracteristică, indicînd în general Liasicul mediu, suntem de aceeași părere cu P elin că depozitele ce o conțin ar putea apartine Domerianului. Avem în vedere și faptul că Carixianul este cuprins în calcarele oolitice roșii, din patul acestor depozite.

Pînza sub-bucovinică

Răspîndire

Singurul punct în care, în pînza sub-bucovinică dezvoltată în regiunea cercetată de noi, apar și depozite pe care le atribuim Liasicului,



este valea Bicazului (malul drept) în legătură cu petecul de şariaj de la „Gura Dămucului” (fig. 7).

Orizontare

Deasupra dolomitelor anisiene din petecul de rabotaj amintit mai sus, se aşază un pachet subţire (0,5-1 m) de conglomerate mărunte, cuarṭitice, albe, cu matrice limonitică. Elementele constituente sunt predominant alcătuite din cuarṭ, pe lingă care se mai observă fragmente de dolomite și de șisturi cristaline.

Depozitele cuarṭitice descrise mai sus sunt lipsite de urme organice, să încît, pentru stabilirea vîrstei, suntem nevoiți să facem apel la poziția lor geometrică și la compararea cu depozite asemănătoare din alte regiuni. Ne-am oprit asupra vîrstei liasice, din următoarele motive :

(1) în conglomerate sunt remaniate fragmente de dolomite triasice, deci ele sunt mai noi decât acestea ;

(2) peste conglomerate urmează calcarele Doggerului, care, în alte zone unde aflorează depozitele pînzei sub-bucovinice, se aşază transgresiv pe depozite mai vechi, fără a avea în bază conglomerate cuarṭitice ;

(3) în valea Putnei (Bucovina) am întîlnit tot deasupra dolomitelor, dar suportind o serie neagră siltitic-grezoasă probabil liasică (Sandușcu, 1969) diferită de cea a Doggerului, aceleași conglomerate cuarṭitice cu matrice limonitică.

Pînza transilvană de Hăghimaș

Pînza transilvană de Hăghimaș este caracterizată de Liasicul dezvoltat în facies de Adneth.

Răspîndire

Singurul punct în care se cunoaște Liasic în facies de Adneth este situat pe marginea sudică a masivului calcaros Piatra Unică. De aici, Herbig (1878) și Vadasz (1915) au colectat o bogată faună eolianasică. Noi nu am mai putut găsi, ca și Băncilă (1941) de altfel, aflorimentul din care a fost recoltată fauna, probabil acoperit de grohotișuri foarte răspîndite pe versantul sudic al Pietrei Unice. În acest grohotiș, deasupra izvorului din care se alimentează cabana Piatra Unică, am întîlnit totuși fragmente de șisturi marnoase, roșii, care ar putea proveni din punctul citat.



Orizontare

a) *Litologie*. Din descrierile lui Herbich și Vadasz, depozitele liasice în facies de Adneth sunt reprezentate de calcare argiloase în plăci și sisturi argiloase, de culoare roșie. Grosimea lor nu ar depăși 5 m (Vadasz). Fragmentele ce le-am găsit în grohotiș de pe versantul sudic al Pietrei Unice se prezintă sub microscop ca un calcar microcristalin, argilos cu numeroase resturi de foraminifere de talie mică, uniseriate și biseriate (Textulariide).

b) *Vîrstă*. Din calcarele marnoase de la Piatra Unică, Herbich și Vadasz au determinat o bogată faună ce cuprinde :

Nautilus sturi Ha u.

Nautilus semistriatus Or b.

Rachophyllites (Juraphillites) transilvanicus (Ha u.)

Phylloceras (Dasyceras) rakoesense (Her b.)

Phylloceras (Geyeroceras) persanense (Her b.)

Phylloceras (Geyeroceras) leptophyllum (Ha u.)

Phylloceras (Geyeroceras) cylindricum (So w.)

Phylloceras (Geyeroceras) bieltzi (Her b.)

Arietites (Asterooceras) stellare (So w.)

Aegoceras (Ectocentrites) allutae (Her b.)

Lytoceras (Ectocentrites) petersi (Ha u.)

Arietites (Coroniceras) rotiforme (So w.)

Arietites (Coroniceras) bisulcatus (Brug.)

Arietites (Coroniceras) sauzeanus (Or b.)

Aegoceras (Tragolytoceras) adnethicum (Ha u.)

Schlotheimia (Charmosseiceras) marmoreum (Opp.)

Schlotheimia (Charmosseiceras) charmassei (d'Orb.)

Phylloceras (Schistophylloceras) aulonotum (Her b.)

Phylloceras (Calliphylloceras) sylvestrae (Her b.)

Lytoceras (Tragolytoceras) altecinctum (Ha u.)

Fauna extrem de bogată este tipică pentru provincia mediteraneană. Este cazul să remarcăm faptul că cele două faciesuri ale Eolasicului din sinclinalul Hâghimaș (din pinza bucovinică și transilvană de Hâghimaș) nu se deosebesc numai prin litofaciesul lor și deci prin condițiile de sedimentare, ci și prin biofaciesul ce le caracterizează, care aparține la două provincii faunistice diferite.

Dintre formele citate se remarcă *Coroniceras rotiforme* și *Asterooceras stellare* tipice pentru Sinemurian. *C. rotiforme* este considerat chiar

fossil de zonă pentru baza Sinemurianului (Mouterde, Tintant, 1964) iar *A. stelare* este plasat în Sinemurianul superior (Lotharingian). În general genurile *Coroniceras* și *Asteroceras* sunt tipice pentru Sinemurian. Deși *Charmassiceras* ca gen începe din Hettangian și *Ch. charmassei* este citat din același etaj, nu credem că în depozitele liasice de tip Adneth de la Piatra Unică este reprezentat și acesta din urmă, ci numai Sinemurianul. De altfel, prezența Arietitidelor în general nu permite coborârea vîrstei acestor depozite în Hettangian.

DOGGER

Istorie

Herbich (1873 a, 1878) și Neumann (1873) sunt primii care demonstrează prezența depozitelor mediojurasicice în munții Hăgimaș. Vadasz (1915) și Kelenius (1922) aduc noi precizări asupra depozitelor Jurasicului mediu.

Antanasiu (1929) se bazează pe faunele descoperite de acești autori pentru a data depozitele mediojurasicice. Bancilă (1941) completează lista conținutului faunistic al acestor depozite, iar Pelein (1967) descoperă un nou punct fosilifer în Piatra Luciului din care determină o faună bajociană. În sfîrșit Grasu și Turculeț (1967) au determinat din calcarele negricioase fine de la „Gura Dămucului”, considerate de Bancilă et al., (1957) de vîrstă neocomiană, o faună bathoniană.

Toți autorii citați au plasat faunele găsite în aceeași serie stratigrafică, fapt ce a constituit o eroare, aşa cum vom vedea în cele ce urmează :

Pinza bucovinică

Răspîndire

Depozitele Jurasicului mediu bucovinic aflorează pe ambele flancuri ale sinclinalului Hăgimaș.

Pe flancul intern formațiunile mediojurasicice au cea mai amplă dezvoltare în regiunea Lacul Roșu (Bitca lui Cioflec, pîriul Muntele Calului, Licaș, muntele Suhardu Mare, pîriul și muntele Cupaș). La nord de muntele Cupaș eroziunea pre-barremiană le-a îndepărtat în tot lungul flancului intern. Spre sud, depozitele Doggerului apar sub forma unor pete ce cu caracter discontinuu la : izvoarele pîriului Oii, în şaua Ciofronca,



între muntele Hâghimașul Mare și Piatra Unică, la vest de Piatra Ascuțită și de virful Piatra Crăpată.

Pe flancul exterior Doggerul este mult mai puțin dezvoltat, fiind aproape în întregime îndepărtat de eroziune. Cîteva petece mici s-au

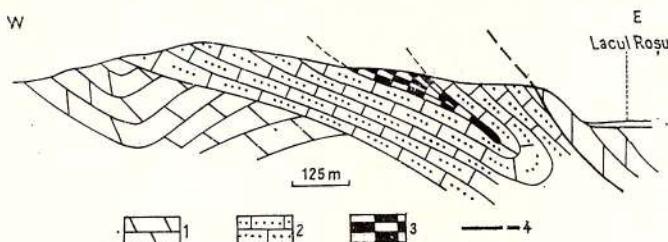


Fig.5. — Secțiune geologică în versantul stânga (vestic) al Lacului Roșu.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, calcare grezoase (Dogger);
3, radiolarite (Callovian-Oxfordian); 4, falie.

Coupe géologique dans le versant gauche du Lac Rouge.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, calcaires gréseux (Dogger);
3, radiolarites (Callovien-Oxfordien); 4, faille.

păstrat pe: pîrîul Arșița, muntele Arșița Almașului, la nord de pîrîul Strungi, în muntele Bîrca Neagră, pe valea Bicazului, pe versantul nord-estic al muntelui Criminiș și, cu o dezvoltare ceva mai importantă, în muntele Chicera.

Orizontare

În succesiunea depozitelor mediojurasicice se pot deosebi două complexe. Cel inferior ocupă cea mai mare parte a Doggerului, atât din punct de vedere al intervalului stratigrafic, cît și ca grosime și suprafață de apariție: el aparține Aalenianului, Bajocianului și Bathonianului, trecind eventual și în Callovianul inferior și cuprinzînd în bază probabil și Toarcianul. Complexul superior cuprinde Callovianul și Oxfordianul¹⁸.

Aalenian (+ Toarcian?) — Bathonian

Cele mai instructive profile pentru cunoașterea Aalenian-Bathonianului bucovinic se găsesc în imediata vecinătate a Lacului Roșu (fig.3,5),

¹⁸ Deși acest din urmă etaj aparține Malmului, el este intim legat din punct de vedere litologic cu Callovianul și il vom descrie la acest capitol.

zonă în care aceste depozite ating și grosimile maxime, ce variază între 21-270 m. În rest, grosimile acestei formațiuni sunt cuprinse între cîțiva metri și 60-70 m.

a) *Litologie.* Exceptînd partea terminală, Aalenian-Bathonianul are o alcătuire destul de monotonă. Rocile cele mai răspîndite în acest interval stratigrafic sunt calcare grezoase cenușii-albăstrui. Ele se prezintă în bancuri de grosimi ce variază între 10 cm și 50 cm, separate de jointuri silitice sau de intercalații de cîțiva centimetri de marne nisipoase cenușii. Sunt frecvente, fără să abunde, zone de silicifiere de forme eliptice sau circulare de tipul „chaille”. Materialul elasic este reprezentat de fragmente de cuarț echidimensional, colțuros sau subcolțuros, muscovit, dolomite și calcare. Cimentul este calcaros de tip bazal. Uneori calcarele grezoase pot deveni mai grosiere spre bază, cînd au un aspect microconglomeratic. Aceste intercalații mai grosiere nu au o poziție precisă în succesiunea depozitelor aalenian-bathoniene, aşa cum au presupus unii cercetători (A t a n a siu, 1929; Băneilă, 1941).

Partea terminală a Aalenian-Bathonianului este vizibilă în malul vestic al Lacului Roșu și în aval de acesta în ambele maluri ale văii Bicazu-lui în stațiunea climaterică. Aici sub jaspurile callovian-oxfordiene se dezvoltă pe o grosime de 30-40 m gresii muscovitice, calcaroase, cenușii formînd bancuri de 30-50 cm grosime separate de pachete subțiri de marne nisipoase cenușii-verzui. Marnele pot forma pachete mai groase ce admit intercalații subțiri de gresii calcaroase fine. Sunt frecvente fragmentele de plante incarbonizate.

Pe flancul extern, în butoniera dintre pîrîul Muntele Fagului și pîrîul Valea Mare, Doggerul are o alcătuire asemănătoare cu partea superioară a succesiunii de la Lacul Roșu. Aici predomină marnele nisipoase și gresiile calcaroase fine. Fragmentele cărbunoase sunt de asemenea abundente. Acest pachet corespunde cu „orizontul silitelor brune-negricioase” descris de Patrulius et al. (1969) și înglobat la stratele de Lunca. Noi nu atașăm depozitele silitice stratelor de Lunca, din motive pe care le vom preciza mai departe.

În general, pachetul marnos de la partea superioară a Aalenian-Bathonianului este foarte asemănător cu faciesul marnelor cu *Posidonia alpina*.

b) *Vîrstă.* Din calcare grezoase situate la vest de Ocem, Vadasz (1915) citează :



Posidonia opalina

iar Băncilă (1941) din blocuri de gresii de tip Dogger citează :

Harpoceras radians Sch.

Tot Băncilă (1941) citează din mai multe puncte de pe ambele flancuri ale sinclinalului o asociatie cu :

*Trigonia clavellata Park.**Modiola imbricata Sow.**Goniomya proboscidea Ag.**Belemnites canaliculatus Sch.**Belemnites giganteus Sch.**Pecten punulo Lam.**Pecten aequivalvis Sow.**Pecten disciformis Sch.**Pecten fibrosus Sow.**Rhynchonella quadriplicata Ziet.**Rhynchonella loxia Fisch.*

Din „orizontul siltitelor brune-negricioase” de pe pîriul Görbe, Băncilă (1941) citează :

Belemnites subhastatus Qu.

iar Matei et al. (1968)¹⁹ din aceleasi depozite citeaza numeroase exemple de *Bositra buchi* (Gras.).

Foarte recent, Grasu (1969) a recoltat din calcarile grezoase de la Lacul Roșu :

*Oxycerites fallax radiatiformis Wetzel**Fabellisphinctes sp.**Negatheutis sp.**Sphaeroidathyris sphaeroidalalis (Sow.)**Aulacothyris haueri Szaan.**Aulacothyris sala Buckm.**„Terebratula” balinensis Szaan.**Cymatorhynchia quadriplicata (Ziehl.)**Entolium demissum (Phil.) etc.*

Faunele bogate citate de Băncilă și Grasu demonstrează pe deplin vîrsta mediojurasică a depozitelor de care ne ocupăm. Prezența formei *Harpoceras radians Sch.* pune problema prezenței unei părți

¹⁹ V. Matei, I. Stănoiu, A. Baltres, T. Ciobotaru, C. Dinu, L. Dinu, T. Brustur, Z. Munteanu, V. Cosma. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flișului cretacic și paleogen dintre valea Trotușului și valea Sucevei. 1968. Arh. I. G. P. București.

a Liasicului în această stivă. Faptul că fosila a fost găsită numai în blocuri, ne face însă să admitem cu toată rezerva această ipoteză. Rămînem la atribuirea vîrstei Aalenian-Bathonian, cu posibilitatea ca extrema bază a calcarelor grezoase să cuprindă și o parte din Toarcian.

Remarcăm de asemenea prezența formei *Bositra buchi* (G r a s.) în partea superioară a seriei, care — ca o confirmare suplimentară — se și apropie de faciesul „marnelor cu *Bositra buchi*”.

Callovian-Oxfordian

Intervalului Callovian-Oxfordian i-am atribuit un pachet de radiolarite roșii și verzi care se aşază nemijlocit peste depozitele Aalenian-Bathonianului. Ele nu au o dezvoltare areală mare : le-am putut separa în cîteva zone la vest de Lacul Roșu, în muntele Chicera și în versantul nordic al pîriului Muntele Fagului. Grosimea acestor depozite variază între 10-30 m.

a) *Litologie*. Radiolaritele roșii și verzi reprezintă principalul element litologic al Callovian-Oxfordianului. Ele se prezintă în strate de 4-7 cm grosime, au spărtură concoidală, unsuroasă, sunt compacte. Uneori se sfârîmă în fragmente paralelipipedice colțuroase. Între stratele de radiolarite se intercalează adesea argile silicioase șistoase roșii sau verzi, uneori pătate. În secțiuni subțiri am putut observa numeroase resturi de radiatori de tipul *Heliodiscus* (în special), *Rhopalastrum*, *Hagiastrum* și *Cenosphaera*. Aceștia sunt prinși într-o masă de silice criptocristalină pigmentată cu clorit autigen, uneori cu hematit (pentru radiolaritele roșii feruginoase). Trebuie să subliniem faptul că din punct de vedere petrografic, jaspurile callovian-oxfordiene nu se deosebesc de cele triasice și nici de cele cretacice. Am putea eventual considera că frecvența unor anumite tipuri de radiatori este diferită în cele două nivele de jaspuri : în Triasic predomină tipurile de *Liosphera* și *Cenosphaera* în Jurasic — *Heliodiscus*.

Urmărind gradul de silicifiere al radiolaritelor pe verticală am putut constata că spre bază în acoperișul depozitelor bathoniene, radiolaritele sunt mai bogate în material detritic și calcit, iar cantitatea de silice este mai mică. În nivelele superioare, gradul de diageneză crește, silicea este aproape unicul component al radiolaritelor (în afara radiolarilor bine înțeleși) și materialul clastic lipsește aproape complet. Această situație o punem în legătură cu existența unei treceri gradate de la condițiile de sedimentare ale Aalenian-Bathonianului la cele ale seriei jaspice callovian-oxfordiene, trecere exprimată prin persistența aportului, evident redus dar existent, de materialul detritic în baza radiolaritelor.

b) *Vîrstă.* Lipsa oricărei forme fosile caracteristice ne obligă să discutăm vîrsta radiolaritelor din sinclinalul Häghimăș numai în raport cu poziția lor geometrică. Am arătat (p. 47-50) care sunt criteriile pe baza

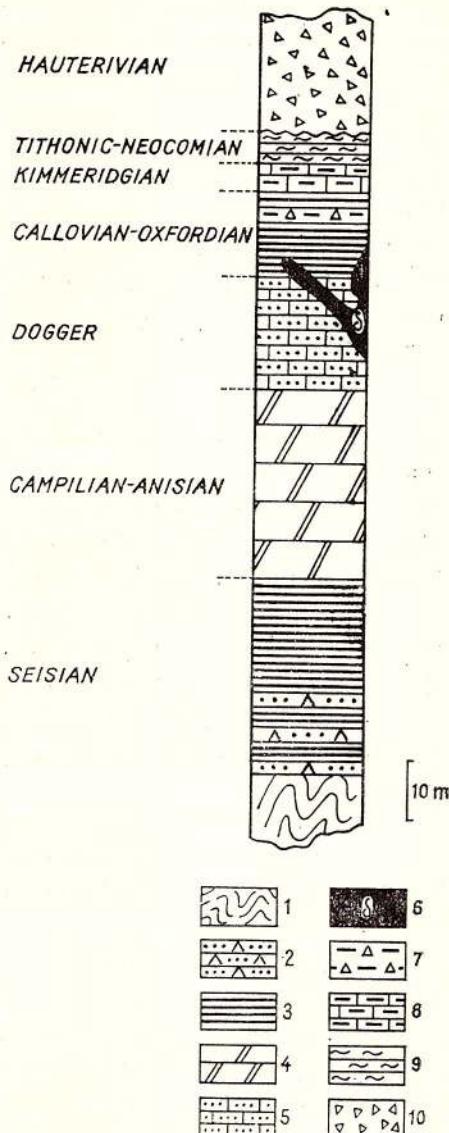


Fig. 6 — Succesiunea stratigrafică a depozitelor mezozoice din muntele Chicera.

1, şisturi cristaline; 2, gresii cuarţitice; 3, jaspuri; 4, dolomite; 5, calcare grezoase; 6, roci eruptive bazice; 7, brece; 8, calcare marnoase roşii cu *Saccocoma*; 9, marne calcaroase cu tintinide (strate de Lunca); 10, conglomerate de Chicera.

Succession stratigraphique des dépôts mésozoïques du Mont Chicera.

1, schistes cristalins; 2, grès quartzitiques; 3, jaspes; 4, dolomies; 5, calcaires gréseux; 6, roches eruptives basiques; 7, brèches; 8, calcaires marneux rouges à *Saccocoma*; 9, marnes calcaires à tintinides (couches de Lunca); 10, conglomérats de Chicera.

cărora am separat o serie radiolaritică triasică. Din cele de mai sus, este evident că există și radiolarite mai noi, superioare depozitelor bathoniene. Aceste radiolarite se aşază nemijlocit peste depozitele mediojurasicice,

deosebindu-se prin aceasta de cele cretacice, care au în bază un pachet grezos brecios („breciile infrajaspice” — vezi p. 100) sau se asociază cu depozitele formațiunii de Wildflysch. Suportate de formațiuni bathoniene și suportind (în dealul Muntele Fagului) strate de Lunca (malm-neocomiene), radiolaritelor jurasicice le revine în mod logic vîrstă Callovian-Oxfordian. De altfel, în tot spațiul carpatic acest interval stratigrafic este marcat de depozite silicioase, de grosime mică. Ne este imposibil de precizat dacă avem de-a face cu întreg Callovianul sau Oxfordianul. Raportîndu-ne la alte regiuni (Bucegi), am fi tentați să legăm Callovianul inferior de Bathonian (P a t r u l i u s et al., 1962) și să încadrăm radiolaritele în Callovian superior-Oxfordian. Este un detaliu pe care putem doar să-l amintim fără a avea vreun argument din regiunea cercetată de noi care să ne îndreptătească să susținem ferm acest lucru.

Pînza sub-bucovinică

a) *Litologie*. Depozitele atribuite Doggerului sub-bucovinic sunt reprezentate de calcare cenușii-negricioase, fine, compacte, dure. Sunt lipsite în general de stratificație în jumătatea inferioară, unde pot avea pe alocuri un aspect nodular. Partea superioară are o stratificație mai evidentă, calcarale desprinzîndu-se în plăci de 2-5 cm.

În secțiuni subțiri se observă că sunt formate dintr-o masă cripto- sau microcristalină (tip pelmicrit) foarte omogenă. Fracțiunea detritică este foarte scăzută, fiind reprezentată de muscovit și quart.

La „Gura Dămucului” calcarale mediojurasicice sunt suportate de gresiile conglomeratice cuartifere limonitice pe care le atribuim Liasicului (fig. 7).

b) *Vîrstă*. Din calcarale de la „Gura Dămucului” Grasu și Tureculete (1967) au determinat o faună bajociană cu :

- Bositra buchi* (R o e m.)
- Modiola cf. borrisiaki* R o e m.
- Entolium demissum* (P h i l l.)
- Astarte integra* M ü n s t.
- Rhynchonella cf. concina* S o w.
- Zeilleria globata* (S o w.)
- Zeilleria fleischeri* (O p p.)
- Zeilleria cortonensis* (B u c h.)
- Parkinsonia cf. parkinsoni* (S o w.)
- Hibolites semihastatus* (B l a i n v.)



Din calarele în plăci de la partea superioară a succesiunii jurasice de la „Gura Dămucului” am putut determina în secțiuni subțiri

Trocholina ex. gr. alpina L e u p.

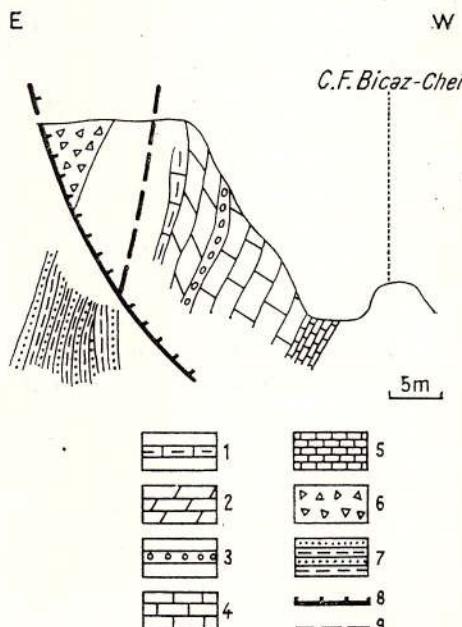
Trocholina ex. gr. elliptica (L e u p.)

ceea ce ne face să credem că seria calcarelor cenușii-negricioase urcă pînă

Fig.7. — Secțiune geologică în malul drept al văii Bicazului la „Gura Dămucului”.
1, șisturi de Campil; 2, dolomite (Anisian);
3, conglomerate cuarțitice (Liasic inferior);
4, calcare fine noduloase (Dogger); 5, calcare
în plăci (Tithon ?); 6, brecii (Neocomian);
7, strate de Sinaia; 8, pinză; 9, falie de
încălcare.

Coupe géologique le long de la rive gauche de la vallée du Bicaz à „Gura Dămucului”.

1, schistes de Campil; 2, dolomies (Anisien);
3, conglomérats quartzitiques (Lias inférieur);
4, calcaires fins noduleux (Dogger); 5, calcaires
lités (Tithonique); 6, brèches (Néocomien);
7, couches de Sinaia; 8, nappe;
9, faille de chevauchement.



în Bathonian, eventual în Jurasicul superior. În acest din urmă caz, diferențierea facială între pînza bucovinică și sub-bucovinică este și mai evidentă.

Pînza transilvană de Häghimaș

Existența depozitelor mediojurasicice alohotone a constituit mult timp pentru noi o problemă greu de rezolvat. Depozite cu faună medio-jurasică fuseseră găsite numai în seriile bucovinică și sub-bucovinică. Singurul punct fosilifer a cărui poziție era greu de determinat era cel citat de H e r b i c h, N e u m a y r și J e k e l i u s de la Lacul Roșu în calcare oolitice feruginoase. Aceste depozite nu au mai fost găsite în loc de nici unul din cercetătorii care au urmat. și noi, ca și ceilalți, am considerat că ele se intercalează în partea superioară a seriei bucovinice (S ă n d u l e s c u — în I a n o v i c i et al., 1968; S ă n d u l e s c u, 1969). Din descrierile lui H e r b i c h, rezultă că fauna bathoniană de la Lacul Roșu a fost

găsită în blocuri și nu în loc. În ultimul timp, cercetând pornitura care a barat valea Bicazului, formind Lacul Roșu, am reușit să găsim cîteva blocuri din aceste calcară oolitice feruginoase care se apropiie cel mai mult de descrierea dată de H e r b i c h, N e u m y r și J e k e l i u s. Ele sunt amestecate cu fragmente provenind din formațiunea de Wildflysch. Blocuri asemănătoare am întîlnit și pe poteca ce urcă din stațiunea turistică spre peretele vestic al muntelui Ghilcoș în apropierea zonei de dezvoltare a formațiunii de Wildflysch.

Din cele de mai sus conchidem că în formațiunea de Wildflysch de pe versantul vestic al muntelui Ghilcoș se găsesc vestigiiile Doggerului alohton aparținînd pînzelor transilvane. El este reprezentat de calcară oolitice feruginoase din care provine fauna bathoniană citată la Lacul Roșu. Aceasta cuprinde :

- Terebratula sphaeroidalis* S o w.
- Terebratula dorsoplicata* S u e s s.
- Rhynchonella spinosa* S c h.
- Rhynchonella quadriplicata* Z i e t.
- Limatula gibbosa* (M ü n s t.)
- Trigonia clavellata* P a r k.
- Pholadomya crassa* A q.
- Pholadomya ovulum* A q.
- Phylloceras* cfr. *flabellatum* N e u m.
- Phylloceras demidoffi* R o u s s.
- Phylloceras kudernatschi* H a u.
- Phylloceras subobtusum* K u d.
- Phylloceras mediteraneum* N e u m.
- Oppelia fusca* Q u e n s t.
- Parkinsonia parkinsoni* S o w.
- Stephanoceras rectelobatum* H a u.
- Pleurotomaria granulata* S o w.
- Perisphinctes aurigerus* O p p.

Din punct de vedere biofacial, fauna este evident diferită de cele-lalte faune mediojurasice din sinclinalul Hăghimaș (din pînzele bucovinică și sub-bucovinică), remarcîndu-se prin bogăția amonoideelor.

Precizările făcute cu privire la Doggerul transilvan lămuresc, într-o lumină nouă, repartitia biofaciesurilor mediojurasice din unitățile suprapuse ale zonei cristalino-mezozoice, în sensul că se observă o suprapunere în repartitia acestora în raport cu cele ale Liasicului și Triasicului.



MALM-NEOCOMIAN**Istoric**

Depozitele Malmului au fost printre primele identificate în sinclinalul Hăghimaș. Toți autorii au recunoscut calcarele masive albe și roșii aparținând Neojurasicului. Haue (1859 a) aduce primele argumente paleontologice despre existența Jurasicului superior. Herbich (1866, 1873 a, 1878) și Neumann (1873) sunt cei care precizează stratigrafia Malmului prin descoperirea și studiul monografic al faunei kimmeridgiene cu *Aspidoceras acanthicum*. Tanasiu (fide Bancilă, 1941) și mai apoi Preda și Pelin (1965) au prezentat și o orizontare de detaliu a depozitelor kimmeridgiene de la Lacul Roșu distingând trei orizonturi. Recent s-a arătat (Sandulescu, 1969) că există foarte probabil o lacună între aceste depozite și calcarele tithonice din acoperișul lor.

Herbich (1878) și apoi și alții autori (Vadasz, 1915; Uhlig, 1903; Bancilă, 1941; Preda și Pelin 1962, 1964) au arătat, cu argumente paleontologice, că în calcarele masive din sinclinalul Hăghimaș, pe lîngă Tithonic, este cuprins și Cretacicul inferior. Tanasiu (1934 – în Bancilă, 1958) separă în schimb deasupra calcarelor tithonice din Hăghimașul Negru, un Cretacic inferior cu calcare marnoase, fapt care ne îndreptăște să credem că el atribuie întreaga masă de calcare Jurasicului superior. Același autor a extins, de asemenea cartografic, mult depozitele kimmeridgiene înglobînd la acestea o mare parte a calcarelor roșcate de vîrstă tithonică.

Problema existenței sau lipsei unei lacune între Tithonic și Cretacic a fost și ea abordată de diferiți cercetători. Bancilă (1941) ca și Herbich (1878) și Vadasz (1914) admit continuitatea de la Tithonic la Cretacic. Preda și Pelin (1962, 1964) adoptă o atitudine ezitantă. Recent a fost dovedită continuitatea Tithonic-Neocomian (Dragas, 1968; Sandulescu 1968, 1969). Este însă subliniată (Sandulescu, 1969) existența unei discontinuități la baza Urgonianului, cuprins și acesta în masa calcarelor masive.

Faciesul pelagic al Malm-Neocomianului a fost semnalat pentru prima oară de Herbich (1878) care separă în baza formațiunii cretacic-inferioare, marne cu *Aptychus*, neocomiene. Uhlig (1907) atribuind stratele cu *Aptychus* Tithonic-Neocomianului, le atașează seriei sedimentare a pînzei bucovinice. Bancilă (1941) separă „strate cu *Aptychus*” la baza stratelor de Sinaia, pe „aripa externă” a sinclinalului Hăghimaș, plasîndu-le din punct de vedere stratigrafic în baza Cretacicului. Autorul admite însă și trecerea lor în Jurasicul superior. Mai tîrziu Bancilă

(1958) denumește această serie strate de Pojorita-Lunca. Denumirea, simplificată, de strate de Lunca a fost întrebuițată și de alți autori (Patruliuș et al., 1965, 1969; M. Sandulescu, Jana Sandulescu, 1965; M. Sandulescu, 1967, 1968, 1969) dar în sensuri diferite, întrucât Patruliuș și colaboratorii săi largesc noțiunea, înglobând la stratele de Lunca depozitele „orizontului siltitic-marnos, ca gresii cărbunoase” largire nejustificată atât din punct de vedere al respectării definiției initiale cît și din punct de vedere al neomogenității alcăturirii petrografice. Aceeași eroare a fost făcută și de Turculeț și Grasu (1964, 1968, 1969) care au descris la „stratele cu *Aptychus*” și „orizontul siltitic”. Majoritatea autorilor menționați au considerat că stratele de Lunca suportă normal stratele de Sinaia din zona flișului. Noi am arătat (M. Sandulescu, Jana Sandulescu, 1965; M. Sandulescu, 1967, 1968) că stratele de Lunca aparțin altei unități tectonice decât stratele de Sinaia, cele două entități lithostratigrafice fiind în ansamblu două faciesuri sincrone. Această idee a fost admisă în ultimul timp și de Patruliuș și colaboratorii acestuia (Patruliuș et al., 1969) care emit și ipoteza că o parte din calcarale marnoase tipice litofaciesului „stratelor cu *Aptychus*” sunt olistolite înglobate în stratele de Lunca.

Pînza bucovinică

Răspîndire

Depozitele Malmului și Neocomianului bucovinic au, în regiunea cercetată de noi, o dezvoltare discontinuă și asimetrică. Ele se întâlnesc numai pe flancul estic al sinclinalului Hăghmaș și sunt reprezentate de stratele de Lunca ce au o dezvoltare marcată în regiunea izvoarelor Dămucului unde formează o zonă practic continuă la sud de terminația meridională a „crestei” Dămucului, îmbrăcind periclinal șisturile cristaline și depozitele triasice și jurasice medii de pe aceasta. La nord de pîrîul Gușa stratele de Lunca nu se mai întâlnesc nici la exteriorul, nici la interiorul ariei șisturilor cristaline pînă în regiunea de confluență a Dămucului cu Bicazul unde, în malul stîng al văii Dămuc în dreptul localității Ivănuș, un pachet de strate de Lunca este prins în fruntea pînzei bucovinice, sub șisturile cristaline. De aici spre nord ele se mai întâlnesc în muntele Chicera unde suportă conglomerate de Chicera.

Tot în muntele Chicera se găsesc și depozite kimmeridgiene, de fapt singurele depozite din seria bucovinică pentru care această vîrstă este oarecum certă (pl. V, fig. 6).



Orizontare

Kimmeridgian

Pe versantul nord-vestic al muntelui Chicera pe poteca ce leagă muntele Hâghieșu cu Bîrca Rotundă, aparent imediat deasupra depozitelor mediojurastice, aflorează calcar fin grezoase, roșii, în bancuri de 3-5 cm, cu suprafețe de stratificație neregulate. Grosimea lor este greu de apreciat cu exactitate întrucât nu este deschisă nici limita lor superioară nici cea inferioară; cu aproximație ele nu depășesc 10 m. Calcarelor roșii li se asociază brecii cu matricea formată din același material roșu nisipos, în care se găsesc dispuse neregulat fragmente colțuroase de dolomite, jaspuri și roci bazice.

Vîrstă kimmeridgiană a calcarelor roșii nisipoase semnalate încă mai de mult (Sandulescu — în Patruliș et al., 1969)²⁰ a fost dedusă pe baza studiului microscopic. În secțiuni subțiri am recunoscut numeroase exemplare de *Saccocoma* de talie mare, de tip kimmeridgian. Turculeț și Grasu (1969) au confirmat recent vîrstă kimmeridgiană a acestor roci prin descoperirea în blocuri de calcar roșii găsite în valea Chicera a unei faune de ammoniți și anume :

- Aspidoceras acanthicum* (Opp.)
- Physodoceras altenense* (d'Orb.)
- Sowerbyceras* cf. *loryi* (Mun. — Chalm.)
- Fontanesiella* cf. *valentinum* (Font.)
- Taramalliceras* cf. *trachynotum* (Opp.)
- Taramalliceras* cf. *holbeini* (Opp.)
- Streblites frotho* (Opp.)
- Perisphinctes* sp., *Lytoceras* sp., etc.

Nu suntem de acord cu cercetătorii menționați care includ aceste depozite la „stratele cu *Aptychus*” (=pro parte strate de Lunca). Asocierea breciilor cu matrice roșie și microfaciesul acestor depozite le deosebesc net de stratele de Lunca, care de altfel în muntele Chicera se aşază transgresiv atât deasupra depozitelor kimmeridgiene cît și a calcarelor grezoase ale Doggerului sau a jaspurilor de deasupra acestora.

Prezența fragmentelor de jaspuri din breciile kimmeridgiene întărește atribuirea primelor în muntele Chicera, nivelului Callovian-Oxfordian (fig.6).

²⁰ Op. cit. pct. 7.

Tithonic-Valanginian (strate de Lunca)

Depozitele pe care le atribuim Malm-Neocomianului bucovinic și pe care le descriem sub denumirea de strate de Lunca sunt cuprinse între radiolaritele callovian-oxfordiene, orizontul „siltitic-marnos” (Bathonian) sau depozitele kimmeridgiene în pat și formațiunea de Wildflysch în acoperiș. Aceste repere le cunoaștem în regiunea studiată de noi. Mai la sud, în bazinul Trotușului, între stratele de Lunca și formațiunea de Wildflysch se interpune un orizont separat sub denumirea de „fliș grezos-calcaros și calcarenitic” (P a t r u l i u s et al., 1969) pe care îl excludem din definiția stratelor de Lunca (pl. V).

a) *Litologie.* La alcătuirea stratelor de Lunca iau parte următoarele tipuri de roci :

calcare marnoase, cu aspect litografic, de culoare verzuie sau roșii-vișinii, în bancuri de 3-10 cm grosime, rareori mai groase; ele sunt de tipul pelmicritelor, bogate în radiolari și tintinide. Uneori calcarele marnoase roșii-vișinii devin slab nisipoase în care caz se îmbogățesc evident în clorit;

marnocalcare cenușii, șistoase sau cu desprindere în plăci subțiri de către centimetri grosime, casante; formează pachete de grosimi variabile între 2-5 cm pînă la 25-30 cm;

marne cenușii, verzui sau roșii-vișinii, compacte, cu desprindere în plăci sau sfărâmicioase cu spărtură prismatică; aceste marne pot deveni foarte șistoase (tip „calcșisturi”) sau din contră slab nisipoase cînd au un aspect mai masiv. Marnele roșii-vișinii sunt totdeauna asociate calcarelor marnoase de aceeași culoare;

gresii calcaroase, cenușii sau negricioase, fine, sunt granoclasate uneori slab curbicorticale la partea superioară; se prezintă în strate subțiri de 1-3 cm, au hieroglife de dimensiuni mici și nu prea dese și sunt subordonate ca frecvență rocilor pelitice;

brecii cu ciment calcaros (tip calcarenite), cu elemente de dolomite, șisturi cloritoase și jaspuri, rareori cu calcar; se prezintă în strate de 5-15 cm grosime;

silicolite cenușii și verzui, bogate în radiolari (radiolarite), ce prezintă și un conținut ridicat de clorit.

Dintre rocile enumerate mai sus cele mai răspîndite în stratele de Lunca sunt marnocalcarele și marnele cenușii. Ele alternează des formînd fondul litologic al acestei serii. La intervale mai mult sau mai puțin regulate se intercalează calcarele marnoase litografice verzuie, care rareori formează pachete groase. Calcarele marnoase roșii-vișinii și marnele de aceeași cu-

loare formează cîteva intercalații de mai mulți metri grosime. Noi le-am întinut în cîteva locuri numai, pe pîrîul Valea Mare, pe pîrîul Lupului și pe pîrîul Brateș, intercalate la nivele stratigrafice diferite (pl. V). Aceste pachete au fost separate ca „strate cu *Aptychus s.str.*” de Patruiu et al. (1969). Este greu să precizăm căror nivele separate de acești autori le corespund pachetelor întinute de noi. Considerind că „flișul calcaros-grezos și calcarenitic” din acoperișul stratelor de Lunca care conține nivelul superior de strate cu *Aptychus s.str.* nu apare în regiunea cercetată, am putea atribui pachetul ce aflorează pe pîrîul Brateș nivelului mediu, el plasîndu-se la partea superioară a stratelor de Lunca, echivalente în accepțiunea noastră cu ceea ce Patruiu separă sub denumirea de „flișul calcaros”. Vom reveni asupra acestei probleme cu ocazia discutării vîrstei stratelor de Lunca.

Gresile calcaroase se asociază înegal rocilor pelitice. Ele se intercalează totdeauna în baza secvențelor formate de marnocalcare și marne. În porțiunea superioară a stratelor de Lunca, în special în zona cuprinsă între pîrîul Pavaș și culmea Muntele Fagului, intercalațiile de gresii au un caracter ritmic mai pronunțat, fapt care imprimă acestei părți a seriei un caracter flișoid, apropiat de tipul flișurilor calcaroase. Secvențele pot fi în acest caz binare — formate din gresii și marne sau marnocalcare — sau ternare — formate din toate trei componente ce se succed deobicei în ordinea : gresii-marne-marnocalcare. Nu am observat niciodată gresiile asociate cu calcarele marnoase roșii-vișinii.

Breciile calcaroase se intercalează sporadic în stratele de Lunca. Noi le-am întinut pe pîrîul Brateș, pîrîul Pavaș, pîrîul Gușa și în valea Dămucului la Ivănuș. Radiolarite nu am întinut decît într-un singur loc, la partea superioară a stratelor de Lunca pe culmea Fagului (pl. V). Ele sunt citate și la sud de regiunea cercetată de noi aproximativ la același nivel stratigrafic (Patruiu et al., 1969).

Abundența radiolarilor și a tintinidelor în rocile pelitice care alcătuiesc stratele de Lunca ne îndreptățesc să considerăm această serie ca provenind dintr-un sediment de tipul mîlurilor cu radiolari, în timpul sedimentării căruia au intervenit la anumite intervale mai mult sau mai puțin regulate aporturi de material detritic fin (gresile calcaroase) și rareori grosier (breciile). Deși pachetele în care aportul detritic este ceva mai abundant au un caracter flișoid, nu putem încadra, avînd în vedere aspectul lor general, stratele de Lunca la formațiunea de fliș. De altfel aceste strate au fost încadrate la prefliș (Contescu, 1967). În acest sens merită să atragem atenția asupra faptului că în zona lor de sedimentare (pînza bucovinică) ele nu sunt urmate de o formațiune de fliș ci de formațiunea



de Wildflysch. În schimb flișul tipic se dezvoltă în altă zonă situată mult mai spre est. Privit din acest punct de vedere încadrarea stratelor de Lunca la prefliș își pierde sensul întrucât ele nu preced flișul ci sunt în bună parte sincrone cu el. Nu este cazul să considerăm această situație o regulă; voim doar să relevăm faptul că încadrarea cu orice preț a anumitor formațiuni într-o schemă oarecare este mai mult decât convențională și se pretează la concluzii neîntemeiate pe fapte reale.

b) *Vîrstă*. În cercetările noastre ne-am preocupat cu precădere de analiza conținutului micropaleontologic al stratelor de Lunca, în special datorită faptului că resturile macrofosile au fost recent studiate în detaliu de T u r c u l e ț și G r a s u (1965, 1968) și de P a t r u l i u s et al. (1969). Pe baza studiului în secțiuni subțiri am putut stabili următoarele asociații caracteristice de tintinide (pentru fiecare asociație este marcat locul unde aceasta este cea mai completă).

1. Muntele Chicera

Crassicolaria massutiniana (C o l.) (f. frecvent)

Crassicolaria intermedia (D u r. D e l g.) Tithonic superior
C o l. (partea inferioară)

Crassicolaria brevis R e m.

Calpionella alpina L o r.

2. Valea Dămuc (Ivănuș)

Crassicolaria massutiniana (C o l.) (frecvent)

Crassicolaria brevis R e m. Tithonic superior
C o l. (partea superioară)

Calpionella elliptica C a d.

3. Valea Dămuc (Ivănuș) și Muntele Fagului

Crassicolaria parvula R e m.

Calpionella alpina L o r. (frecvent)

Calpionella elliptica C a d. (frecvent) Berriasian inferior
Tintiniopsella longa (C o l.).

Tintinopsella carpatica (M u r g. et F i l.)

4. Valea Dămuc (Huisurez)

Tintinopsella carpathica (M u r g. et F i l.)

Tintinopsella longa (C o l.) Berriasian

5. Pîrul Valea Mare, pîrul Lupului, muntele Chicera

Calpionellites darderi (C o l.)

Calpionellopsis oblonga (C a d.) Berriasian superior-Valanginian

Calpionellopsis simplex C o l.

Calpionella alpina L o r.



Din analiza tabelului de mai sus se desprinde faptul că pe baza tintinelor se poate afirma că stratele de Lunca se întind pe intervalul Titonic (superior) — Valanginian (cel puțin partea lui inferioară). Referindu-ne la lucrările lui Turculeț și Grasu (1965, 1968) care stabilesc vîrsta stratelor de Lunca pe baza conținutului în aptychi remarcăm de la început faptul că limita inferioară a acestor strate este coborâtă în Kimmeridgian.

Pentru a discuta acest fapt este necesar să reamintim că autori citați au separat în orizontul superior al „stratelor cu *Aptychus*”, care corespunde cu ceea ce denumim noi strate de Lunca, două suborizonturi: bazal-marnos și superior marnocalcaro-grezos. Fauna de aptychi a suborizontului bazal determinată de acești autori este următoarea:

Laevaptychus (Obliquuslaevaptychus) latoblicus Trauth
Laevaptychus (Obliquuslaevaptychus) longoblicus Trauth
Laevaptychus (Latuslaevaptychus) latissimus Trauth var.
pseudoseripora Turec et Grasu
Laevaptychus (Latuslaevaptychus) latus (Park) var. *taxopora*
 Trauth

Lamellaptychus gr. *A. beyrichi* (Opp.) em. Trauth
Lamellaptychus gr. *A. rectecostatus* (Pect.) em. Trauth
Lamellaptychus gr. *A. beyrichi* (Opp.) em. Trauth
Lamellaptychus gr. *B. gillieroni* Trauth
Punctaptychus gr. *A. punctatus* (Von Weltz)

Din suborizontul superior Turculeț și Grasu (1968) au determinat:

Lamellaptychus gr. *A. mortilleti* (Pict. et Lor.) f. typ
 Trauth (partim) cf. *studieri* (Oaster) em. Trauth
Lamellaptychus gr. *B. mortilleti* (Pict. et Lor.)
mortilleti (Pict. et Lor.) var. *retroflexa* Trauth
submortilleti Trauth, *submortilleti* Trauth var. *retroflexa* Trauth
Lamellaptychus gr. *C. aplanatus* (Gill) *theodosia* (Desh.)
theodosia (Desh.) var. *pectangulus* Trauth

Din analiza repartiției formelor de *Aptychus* în regiunea cercetată de noi constatăm că vîrsta kimmeridgiană a suborizontului inferior poate fi susținut numai pe baza formelor: *Lamellaptychus gillieroni* găsit pe pîrîul Muntele Fagului și a formelor de *Laevaptychus* (*latus*, *latissimus*, *longoblicus* și *latoblicus*) colectate de pe pîrîul Brates (acestea din urmă urcă și în Tithonicul inferior). Toate celelalte specii urcă și în Tithonic

și cu excepția lui *Punctaptychus punctatus* și în Berriasian. Din baza stratelor de Lunca de pe pîriul Muntele Fagului nu am găsit o microfaună caracteristică, în schimb pe pîriul Brateș în chiar axul anticlinalului descris de stratele de Lunca și în imediata apropiere a acestuia, pe flancuri, am identificat în secțiuni subțiri o asociație berriasană cu: *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex* și *Tintinopsella carpatica*. O neconcordanță similară am constatat și pe pîriul Valea Mare unde în partea bazală a stratelor de Lunca am determinat o asociație berriasan superioară-valanginiană cu: *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina* și *Remaniella*, dintr-un pachet din care Turculeț și Grasu citează *Punctaptychus punctatus*.

Trebuie amintit că de aceeași problemă s-au preocupat și Patrulius, Popa și Popescu (1969) în studiul făcut în partea sudică a sinclinalului Hăghimaș. Acești autori au emis ipoteza că pachetele calcaroase de tip „strate cu *Aptychus*” str. s. ar putea avea o poziție alohtonă (olistolite) în raport cu stratele de Lunca. Această ipoteză are dezavantajul că necesită imaginarea unei zone de sedimentare suplimentară, față de cele cunoscute pînă acum, în care să se fi depus numai „strate cu *Aptychus*” (întrucît nu se cunosc olistolite și de altă natură în stratele de Lunca) zonă ce își găsește deocamdată cu greu un loc în cadrul paleogeografic al zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Față de elementele pe care ni le oferă regiunea studiată noi intrevedem două soluții pentru explicarea contradicțiilor semnalate mai sus. Pentru situația constatătă în pîriul Brateș putem să admitem că pachetul din care au fost colectați *Laevaptychi* are o poziție ușor diapiră față de seria ce formează flancurile anticlinalului (cu asociația de tintinide berriasiene). În schimb pe pîriul Valea Mare sătem obligați să facem apel la un fenomen de resedimentare a aptychilor întrucît aici în chiar baza stratelor de Lunca tintinidele arată o vîrstă mai nouă decît aceştia. De altfel această soluție poate fi aplicată și pentru formațiunile din pîriul Brateșului.

Avînd în vedere considerațiile făcute mai sus credem că suntem îndreptățiti să acordăm stratelor de Lunca vîrstă tithonic-valanginiană, fără a putea preciza cât de sus în Valanginian urcă limita lor superioară. Excluderea Kimmeridgianului din cuprinsul stratelor de Lunca este sprijinită și de faptul că în muntele Chicera acesta le suportă transgresiv (fig. 6), iar nivelele de bază ale lor conțin asociația tithonică cea mai veche determinată de noi (asociația 1). Este cazul să remarcăm că asociația de apptychi determinată de Turculeț și Grasu din stratele de Lunca din muntele Chicera este în perfectă concordanță cu concluzia de mai sus, nici una

din formele citate de ei nefiind exclusiv kimmeridgiană, toate urcind pînă în Tithonic.

Hauterivian (?) (Conglomerate de Chicera)

În muntele Chicera, deasupra stratelor de Lunca, dar aşezîndu-se transgresiv și pe termeni mai vechi, pînă la dolomitele mediotriasicice, se dezvoltă o stivă destul de groasă (160 m) de conglomerate pe care le-am separat sub denumirea de conglomerate de Chicera (fig. 6). Dezvoltarea lor pe suprafață restrînsă îngreuiază mult determinarea vîrstei.

La constituția conglomeratelor de Chicera iau parte aproape exclusiv dolomite și șisturi cristaline. Se mai întîlnesc rareori blocuri de calcar marnoase și marnocalcaroase din stratele de Lunca. Elementele sunt colturoase sau semicolturoase, dind conglomeratelor un pronunțat caracter brecios. Pe versantul vestic al muntelui Chicera se individualizează chiar o klippă sedimentară formată din șisturi cristaline înglobate în conglomerate. Dimensiunile ei sunt aproximativ de ordinul 100 m lungime și 25-30 m grosime.

Vîrsta conglomeratelor de Chicera o putem deduce numai indirect. Ele sunt suportate de stratele de Lunca, la partea superioară a căror, chiar în muntele Chicera am identificat asociația cea mai tînără de tintini de (asociația 5) de vîrstă Berriasian superior-Valanginian. Deși nu vin în contact direct este foarte probabil ca formațiunea de Wildflysch să fie mai nouă decit conglomeratele, întrucît în imediata vecinătate a muntelui Chicera Wildflyschul este net transgresiv pe o suprafață puternic afectată de eroziunea care a determinat și conturul actual al conglomeratelor. De altfel caracterele petrografice ale acestora din urmă sunt net diferite de breciile și conglomeratele asociate formațiunii de Wildflysch în care practic dolomitele lipsesc.

Tinînd seama de considerentele enumerate mai sus credem că putem atribui cu oarecare certitudine vîrsta hauteriviană conglomeratelor de Chicera. În această ipoteză ele ar reprezenta spre nord echivalentul grosier al „flișului calcaros-grezos și calcarenitic” în care P a t r u l i u s et al., (1969) citează *Lamellaptychus angulostatus* și în care breciile și calcarenitele grosiere sunt de asemenea bogate în fragmente de dolomit și șisturi cristaline. Admitînd această paralelizare trebuie să admitem și o variație longitudinală de facies în lungul flancului extern al sinclinalului Hâghimăs, variație de facies a căror termeni intermediari au fost îndepărtați de eroziunea ante-barremiană. Încercînd o paralelizare la distanță și mai mare, sintem foarte înclinați să credem că conglomeratele de Chicera

reprezintă echivalentul conglomeratelor de Muncel din sinclinalul Rărău deși acestora din urmă T u r c u l e ḥ (1968) le acordă vîrstă Valanginian. Contradicția nu este de neînlăturat întrucât putem admite că baza conglomeratelor de Chicera coboară pînă în Valanginianul superior și că la partea superioară a conglomeratelor de Muncel este cuprins și Hauterivianul.

Pînza sub-bucovinieă

Depozite aparținînd pînzei sub-bucovinice mai noi decît calcarele mediojurasicice am putut separa în cele două petece de rabotaj de la Gura Dămucului (fig. 7) și din partea sudică a muntelui Bitca Rotundă. Ele sunt reprezentate de un pachet gros de 30-50 m de brecii cu ciment grezo-calcaros a căror elemente constituente sunt reprezentate de cuarț, șisturi cloritoase și dolomite. Abundența fragmentelor de cuarț caracterizează aceste brecii. Cimentul este adesea pigmentat cu granule mici de limonit. În petecul de la Gura Dămucului în aceste brecii se individualizează un pachet de șisturi nisipoase cenușii în care se intercalează un banc de marnocalcare cenușii din care am putut determina, în secțiuni subțiri, următoarea asociatie de tintinide :

- Calpionellopsis oblonga* (C a d.)
- Calpionellopsis simplex* (C o l.)
- Calpionellites darderi* (C o l.)
- Calpionella alpina* L o r.
- Tintinopsella carpatica* (M u r g. et F i l.)

Ea atestă vîrstă Berriasian superior-Valanginian a acestui pachet, care după cum se poate evident deduce este sincron cu cel puțin o parte a stratelor de Lunca din pînza bucovinică. Prezența unor intercalării similare de brecii (subțiri) în stratele de Lunca vin să întărească această paraleлизare. Nu avem nici un motiv să credem că breciile din pînza sub-bucovinică sunt mai vechi decît Neocomianul, avînd în vedere asociatia de tintinide descrise mai sus, problema prezenței Tithonicului și în general a Malmului în această serie rămîne încă neclară. Două posibilități sunt de reținut : (1) Malmul sau cel puțin o parte (inferioară) a lui este cuprinsă într-un pachet de aproximativ 1,5 m grosime din partea terminală a calcarelor mediojurasicice de la Gura Dămucului care au un aspect diferit de acestea — sunt calcare negrioase în plăci, fin siltitice, sau (2) în extrema bază a breciilor neocomiene este cuprins și o parte, cel puțin, din Tithonic. Sîntem mai degrabă înclinați să credem că prima ipoteză este mai aproape de adevăr întrucât nu am găsit intercalate brecii de acest tip în partea inferioară tithonică a stratelor de Lunca din pînza bucovinică.

În legătură cu existența acestor brecii atât în seria bucovinică, cât și în cea sub-bucovinică trebuie să precizăm că ele sunt primele nivele grosiere în care apar dolomite triasice. Deși acestea există ca material detritic încă din Dogger, ele nu depășesc acolo niciodată dimensiunile de 0,5-1 mm și arată după caracterul rotunjirii, un transport mai îndelungat. Breciile neocomiene dovedesc net existența unei surse de alimentare cu relief tînăr și activ care a apărut în acest timp. Sursa, avînd în vedere caracterul cu totul subordonat al breciilor în seria bucovinică și abundența lor relativă în cea sub-bucovinică, ar trebui să fie plasată la exteriorul (estul) ariei de sedimentare a acesteia din urmă.

Pînza transilvană de Hăghimaș

Răspîndire

Depozitele malm-neocomiene transilvane sunt larg răspîndite în pînza Hăghimașului. Ele constituie cea mai mare parte a masei acesteia. Regiunile de maximă dezvoltare a depozitelor de această vîrstă sunt masive calcaroase Ocem, Hăghimașul Mare, Telecul Mare, Hăghimașul Negru și Ghilcoș. În regiunea Cheile Bicazului ele ocupă numai aproximativ jumătate din suprafața pînzei Hăghimașului, restul fiind ocupat de calcarele urgoniene. Regăsim calcarele Malm-Neocomianului și în cea mai mare parte a petecului de acoperire Munticelu-Surduc în care sunt săpate „Cheile mici” ale Bicazului.

Orizontare

Termenul inferior al stivei calcaroase malm-neocomiene este reprezentat de depozitele kimmeridgiene a căror separare este ușor de făcut. În schimb în masa calcarelor tithonic-neocomiene separarea și mai ales cartografierea unor complexe litologice bine individualizate s-a dovedit foarte dificilă.

De altfel, aşa cum am atras deja atenția (Sandulescu, 1969) există mari dificultăți chiar în separarea cartografică a Urgonianului.

Kimmeridgian

Laminarea frecventă a depozitelor kimmeridgiene la baza pînzei Hăghimașului diminuează mult numărul profilelor complete în acest pachet de strate. Nicăieri nu se poate observa patul stratigrafic al depozitelor kimmeridgiene, peste tot unde deschiderile permit observarea limi-



tei lor inferioare ele repauzează tectonic pe formațiunile cretacice ale pînzei bucovinice.

a) *Litologie.* Cea mai completă succesiune în depozitele kimmeridgiene se poate observa la baza peretelui abrupt al versantului vestic al munților Ghilcoș (pl. VI). Aici este de altfel și celebrul cuib fosilifer în care a fost descoperită fauna cu *Aspidoceras acanthicum*. Această succesiune a mai fost descrisă de A t a n a s i u (fide Băncilă, 1941) și de P r e d a și P e l i n (1965) care au distins doar trei orizonturi. Din bază spre partea superioară se pot observa :

1. Calcare verzui dure, noduloase (2 m). Analiza microscopică relevă caracterul sparitic al acestor calcar; ele sunt lipsite de microorganisme.

2. Calcare roșii, fin nisipoase, cu desprindere în plăci subțiri de 1-2 cm, cu suprafete neregulate. În secțiuni subțiri am recunoscut în aceste calcare cîteva resturi de *Saccocoma*.

3. Calcare grezoase compacte, masive, lipsite în general de stratificație (5 m). Sub lupă se pot observa destul de multe fragmente de culoare albă care la analiza microscopică se dovedesc a fi fragmente colțuroase de crinoizi; pe lingă acestea am mai putut observa numeroase exemplare de oncolite (alge cyanophicaee) în general de talie mare, precum și rare *Saccocoma*.

4. Calcare noduloase roșii, dure (12 m). În secțiuni subțiri am putut observa în aceste roci, ce se dovedesc a fi de tipul intramicrit, numeroase exemplare de *Saccocoma*; este cel mai bogat nivel cu *Saccocoma* al Kimmeridgianului din pînza de Hăghimaș. Pe lingă acestea se mai recunosc și oncolite de diferite dimensiuni.

5. Calcare grezoase cenușii-verzui, fine ce se prezintă în bancuri de 20-25 cm, separate de strate mai marnoase; spre bază devin compacte și mai dure, iar spre partea superioară trec la gresii calcaroase cenușii-verzui cu intercalări de marne cenușii nisipoase (20 m). În calcarele grezoase am recunoscut în secțiuni subțiri cîteva exemplare de *Saccocoma*, iar gresiile calcaroase s-au dovedit a fi destul de bogate în clorit. Fragmentele de cuarț, prezente atît în calcarele grezoase cît și în gresii, sunt echigranulare și în general colțuroase.

O parte din această succesiune se poate regăsi în versantul sudic al șeii Ciofronca (fig. 9) unde la baza pînzei Hăghimașului deasupra Wildflysch-ului se pot recunoaște în superpoziție normală doi din termenii succesiunii din peretele muntelui Ghilcoș: calcarele grezoase cenușii masive lipsite de stratificație (termenul 3) și deasupra lor calcarele noduloase roșii (termenul 4). Acestea din urmă se mai întîlnesc în versantul

vestic al muntelui Hăghimașului și la baza petecului de acoperire Piatra Unică. În toate aceste trei puncte calcarele noduloase suportă direct calcarele tithonice. Alte puncte în care am mai recunoscut depozitele kimmeridgiene se găsesc pe valea Bicazului la ieșirea din stațiunea Lacul Roșu și în amont de cabana „Cheile Bicazului”, unde ele sănt reprezentate numai de calcarele grezoase masive (termenul 3) peste care se aşază direct depo-

Fig.8. — Succesiunea stratigrafică a depozitelor kimmeridgiene de la vest de muntele Hăghimașul Negru.

1, calcare masive; 2, calcare roșii în plăci; 3, calcare cenușii în plăci (1 = Tithonic, 2 + 3 = Kimmeridgian).

Succession stratigraphique de dépôts kimméridgiens situés à l'ouest du Mont Hăghimașul Negru.

1, calcaires massifs; 2, calcaires lités rouges; 3, calcaires lités gris (1 = Tithonique, 2 + 3 = Kimméridgien).



zitele tithonice. De asemenea chiar la intrarea în Cheile Bicazului pe șoseaua națională (fig. 11) mai apar depozite kimmeridgiene puternic teconizate, în care este greu de urmărit o succesiune stratigrafică; aici pe lîngă calcarele noduloase roșii se mai pot observa și calcarele roșii nisipoase în plăci subțiri (termenul 2).

b) *Vîrstă*. Fauna depozitelor kimmeridgiene de la Lacul Roșu a fost descoperită de Her bic h dar studiul ei cel mai complet a fost făcut de Ne um a y r (1873). Acesta a reușit să determine următoarele forme :

Belemnites (Conobelus) beneckei (Ne um.)

Nutilus (Pseudoganides) franconicus

Phylloceras isotypum (Benecke)

Phylloceras saxonicum Ne um.

Phylloceras (Calliphylloceras) banacense (Catullo)

Phylloceras (Holcophylloceras) polyolcum (Benecke)

- Phylloceras (Sowerbyceras) tortisulcatum* (Orb.)
Lytoceras polycyclum Neum.
Glochiceras (Lingulaticeras) balanense (Neum.)
Glochiceras (Lingulaticeras) nudatum (Opp.) (= *Haploceras tenuifalcatum* (Neum.)
Oppelia (Strebrites) tenuilobatus (Opp.)
Oppelia (Taramelliceras) holbeini (Opp.)
Oppelia (Taramelliceras) erycium (Gemn.)
Oppelia (Taramelliceras) comosum (Opp.)
Oppelia (Taramelliceras) pugilis (Neum.)
Oppelia (Hemihaploceras) nobile (Neum.)
Oppelia (Hemihaploceras) schwageri (Neum.)
Oppelia (Glochiceras) lithographicum (Opp.)
Oppelia (Taramelliceras) karreri (Neum.)
Oppelia (Taramelliceras) trachynotum (Opp.)
Taramelliceras mikoi (Herb.)
Cosmoceras (Simocosmoceras) nitidum (Neum.)
Perisphinctes (Torquatisphinctes) plebejus (Neum.)
Perisphinctes (Ataxioceras) metamorphus (Neum.)
 $``$ *Perisphinctes* $``$ *hilarchus* Neum.
Prorasenia witteana (Opp.)
Perisphinctes (?) pseudocolubrinus Kill.
Perisphinctes (Katroliceras) acer (Neum.)
Perisphinctes (Lithoceras) ulmensis (Opp.)
Perisphinctes (Sublithacoceras) geron Zitt.
 $``$ *Perisphinctes* $``$ *subpunctus* Neum.
Perisphinctes (Sutneria) eumela (Opp.)
Perisphinctes (Sutneria) platynota (Rein.)
Perisphinctes (Parapallasiceras) hospes (Neum.)
Perisphinctes (Sublithacoceras) fasciferum (Neum.)
Ataxioceras polyplocus (Rein.)
Ataxioceras lothari (Opp.)
Benacoceras benianum (Catullo)
Simoceras (Pseudosimoceras) herbichi Haue
Simoceras (Pseudosimoceras) teres (Neum.)
Simoceras (Mesosimoceras) explanatum (Neum.)
Euspidoceras rupeлensae (Opp.)
Aspidoceras (Pseudowaagenia) haynaldi (Haue in Neum.)
Aspidoceras wolfi Neum.
Aspidoceras acanthicum (Opp.)

- Aspidoceras (Pseudowaagenia) micropolum* (Opp.)
Aspidoceras longispinum (Sow.)
Aspidoceras (?) altense (Orb.)
Aspidoceras binodum (Opp.)
Aspidoceras bispinosum (Zitt.)
Physodoceras liparum (Opp.)
Orthaspidoceras zeuschneri (Ziett.)
Aspidoceras avellatum Ziett.
Physodoceras circumspinosum (Quenst.)
Physodoceras cyclotum (Opp.)
Aspidoceras raphaeli (Opp.)
Ortaspidoceras uhlandi (Opp.)
Aspidoceras (Hybonoticeras) pressulum (Neum.)
Aspidoceras (Hybonoticeras) beckeri (Neum.)
Aspidoceras (Hybonoticeras) harpephorum (Neum.)
Neritopsis jurensis (Röm.)
„*Natica*” sp.
Pleurotomaria sp.
„*Chemnitzia*” sp.
Isoarca texana Gold.
Neaera lorioli Neum.
Neaera transylvanica Neum.
Pleuromya tellina Ag.
„*Modiola*” *tenuistriata* (Gold.)
„*Modiola*” *lorioli* Zitt.
„*Aucella*” *zitteli* Neum.
Terebratula nucleata Schloet.
„*Terebratula*” aff. *rupicola* Zitt.
Pygope janitor (Picot.)
? *Lacunosella dilatata* (Röhl.) (= *Rhynchonella lacunosa* Schloet.)
Rhynchonella (Lacunosella) sparsicosta (Opp.)
Rhynchonella (Lacunosella) gemellaroi (Neum.)
„*Rhynchonella*” *capillata* Zitt.
Rhabdocidaris cylindrica (Quenst.)
Pseudodialema sp.
Pedina sp.
Halectypus sp.
Collyrites cf. carinatus Leske
Metaporhirus gümbeli Neum.



Analizînd repartitia faunei N e u m a y r ajunge la concluzia că în „stratele cu *Aspidoceras acanthicum*” de la Ghilcoș, Kimmeridgianul este reprezentat de două zone: zona cu *A. (Hybonoticeras) beckeri*, superioară și zona cu *O. (Streblites) tenuilobatus*. Ambele le atribuie Kimmeridgianului, deși în zona superioară recunoaște prezența unor forme care ar fi caracteristice Tithonicului.

H e r b i c h (1878) și J e k e l i u s (1922) completează lista de faună a lui N e u m a y r (1873) dar nu aduce modificări schemei propuse de el. Recent P r e d a și P e l i n (1963) descriu trei asociații faunistice suprapuse:

1. din calcare noduloase roșii:
Phylloceras isotipum B e n e c k e
Phylloceras saxonicum N e u m.
Haloophylloceras polyolcum B e n e c k e
Calliphylloceras menfredi (O p p e l)
Sowerbieras tortisulcatum (d'O r b.)
Lytoceras suture O p p e l
Lytoceras polyciclum N e u m.
Haploceras jungens N e u m.
Glochiceras undatum O p p e l
Streblites tenuilobatum O p p e l
Taramelliceras holbeini (O p p e l)
Taramelliceras kochi (H e r b i c h)
Perisphinctes hetaerus H e r b i c h
Perisphinctes stenonotus H e r b i c h
Perisphinctes oxypleurus H e r b i c h
Perisphinctes plebeius N e u m.
Perisphinctes polylocus N e u m.
Perisphinctes tantalus H e r b i c h
Perisphinctes fasciferus N e u m.
Catroliceras acer (N e u m.)
Lythacoceras ulmense (O p p e l)
Lythacoceras geron (Z i t t e l)
Simoceras teres N e u m.
Simoceras contortum N e u m.
Cosmoceras nitidulum N e u m.
Aspidoceras haynaldi H e r b i c h
Aspidoceras microplum O p p e l
Aspidoceras zeuschneri Z i t t e l
Aspidoceras altenense d 'O r b.



Aspidoceras schilleri Oppel
Aspidoceras bathori Herbig
Aspidoceras cyclotum Oppel
Laevaptychus latissimus vermicipora Trauth
Laevaptychus meneghini (Zigno)
Laevaptychus crassissimus (Haupth.)
Laevaptychus hoplisis (Spaeth.)
Laevaptychus latus Meneghini
Rhynchonella gemmellaro Neum.
Glossothyris nucleata (Schlotheim)
Neaera lorioli Neum.
Neaera transilvanica Neum.

2. din calcare cenușii și gresii calcaroase :

Phylloceras isotipum Benecke
Phylloceras polycicum Benecke
Phylloceras serum Oppel
Phylloceras ptychostoma Benecke
Calliphylloceras menfredi (Oppel)
Calliphylloceras zignodianum (d'Orb.)
Calliphylloceras leptptychum (Herbig)
Sowerbiceras tortisulcatum (d'Orb.)
Lytoceras sutile Oppel
Lytoceras quadrisulcatus Oppel
Lytoceras municipale Oppel
Haploceras fialar Neum.
Oppelia karreri Neum.
Streblites tenuilobatus (Oppel)
Tarameliceras compusum (Oppel)
Tarameliceras strombecki (Oppel)
Simoceras explanatus Neum.
Pseudosimoceras herbichi Haue
Perisphinctes platynotus Reinecke
Perisphinctes eulemus d'Orb.
Perisphinctes plicatilis Sow.
Perisphinctes lothari Oppel
Lithacoceras ulmense (Oppel)
Aspidoceras acanthicum Oppel
Aspidoceras longispinum Sow.



3. din gresii calcaroase și marne :

Haploceras carachtheis Z e u s c h n e r

Haploceras leiosoma O p p e l

Ptychophylloceras ptychoicum Q u e n s t.

Nautilus granconicus O p p e l

Sphaerodus gigas A g a s s i z

Acești autori atribuie prima asociație Oxfordianului superior, cea de a doua Kimmeridgianului, iar cea de a treia bazei Portlandianului.

În ceea ce privește prezența Oxfordianului în „stratele cu *A. acanthicum*” de la Ghilcoș credem că această idee nu poate fi susținută având în vedere că din asociația atribuită acestui etaj fac parte forme tipice kimmeridgiene ca : *Streblites tenuilobatum* (O p p .), *Lythacoceras ulmense* (O p p .), *Lythacoceras geron* (Z i t t .), (A r k e l l , 1956 ; E n a y , 1964) primele două fiind fosile de zonă. De altfel încă N e u m a y r plasa calcarale noduloase roșii în zona cu *tenuilobatus* a Kimmeridgianului și pe bună dreptate.

Dacă asupra lipsei Oxfordianului în „stratele cu *A. acanthicum*” nu există nici o îndoială, o problemă mai dificilă reprezintă precizarea vîrstei părții lor terminale. În analiza acestei chestiuni intervine și modul în care este privită limita Kimmeridgian-Tithonic în general în Europa. A r k e l l (1956) echivalează Tithonicul inferior din munții Jura cu Kimmeridgianul mediu și superior din Anglia incluzând și zona cu *Gravesia* la acesta din urmă. E n a y (1964) consideră că limita între Tithonic și Kimmeridgian se plasează la limita superioară a zonei cu *Hybonoticeras beckeri*, începînd Tithonicul cu stratele de Solenhofen (zona cu *T. lithographicum* a lui A r k e l l), deci mai jos. J. C o p e et al. (1964) se raliază părerii lui A r k e l l în timp ce C o l l i g n o n (1964) susține părerea lui E n a y . Ca o concluzie la aceste discuții Comitetul Mezozoicului mediteranean recomandă (1964) ca zona cu *H. beckeri* să fie considerată limita superioară a Kimmeridgianului. Raportîndu-se la această controversă trebuie de la început să remarcăm faptul că deși fauna cu *A. acanthicum* de la Ghilcoș este una dintre cele mai bogate din Europa, analiza ei nu ne poate duce la o rezolvare a problemei plasării limitei Kimmeridgian-Tithonic din cauza că : (1) faunele de amoniți lipsesc complet în acoperișul „stratelor cu *A. acanthicum*” și (2) între ele și calcarale massive atribuite Tithonicului există o discontinuitate, marcată de așezarea transgresivă a acestora din urmă. Se poate însă discuta dacă există argumente suficiente pentru a atribui cu siguranță „stratele cu *A. acanthicum*” în întregime Kimmeridgianului.

Prezența formelor *Pygope janitor* (Pict.), *Aspidoceras avellanum* Zitt., *Glochiceras lithographicum* (Opp.), *Orthaspidoceras zeuschneri* (Zitt.) și *Aspidoceras raphaeli* (Opp.) ar îndreptăți într-o oarecare măsură să se bănuiască prezența Tithonicului în partea terminală a „stratelor cu *A. acanthicum*”. Analizând însă mai îndeaproape repartiția formelor citate constatăm că :

Pygope janitor (Pict.) a fost găsit (Nemayr, 1873) la Ghilcoș și în nivelele inferioare ale „stratelor cu *A. acanthicum*” împreună cu forme tipic kimmeridgiene; această formă este de altfel citată și în Kimmeridgianul din Prealpi (Rod., 1944-fide Arkell, 1956) fapt pentru care Arkell atrage atenția că ea nu mai poate fi considerată ca fosil index pentru Tithonic.

Aspidoceras avellanum Zitt., *Glochiceras lithographicum* (Opp.) și *Orthaspidoceras zeuschneri* (Zitt.) sunt citate atât de Nemayr (1873) cât și de Preda și Pelin (1965) în asociație cu forme tipic kimmeridgiene.

Aspidoceras raphaeli (Opp.) este citat într-adevăr de la partea terminală a „stratelor cu *A. acanthicum*” însă împreună cu *A. longispinum* (Sow.) care în Saxonia (Arkell, 1956) se găsește în Kimmeridgian.

Toate aceste argumente coroborate cu date micropaleontologice : abundența Saccocomelor și lipsa oricăror microfosile de vîrstă exclusiv tithonică, care în schimb abundă imediat deasupra limitei superioare a „stratelor cu *A. acanthicum*” — (pl. VI), ne îndreptățesc să considerăm că acestea din urmă sunt exclusiv de vîrstă kimmeridgiană. Avînd în vedere că există elemente de faună atât din zona cu *H. beckeri* cât și din zona cu *S. tenuilobatus* putem afirma că etajul Kimmeridgian este în întregime reprezentat.

Tithonic-Neocomian

În separarea calcarelor tithonic-neocomiene din seria transilvană de Häghimaș cea mai dificilă problemă este trasarea limitei cu calcarele urgoniene. Caracterul transgresiv al acestora din urmă și convergența de facies între rocile tithonic-neocomiene și urgoniene face foarte nesigură orice reprezentare cartografică. Asupra acestui fapt am atras atenția mai dinainte (Sandulescu, 1969); în lucrarea de față am încercat cu foarte multă prudență separarea lor.

a) *Litologie.* Separarea unor complexe litologice în suita tithonică-neocomiană este posibil de făcut în unele masive calcaroase utilizând un



nivel reper relativ ușor de recunoscut și care este reprezentat de un pachet marnocalcaros de 50-100 m grosime (pl. IV). Se pot astfel distinge un orizont calcaros superior și un orizont calcaros inferior, separate de orizontul marnocalcaros. Aceste separații au putut fi făcute în munții Ghilcoș, munții Hăghmașului Negru, în Cheile Bicazului și ale Bicăjelului. Din munții Telecul Mare spre sud nu am mai întlnit nivelul marnocalcaros, fapt care ne-ar putea conduce la concluzia că în masivele Hăghmașul Mare, Ocem și Piatra Crăpată nu este reprezentat decât orizontul calcaros inferior (pl. VI). Această concluzie o avansăm cu toată prudență având în vedere că nu suntem în măsură să precizăm dacă nu cumva nivelul marnocalcaros se efilează spre sud punind în contact direct cele două orizonturi calcaroase, care având practic o alcătuire litologică identică, nu se mai pot separa.

La alcătuirea orizontului marnocalcaros iau parte în exclusivitate marnocalcarele cenușii sau cenușii-gălbui, bine stratificate în strate de 5-10 cm. În munții Ghilcoș ele sunt mai nisipoase, în schimb în Cheile Bicazului și în munții Hăghmașului Negru au un aspect aproape litografic. Studiul în secțiuni subțiri ne-a permis să precizăm că aceste roci sunt de tipul pelmicritelor.

La alcătuirea celor două orizonturi calcaroase iau parte următoarele tipuri de roci :

calcare masive oolitice și pseudoolitice, cu stratificație foarte slab exprimată, de culoare cenușie-albicioasă sau roșiatică. Studiul micrografic ne-a arătat că este vorba de intrasparite sau intramicrite. În primul caz matricea sparitică este de tip bazal, în cel de-al doilea mai frecvent de tip poros²¹. Atunci cînd sunt bogate în resturi de organisme ele pot fi încadrăte în categoria intrabiosparitelor sau intrabiomicritelor ;

calcare masive cu aspect calcarenitic, de culoare albă-gălbui sau roșiatică. Si aceste roci sunt de tipul intrasparitelor sau intramicritelor cu deosebirea că fragmentele ce iau parte la alcătuirea lor sunt subcolțuroase sau colțuroase ;

calcare fine, cenușii sau gălbui, de tipul pelmicritelor. Uneori ele au răspîndite în masa lor fragmente de dimensiuni foarte mici de calcar rotunjite trecînd la tipul de intrapelmicrite.

Calcarele de culoare roșiatică sau roz sunt mai puțin răspîndite decît cele cenușii sau gălbui. Ele au fost confundate de mulți autori cu calcarele kimmeridgiene și au fost separate ca atare, dîndu-se astfel o extindere

²¹ Am adoptat termenul de „bazal” și „poros” prin comparație cu tipurile de cimentare a gresiilor.

spațială nejustificată acestuia din urmă. Studiul micrografic ne-a permis să distingem cu multă ușurință cele două tipuri de calcare, restrințind mult extinderea Kimmeridgianului.

Așa cum am amintit cînd am descris depozitele Kimmeridgiene între calcarele tithonice și acestea există o discontinuitate. Ea este marcată în primul rînd de faptul că depozitele tithonice se dispun pe diferenți termeni ai Kimmeridgianului. În versantul vestic al muntelui Ghilcoș se poate urmări chiar o discordanță unghiulară slabă între depozitele kimmeridgiene și tithonice, discordanță ce nu depășește $10-15^{\circ}$. Încadrat între această discontinuitate și discontinuitatea din baza Urgonianului, suita tithonic-neocomiană se prezintă însă ca o stivă continuă fără lacune, din acest punct de vedere asemănînd-se cu Tithonic-Neocomianul bucovinic care și el reprezintă un ciclu de sedimentare independent. Din aceste fapte putem desprinde o concluzie mai generală și anume că la limita Jurasic-Cretacic nu au existat deformări tectonice, în unitățile superioare ale esfodajului în pînze a masivului maramureșan.

b) *Vîrstă*. Corelarea principalelor profile microfaciale (pl. VI) executate în masa calcarelor tithonice-neocomiene ne-a permis să ajungem la următorul tabel de distribuție a asociațiilor micropaleontologice²².

Asociația	Nivelul	Vîrstă
1. <i>Macroporella benecki</i> <i>Acicularia</i> sp. <i>Cayeuxia Froll.</i> <i>Orbitolina conica</i> Gras. <i>Nautiloculina</i> (forme foarte mici)		Urgonian
2. <i>Cayeuxia</i> (foarte frecvent) <i>Clypeina</i> sp. <i>Trocholina alpina</i> (Leup.) <i>Trocholina elongata</i> Leup. <i>Kilianina</i> Pfeind. <i>Pseudocyclammina</i> (?) (Yab. et Hanz.)	$\frac{1}{2}$ superioară a orizontului calcaros superior	Neocomian
3. <i>Cayeuxia Froll.</i> (frequent) <i>Baccinella irregularis</i> Radolic. <i>Microcodium aggregatum</i> <i>Acicularia</i> <i>Salpingoporella anulata</i> Carozz. <i>Trocholina alpina</i> (Leup.) <i>Trocholina elongata</i> Leup.	$\frac{1}{2}$ inferioară a orizontului calcaros superior	Neocomian

²² Am adăugat în acest tabel și asociația micropaleontologică a Urgonianului pentru a fi mai ușor comparată cu cele tithonic-neocomiene.

(continuare tabel)

Asociația	Nivelul	Vîrstă
4. <i>Clypeina parvula</i> Carozz. <i>Actinoporella</i> <i>Münieria baconica</i> Deek. <i>Cayeuxia</i> Fröll. <i>Ammobaculites coprolithiformis</i> (Schwag.) <i>Haplophragmium</i> Hott. <i>Trocholina elongata</i> Leup. <i>Trocholina alpina</i> (Leup.)	în baza (20–30 m) orizontului calcaros superior	Neocomian
5. <i>Actinoporella</i> , characee <i>Clypeina parvula</i> Carozz. <i>Münieria baconica</i> Deek. <i>Ammobaculites coprolithiformis</i> (Schwag.) <i>Haplophragmium</i> Hott. <i>Kilianina</i> Hens. <i>Kurnubia palestiniensis</i> Hens. <i>Anchispirocyclina</i> Jord. et Appl. <i>Calpionelopsis oblonga</i> (Cald.)	orizontul marnos- calcaros	Berriasan
6. <i>Cayeuxia</i> Fröll <i>Actinoporella podolica</i> Alth. <i>Clypeina jurassica</i> (Favre) (frecvent) <i>Clypeina parvula</i> Caroz. (rar) <i>Münieria baconica</i> Deek. <i>Salpingoporella anulata</i> Caroz. <i>Oncolite</i> <i>Baccinella irregularis</i> Radovic. <i>Microcodium aggregatum</i> <i>Cladocoropsis mirabilis</i> Felix <i>Elipsactinia</i> <i>Ammobaculites coprolithiformis</i> (Schwag.) <i>Trocholina alpina</i> (Leup.) (frecvent) <i>Trocholina elongata</i> Leup. (rar) <i>Pseudocyclammina lituus</i> (Yok.) <i>Nautiloculina ooitica</i> (Mahler) <i>Calpionella alpina</i> Lor. (foarte rar) <i>Killianina</i> Pfend. <i>Saccocoma</i> (foarte rar în $\frac{1}{2}$ inferioară)	orizontul calcaros inferior	Tithonic

Din orizontul marnocalcaros Dragastan (1968) a determinat „*Natica*” leviathan și *Ampullina* iar Grasu (1969) citează printre altele : *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *Berriasiella* cf. *privasensis* Pict., *Eodesmoceras* sp., *Thetironia* cf. *renevieri* Lor., *Nuculana subrecuva* (Phil.) etc.



Pentru a discuta vîrsta diferitelor orizonturi separate este necesar să pornim de la orizontul marnocalcaros. Prezența formelor *Berriasella cf. privasensis* și a tintinidului *Calpionellopsis oblonga* ne indică pentru acest orizont vîrsta berriasană. În raport cu aceasta și având în vedere prezența, exclusiv în orizontul calcaros inferior, a formelor *Clypeina jurassica*, *Cladocoropsis mirabilis* și *Ellipsactinia*, putem considera că acesta aparține Tithonicului. Cuprins între Berriasan în pat și Urgonian în acoperiș, orizontul calcaros superior revine Neocomianului în general, fără a putea să precizăm căror etaje ale acestuia îi corespunde. Faptul că unele forme abundente în orizontul marnocalcaros se regăsesc și în baza orizontului calcaros superior (*Haplophragmium*, *Münieria baconica*, *Actinoporella podolica*, *Ammobaculites coprolithiformis* — vezi asociația 3) putem atribui tot Berriasanului și acest pachet care nu depășește 30 m grosime. Restul orizontului calcaros superior ar reveni Valanginian-Hauterivianului.

Analizînd repartiția formelor fosile în Tithonic observăm că (pl. VI) la 360 m, sub limita superioară a orizontului calcaros inferior mai găsim încă *Calpionella alpina* (munții Telecul Mare), fapt care ne îndreptățește să coborîm cel puțin pînă la acest nivel Tithonicul superior. Pe de altă parte în baza calcarelor tithonice am mai regăsit alături de formele obișnuite din asociația micropaleontologică a acestora și cîteva exemplare de *Saccocoma* (munții Hâghimașului Negru, valea Bicazului) fapt care pledează pentru prezența Tithonicului inferior. Bazați pe argumentele de mai sus putem trage concluzia că deși urmînd în discontinuitate peste depozitele kimmeridiene, Tithonicul este reprezentat în întregime.

O semnificație particulară acordăm nivelului cu characee ce l-am identificat în orizontul marnocalcaros. El marchează un moment în care sedimentarea are loc într-un mediu cu salinitate scăzută. Această concluzie poate fi întărită de faptul că microfauna orizontului marnocalcaros este foarte bogată în forme de *Actinoporella podolica*, algă ce se adaptează foarte bine unor condiții de apă mai îndulcită. Având în vedere vîrsta berriasană a orizontului marnocalcaros putem afirma că nivelul cu characee indică un moment de dezvoltare a faciesului Purbekian în succesiunea tipic marină a Tithonic-Neocomianului.

URGONIAN

Depozite dezvoltate în acest facies nu se cunosc decit în pînza de Hâghimaș.



Istoric

Primii care semnalează prezența Caprotinelor eocretacice în masa calcarelor din seria transilvană de Hăghimaș sunt Herbich (1878) și Vadasz (1915), fapt confirmat și de Bancilă (1941). Patrulius (în Cioocirdei și Patrulius, 1960) semnalează de asemenea (fără a da o listă a formelor) o faună barremian-apțian inferioară colectată de Atanasiu din calcare masive în zona Piatra Hotarului. Preeda și Pelein (1962, 1964) descoperă noi puncte cu faună de Caprotine în sinclinalul Hăghimaș. În comunicările preliminare noi am arătat (Sandulescu, 1967, 1969) că Urgonianul caracterizează seria de Hăghimaș și este transgresiv pe termenii mai vechi.

Pinza transilvană de Hăghimaș

Răspândire

Așa cum am mai amintit separarea cartografică corectă a calcarelor urgoniene este foarte dificilă. Noi le-am separat numai acolo unde pe lîngă litofaciesul characteristic am avut și dovezi micro- sau macropaleontologice (orbitoline, pahiodonte). Din analiza hărții se poate observa că depozitele urgoniene se găsesc cantonate în partea de nord a pînzei de Hăghimaș în masivele calcaroase din împrejurimile Lacului Roșu și a Cheilor Bicazului. Un petec de calcare urgoniene se poate separa în Hăghimașul Negru.

Orizontare

a) *Litologie*. Depozitele pe care le-am atribuit Urgonianului sunt reprezentate prin următoarele tipuri de roci :

calcare masive, arenitice sau ruditice, de culoare roșiatică sau cenușie-gălbuiu, cu numeroase fragmente de pahiodonte. Aceste roci sunt de tipul intrabiosparitelor și intrabiomicritelor, la care fragmentele clastice sunt colțuroase și de dimensiuni foarte variabile. Fragmentele de cochilii sunt foarte frecvente. Acest microfacies bioclastic este cel mai characteristic pentru Urgonian ;

calcare masive, cu structură arenitică, de obicei de culoare cenușie-gălbuiu. Aceste calcare sunt de tip intramicrit sau intrasparit, fragmentele clastice fiind însă mai regulate ca dimensiuni.

calcare masive, fine, cenușii-albicioase, de tipul pelmicritelor.

Nu am întîlnit în Urgonian calcare oolitice.



b) *Vîrstă.* Asociația micropaleontologică a calcarelor urgoniene (p. 93) nu este prea bogată în specii. Principalele forme care pot fi folosite la determinarea vîrstei sunt orbitolinele. Dintre formele întâlnite nu am putut determina specific decât o parte; ele aparțin speciei *Orbitolina conica*. Foarte frecvent am întîlnit exemplare de *Acicularia* care sunt cantonate în sinclinalul Häghimaș numai în calcarele urgoniene.

Dintre pahiodonte P r e d a și P e l i n (1962, 1964) au determinat : *Requienia ammonia* G o l d.

Requienia ammonia var. *scalaris* D o u v.

Requienia ammonia var. *minor* D o u v.

Requienia pellati P a q.

Toucasia carinata M a t h e r.

Conținutul în organisme fosile, a calcarelor de care ne ocupăm, nu ne permite decât să le încadrăm în general în Barremian-Aptian inferior, adică în intervalul stratigrafic în care se dezvoltă în Carpații românești faciesul urgonian. Prezența Aptianului inferior este incertă. Sunt înclinați să credem mai degrabă că el lipsește pentru considerente pe care le vom discuta mai departe.

BARREMIAN-ALBIAN

(Formațiunea de Wildflysch)

Formațiunea de Wildflysch se găsește numai în pînza bucovinică, reprezentînd unul din elementele ei litostratigrafice caracteristice.

Istorie

Pentru a putea analiza mai bine caracterele formațiunii de Wildflysch din sinclinalul Häghimaș este necesar să trecem în revistă evoluția noțiunii de Wildflysch în general.

Termenul de Wildflysch a fost introdus în literatura geologică de K a u f m a n n (1870) — în B. Studer „Index der Petrographie”. Definiția dată de autor (K a u f m a n n, 1887) este următoarea (p. 553): „Şisturi lucioase, moi, cenușii-inchise pînă la negre, adesea încrețite și cu oglinzi de frecare striate, alternează cu gresii (de obicei Macigno) uneori și cu conglomerate. Stratele sunt adesea și puternic cutate, îndoite și rupte, gresiile erăpate transversal, fragmentele despărțite între ele, frecate și mai mult sau mai puțin îmbrăcate de șisturi... Cauza acestor modificări în sedimente nu poate fi căutată numai în presiunea de deformare...” Din această definiție se vede că încă din secolul trecut formarea Wildflysch-ului era

presupusă a fi în legătură cu procese diferite de cele tectonice. Tercier (1947) atrăgând atenția asupra acestui lucru, remarcă faptul că există multe flișuri grezo-șistoase foarte frămîntate care nu sînt Wildflysch-uri și pe de altă parte există Wildflysch-uri puțin dislocate. El inclină spre originea sedimentară a Wildflysch-urilor și consideră formarea lor „legată de eroziunea unor reliefuri marcate, eroziune însotită desigur de mari alunecări submarine, aceste ultime fenomene favorizate de îngustarea platformei marginale și de apropierea taluzului...” (Tercier, 1947, p. 182). Cadisch (1953) discutînd problema Wildflysch-urilor din Ultrahelvetikum precizează că înțelege „prin Wildflysch o asociație de roci de facies orogen de vîrstă cretacică pînă la terțiară care este format dintr-o masă de bază marnoasă pînă la argiloasă, în care sînt intercalate bâncuri de materiale calcaroase, nisipoase sau cuartite ca și elemente de diferite feluri” (Cadisch, 1953, p. 174). El atrage atenția că trebuie să deosebesc în Wildflysch materialul autigen și cel alogen. Materialul alogen este în general colțuros și sub formă de blocuri și el nu poate fi transportat decît prin alunecări submarine.

Toate considerațiile expuse mai sus au fost făcute în legătură cu Wildflysch-urile din Alpii elvețieni, acolo unde această formațiune a fost definită și credem că este necesar să luăm în considerație, în primul rînd aceste definiții, pentru a încadra anumite serii sedimentare la Wildflysch. Rezumînd credem că putem considera ca principale caractere distinctive ale Wildflysch-ului :

- existența unei mase bazale pelitice (autogene) ;
- existența unor elemente străine (alogene) de dimensiuni variabile ;
- intervenția alunecărilor submarine, ca factor important în determinarea aspectului actual al Wildflysch-ului.

Mai trebuie reținut un fapt semnalat nu de mult de Ognibeni (1963) și anume că nu trebuie confundat Wildflyschul cu argilele scaglioase cu toate că și acestea din urmă sunt sedimente argiloase, sau argilo-arenacee și conțin blocuri și lespezi mari de roci competente. Diferența între Wildflysch și argile scaglioase este aceea că cele din urmă se formează prin alunecarea submarină a unei întregi stive de strate după sedimentarea ei pe cînd în cazul Wildflysch-ului există un material sedimentat „normal” și altul care este adus prin alunecări. Este important, deși uneori dificil, de făcut această distincție mai ales pentru că mulți autori au tendință să echivaleze noțiunea de Wildflysch cu cea de olistostromă, ultima fiind, după cum se știe, definită pe baza studiului argilelor scaglioase.

La noi în țară primii autori care menționează depozite de Wildflysch sunt Popescu (1954) în zona flișului, Dumitrescu (1957) în munții



Lăpușului, Băncilă (1958) și Popescu și Patrulius (1964) în zona cristalino-mezozoică.

Primii care au considerat că în sinclinalul Hăghimaș există depozite de Wildflysch sunt Băncilă (1958) și Patrulius (1960). Ei acordă acestei formațiuni vîrsta Barremian-Aptian inferior. Noi am arătat în lucrările preliminare (Sandulescu, 1967, 1969) că formațiunea de Wildflysch este legată de pînza bucovinică și, pe baza unor studii micropaleontologice făcute de Janina Sandulescu (1969) am încadrat-o în intervalul Barremian-Albian.

Depozitele pe care le separăm ca formațiune de Wildflysch au fost pînă acum cartate împreună cu conglomeratele de Bîrnadu și considerate că ocupînd axa sinclinalului Hăghimaș. I. Atanasiu (1929; 1934 — în I. Băncilă, 1958) ca și Băncilă (1941) le separau sub denumirea de „strate cu orbitoline”. Autorii mai vechi Herbich, Uhlig și Vadasz le înglobau în mare la o serie conglomeratică, dar și ei le considerau ca cele mai noi formațiuni din sinclinal. Prin separarea conglomeratelor de Bîrnadu (post-tectonice) (Sandulescu, 1969), formațiunea de Wildflysch și-a cîștigat individualitatea, iar separarea pînzei Hăghimașului (Sandulescu, 1967, 1968, 1969) superioară ei, i-a precizat poziția geometrică.

Pînza bucovinică

Răspîndire

Formațiunea de Wildflysch ocupă suprafețe însemnate în cadrul sinclinalului Hăghimaș. Zona cea mai largă de dezvoltare a acesteia se situează pe flancul extern al sinclinalului între „creasta” Dămucului și valea Bicăjelului. În regiunea Cheilor Mici ale Bicazului zona de aflorare a Wildflysch-ului se restrînge, iar la paralela muntelui Jidanului este complet acoperită de conglomeratele de Bîrnadu. Wildflyschul reapare în bazinul văii Toșorog și de aici spre nord se poate observa atît la est cît și la vest de muntele Hăghieșul, formînd un sinclinal larg în axul căruia sunt cantonate conglomeratele de Bîrnadu.

Formațiunea de Wildflysch apare pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș la sud de Bîrca Lapoșului și se continuă cu o lățime variabilă pînă în extremitatea sudică a regiunii cercetate de noi, bordînd continuu marginea vestică a pînzei Hăghimașului. În sfîrșit Wildflyschul apare în două ferestre tectonice în aria de dezvoltare a pînzei Hăghimașului pe valea Gropile la sud de muntele Ghilcoș, și într-o fereastră mică în valea Bicazului între gura pîriului Lapoș și a pîriului Bicăjel.



Este important să menționăm că extinderea actuală a formațiunii de Wildflysch a fost conturată de cercetările noastre. Cercetătorii anteriori înglobau, în mod nejustificat, numeroase aflorimente de Wildflysch, în special de pe flancul vestic al sinclinalului, la Dogger. Această eroare a întîrziat mult rezolvarea corectă a structurii tectonice a sinclinalului Hăgimaș.

Orizontare

Separarea unor complexe litologice este foarte dificil de realizat în formațiunea de Wildflysch întrucât trecerile laterale de la un tip litologic la altul sunt foarte rapide iar pachetele ce pot fi eventual separate în unele zone alternează în proporții egale în alte zone. Doar pe flancul vestic al sinclinalului (fig. 3) am reușit să separăm cartografic un orizont bazal cu jaspuri al formațiunii de Wildflysch (pl. VI). În masa principală a formațiunii de Wildflysch se pot distinge două litofaciesuri: litofaciesul tipic de Wildflysch sau argilos cu blocuri și litofaciesul paratipic (pl. VII). Ele nu au o poziție stratigrafică bine definită deși în general litofaciesul tipic este inferior celuilalt. Există și situații în care se observă alternanța celor două litofaciesuri pe verticală sau poziția inferioară a litofaciesului paratipic (pl. VII). Atât litofaciesul tipic cît și cel paratipic înglobează klippe sedimentare alohotone (olistolite) de dimensiuni variabile, precum și roci bazice.

Orizontul bazal cu jaspuri. În cadrul acestui orizont se pot distinge două nivale: „stratele cu jaspuri” (superior) și „breciile infrajaspice” (inferior). Toți cercetătorii au atribuit jaspurile pe care le separăm în orizontul bazal al formațiunii de Wildflysch Callovian-Oxfordianului. Distingând în baza lor breciile infrajaspice, cu poziție transgresivă (Sandulescu, 1969; Sandulescu — în Patruiu et al., 1969)²³ noi am atras atenția asupra posibilității de a acorda acestor jaspuri o vîrstă mai nouă. Cercetările noastre ulterioare au confirmat această presupunere.

a) „Breciile infrajaspice” au o grosime variabilă de la cîțiva metri pînă la 20-25 m. Elementele constitutive sunt în marea lor majoritate reprezentate de fragmente colțuroase sau subcolțuroase de cuart, șisturi cristaline și dolomite. Mai rar apar fragmente de calcare nisipoase medio-jurasice și de roci bazice. În cîteva puncte am găsit de asemenea fragmente

²³ Op. cit. pct. 14.

de calcare neojurasică remaniată în breciile infrajaspice, fragmente care dovedesc vîrstă mai nouă a acestora.

b) „Stratele cu jaspuri” sănt alcătuite din radiolarite roșii, verzui sau cenușii-negricioase, bine stratificate în strate de 2-5 cm, separate de jointuri sau intercalații foarte subțiri de argile radiolaritice de aceeași culoare. Se mai pot observa intercalații de tufite verzui fine sau chiar de cinerite fine, bazice. Acestea din urmă au fost semnalate mai de mult în jaspurile de la Lacul Roșu (Băncilă, Papiu, 1962). În secțiuni subțiri se pot observa numeroși radiolari răspândiți într-o masă silicioasă, cloritică (pentru jaspurile verzi), sau cloritic-hematitică (pentru cele roșii).

Dezvoltarea orizontului bazal cu jaspuri numai pe o porțiune a flancului vestic al sinclinalului și lipsa lor pe flancul estic ridică problema raporturilor acestuia cu restul formațiunii de Wildflysch.

O situație oarecum asemănătoare a fost pusă în evidență în sudul sinclinalului Häghimaș, în valea Trotușului (Patrulius et al., 1969) unde în baza formațiunii de Wildflysch se separă un orizont de conglomerate cu diabaze și melafire, care în zona de la nord de valea Javardi sănt depășite de nivelele imediat superioare. Și în acest caz și în cazul breciilor infrajaspice și al stratelor cu jaspuri se poate avansa atât ipoteza depășirii transgresive cât și cea a caracterului lenticular al orizonturilor bazale. Această a doua ipoteză nu se pare mai aproape de adevăr întrucât în numeroase puncte în partea bazală a formațiunii de Wildflysch de pe flancul estic se găsesc intercalate pachete de jaspuri roșii și verzi identice cu „stratele cu jaspuri” de pe flancul intern. Singura deosebire este că jaspurile de pe flancul extern au un caracter pronunțat lenticular și nu sănt însoțite nemijlocit de brecii. În schimb, în numeroase profile am putut observa că breciile și microbreciile intercalate în baza formațiunii de Wildflysch pe flancul extern sănt net mai bogate în dolomite și sisturi cristaline decât cele intercalate la celelalte nivele, apropiindu-se prin caracterele lor de tipul breciilor infrajaspice de pe flancul intern. Aceste două fapte ne îndrepătățesc, credem, să considerăm orizontul bazal cu jaspuri ca un facies particular ce se dezvoltă pe flancul vestic al sinclinalului Häghimaș al părții celei mai profunde a formațiunii de Wildflysch (pl. VI, VII). Presupunem că o dezvoltare de asemenea locală, lenticulară, au și conglomeratele cu diabaze și melafire din valea Trotușului, care s-ar plasa foarte probabil la același nivel cu orizontul bazal cu jaspuri.

Litofaciesul tipic (argila cu blocuri). Masa fundamentală a litofaciesului tipic al Wildflysch-ului este reprezentată de un depozit lipsit de stratificație, argilos, mai rar marnos, de culoare cenușie-verzuie, ade-



seori nisipos sau siltic. Grosimea pachetelor ce îmbracă acest facies este foarte variabilă (pl. VII).

În masa fundamentală argilo-marnoasă se intercalează, totdeauna sub formă de lentile mai mult sau mai puțin alungite, de grosimi variabile următoarele tipuri de roci :

conglomerate tilloide, cu matrice siltică, adesea identică cu masa fundamentală, lipsite de stratificație; dimensiunile elementelor sunt foarte variabile;

conglomerate polimictice cu ciment bazal calcaros sau grezos-calcaros;

breccii și microbreccii polimictice cu ciment calcaros bazal; ele pot ajunge pînă la tipul calcarenitic.

Elementele constituente ale depozitelor grosiere enumerate mai sus sunt:

sisturi cristaline reprezentate în special de clorito-șisturi și cuarțite, uneori cuarțite negre; din observațiile făcute de noi am putut conchide că aproape fără excepție fragmentele de șisturi cristaline corespund rocilor componente ale seriei de Tulgheș;

dolomite triasice, foarte abundente, cum am mai spus, în intercalăriile breccioase din baza formațiunii de Wildflysch;

calcare tithonic-neocomiene sau urgoniene frecvente în special în nivelele superioare ale formațiunii de Wildflysch. În general în breciile bogate în dolomite calcarele sunt rare și invers;

diabaze și melafire, calcare sideritice și jaspuri; fragmentele de acest tip sunt prezентate aproape exclusiv în conglomeratele tilloide. Ele reprezintă material remaniat intraformațional întrucît aceste roci se găsesc intercalate normal la diferite nivele în formațiunea de Wildflysch;

argile roșii, sistoase, se intercalează în strate subțiri de cîțiva centimetri. Aceste roci le-am întîlnit pe pîrîul Cupașu, pîrîul Bălai, la Lacul Roșu, pe pîrîul Oii (Hăghimașului), la vest de Piatra Luciului, la izvoarele pîrîului Ciofronca, în „Curmatură” la nord de Piatra Unică și pe pîrîul Fagul Oltului;

gresii moi, fine, argiloase, de culoare verzuie sau cenușie, fin micaferi; se intercalează la intervale foarte neregulate, formînd strate subțiri de 1-3 cm;

gresii silicificate, dure, fine, cu aspect sticlos, răspîndite neuniform; adesea se asociază cu jaspurile;

calcare sideritice, manganifere, cu crustă de alterare ruginiu-negriocioasă, fine; se prezintă sub formă de elipsoide mai mult sau mai puțin alungite;



jaspuri, în mod obișnuit de culoare neagră; în baza faciesului tipic al Wildflysch-ului, aşa cum am mai amintit se intercalează și jaspuri roșii și verzi în: muntele Preluca Mare, valea Stînei, valea Lapoșului, în dealul Ghiciminișului, în „Curmătura” la N de Piatra Unică, în șaua Ciofronca și pe pîrîul Fagul Oltului (la izvoare). Aceste intercalări sunt echivalente

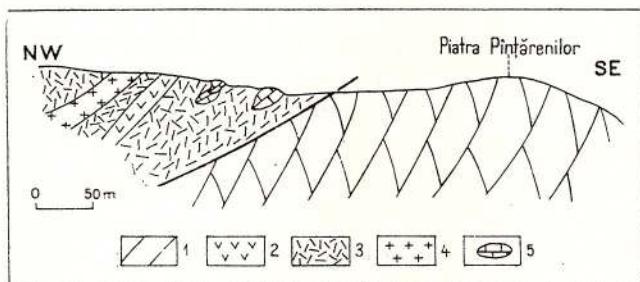


Fig.9. — Secțiune geologică pe creasta Piatra Pintărenilor.

1, dolomite (Campilian-Anisian); 2, diabaze; 3, argile cu blocuri (Wildflysch); 4, cinerite bazice; 5, olistolithe ($2 + 3 + 4 =$ Barremian-Albian).

Coupe géologique le long de la crête de Piatra Pintărenilor.

1, dolomies (Campilien-Anisien); 2, dyabases; 3, argiles à blocs (Wildflysch); 4, cinérites basiques; 5, olistolithes ($2+3+4=$ Barrémien-Albien).

cu „stratele cu jaspuri” din orizontul basal. Jaspurile negre se intercalează în schimb la toate nivelele în formațiunea de Wildflysch;

cinerite bazice, de culoare verde, în strate de grosimi foarte diferite; am întîlnit intercalări de cinerite bazice pe pîrîul Telec, pe versantul sudic al muntelui Ghermanul, în Piatra Pintărenilor, pe versantul estic al muntelui Munticelu, la vest de Bitca Neagră și pe dealul Piciorul Lung. Prezența intercalărilor de cinerite bazice este o dovadă a sincronismului eruptiunilor bazice cu formațiunea de Wildflysch.

Proportia în care rocile descrise mai sus se asociază masei fundamentale a litofaciesului tipic al Wildflysch-ului este foarte variabilă. Cele mai frecvente intercalări sunt cele de gresii silicioase, brecii și conglomerate și cele de calcare sideritice. În ordinea frecvenței urmează gresile moi, jaspurile negre, cineritele bazice și argilele roșii.

Litofaciesul paratipic (flișoid). Sub această denumire am separat acele pachete din formațiunea de Wildflysch care prezintă o textură stratificată, dovada unei sedimentări mai regulate, ajungînd uneori să aibă

un caracter flișoid pronunțat. Principalele tipuri de roci care formează litofaciesul flișoid al formațiunii de Wildflysch sunt :

marne și argile, fine, adesea fin nisipoase, verzui sau măslinii, stratificate, se desprind în plăci subțiri de 2-4 cm ;

șisturi marno-grezoase sau nisipoase, verzui, în plăci subțiri sau foioase, sfărâmicioase ;

gresii calcaroase, cenușii, granoclasate, curbicorticale la partea superioară a stratelor, cu hieroglife (mecano — și bioglife) pe fețele inferioare ; se prezintă în strate de 2-10 cm grosime ;

gresii grosiere, calcaroase, uneori diaclazate ;

gresii muscovitice, cu fragmente cărbunoase, argiloase.

Rocile pelitice descrise mai sus pot forma uneori pachete destul de groase, pînă la 1-2 m ; separate de strate subțiri de gresii. Alteori gresiile și pelitele alternează ritmic, formînd secvențe de 10-30 cm grosime, aproape totdeauna binare.

În acest fond general se intercalează în proporții și la nivele diferite :

calcare sideritice fie ca strate continui, fie ca elipsoide de dimensiuni și forme variate ;

brecii și conglomerate calcaroase, polimictice, ce se prezintă în strate de obicei de 2-10 cm grosime mai rar ajungînd la 30-50 cm grosime ;

calcarenite, granoclasate adesea, în strate de 2-25 cm grosime ; calcarenitele pot înlocui gresiile calcaroase în ritmurile binare din pachetele cu caracter pronunțat flișoid.

Elementele constitutive ale rocilor detritice grosiere sunt reprezentate practic de aceleasi tipuri de roci ca și în faciesul tipic. Am putut recunoaște șisturi cloritoase, cuarțite, dolomite, calcare, cuarț, cuarțite negre.

Principalele caractere care disting litofaciesul paratipic de cel tipic sunt : prezența stratificației în rocile pelitice, caracterul adesea ritmic al alternanțelor de pelite și psefite sau psamite ; proporția redusă de klippe sedimentare și roci bazice, deși acestea nu lipsesc.

Cele două litofaciesuri ale Wildflysch-ului nu constituie două entități litostratigrafice suprapuse. În general faciesul tipic se dezvoltă în partea inferioară iar cel paratipic la partea superioară a formațiunii de Wildflysch. Există însă cazuri în care cunoaștem litofaciesul paratipic dezvoltat în baza faciesului tipic (pîriul Gușa, pîriul Muntele Fagului etc.) (pl. VII) sau cînd cele două tipuri litologice alternează în pachete de grosimi aproape egale (Muntele Fagului) (pl. VII).

Klippele sedimentare (olistolite). Materialul alohton în formațiunea de Wildflysch este reprezentat de klippele sedimentare înglobate atât în litofaciesul tipic cît și cel paratipic. Acest material alohton are dimensiuni foarte variabile de la cîțiva centimetri cubi pînă la mici masive calcaroase de peste 10.000 m³. Elementele de dimensiuni mici, egale în general

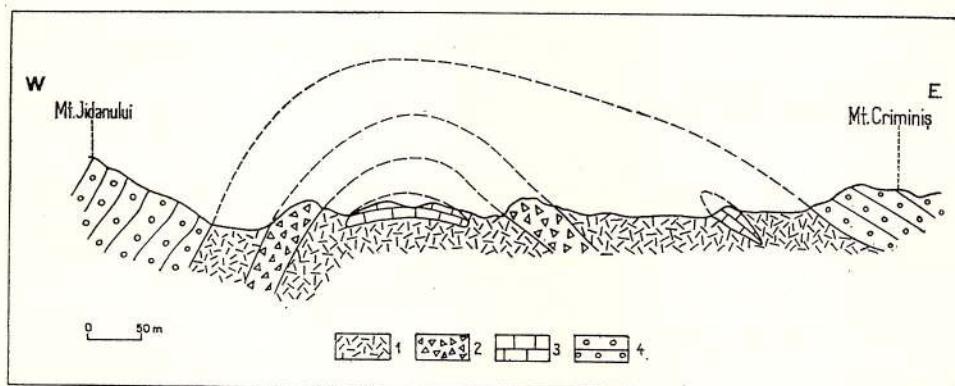


Fig.10. — Secțiune geologică între muntele Jidanului și muntele Criminis.

1, argile cu blocuri; 2, brecii; 3, olistolite; 4, conglomerate de Birnadu (1 + 2 = Barremian-Albian; 4 = Vraconian-Cenomanian).

Coupe géologique entre les Mont Jidanu et Criminis.

1, argiles à blocs; 2, brèches; 3, olistolithes; 4, conglomérats de Birnadu (1 + 2 = Barémien-Albien; 4 = Vraconien-Cénomanien).

cu fragmentele din conglomerate sau brecii sînt răspîndite mai mult sau mai puțin uniform în masa argilo-marnoasă a Wildflysch-ului. Klippele sedimentare sînt mai mari de 15-20 m³. Ele se găsesc răspîndite neuniform în masa formațiunii de Wildflysch predominînd net în litofaciesul tipic (fig. 10, 11, 12; pl. VII).

Am amintit și descris la capitolele respective klippele sedimentare formate din roci triasice și jurasic-inferioare și medii. Cele mai numeroase klippe sedimentare din Wildflyschul pînzei bucovinice în sinclinalul Häghimäş sunt însă alcătuite din calcare tithonic-neocomiene și, mai puțin, din calcare urgoniene, identice cu depozitele de aceeași vîrstă din pînza de Häghimaș.

Urmărind să stabilim prin studiul în secțiuni subțiri vîrstă klipelor de calcare masive am putut ajunge la următorul tabel :

Asociații micropaleontologice		Vîrstă
1. Tintinide <i>Cladocoropsis mirabilis</i> F e l i x Trocholinae (<i>alpina</i> , <i>elongata</i>) <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c. Miliolide Crinoizi		Tithon
2. Corali <i>Microcodium aggregatum</i> <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c. Crinoizi Oncolite		Tithon ?
3. <i>Trocholina</i> Oncolite <i>Cayeuxia</i> <i>Salpingoporella</i> Miliolide <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c.	<i>Trocholina</i> <i>Cayeuxia</i> <i>Nautiloculina</i> <i>Pseudocyclaminna</i> <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c.	Tithon- Neocomian
4. <i>Orbitolina</i> Chetetidae (<i>Ch. zonata</i> ?) <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c. Pahiodonte mici Crinoizi <i>Macroporella</i> ?		Urgon
5. <i>Orbitoline</i> <i>Cayeuxia</i> Crinoizi <i>Nautiloculina</i> <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c.	<i>Orbitolina</i> <i>Acicularia</i> <i>Baccinella irregularis</i> R a d o i c. <i>Microcodium aggregatum</i> Crinoizi <i>Archeolithothamnium</i>	Urgon

Din păcate nu a putut fi determinată vîrstă tuturor klippelor, unele secțiuni neoferind material micropaleontologic caracteristic pentru a face precizări în acest sens. Din 87 klippe la care am putut determina vîrstă, 75 s-au dovedit a fi de vîrstă tithonic-neocomiană și numai 12 urgoniene. Urmărind repartiția în spațiu a klippelor sedimentare putem observa că ele sunt mai numeroase și mai frecvente pe flancul extern al sinclinalului deși în unele sectoare (pîrîul Lapoș) sunt la fel de numeroase și pe flancul intern.

Urmărind repartiția pe verticală a klippelor sedimentare putem constata că nu există o grupare după vîrstă pe anumite nivele. Atât klippele tithonic-neocomiene cît și cele urgoniene, ca și cele triasice, se găsesc la diferite nivele stratigrafice în formațiunea de Wildflysch.



Comparînd repartiția pe verticală a klippelor urgoniene cu vîrstă depozitelor în care sunt înglobate, care, aşa cum vom arăta mai departe este barremian-albiană, sănsem confruntați cu dificultatea explicării punerii în loc a klippelor de această vîrstă în nivele de vîrstă egală. Pentru a în-

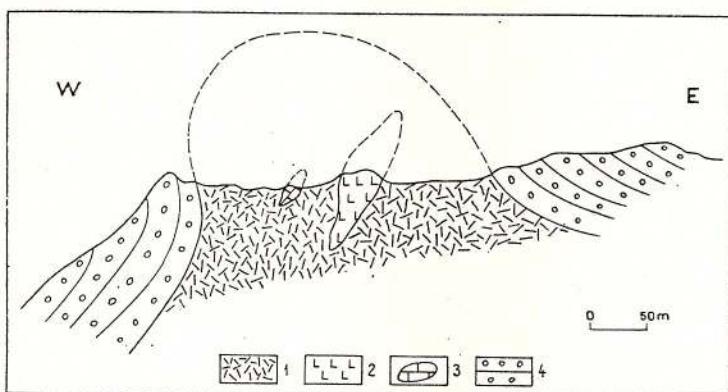


Fig.11. — Secțiune geologică la nord de muntele Muncel.

1, argilă cu blocuri (Wildflysch); 2, serpentine (olistolit); 3, calcare tithonice (olistolit); 4, conglomerate de Birnadu.

Coupe géologique au nord du Mont Muncel.

1, argiles à blocs (Wildflysch); 2, serpentines (olistolith); 3, calcaires tithoniques (olistolith); 4, conglomérats de Birnadu.

cerca să explicăm acest fapt este necesar să clarificăm procesul de formare a Wildflysch-ului în general.

Este aproape unanim admis astăzi că geneza formațiunii de Wildflysch este controlată de procese importante de alunecări submarine. Atât caracterul haotic al litofaciesului tipic de Wildflysch cit și prezența klippelor sedimentare pledează în acest sens. Corespondența perfectă ce există între depozitele ce alcătuiesc pînza Hâghimașului și cele din klippele sedimentare înglobate în Wildflysch arată clar sursa acestora din urmă. Nu există nici o dificultate în a imagina punerea în loc a klippelor formate din depozite mai vechi decît Barremianul care, desprinse din fruntea pînzei Hâghimașului, au fost înglobate în formațiunea de Wildflysch. Considerînd același proces pentru klippele urgoniene trebuie în mod cert avut în vedere procesul de formare și diagenizare a calcarelor de această vîrstă și abia apoi desprinderea lor din masa pînzei și înglobarea lor în formațiunea de Wildflysch. Este deci obligatoriu ca depozitele ce conțin klippele urgoniene să fie mai noi

decit vîrsta depozitelor din klippe sau cel mult egale ca vîrstă. Din acest motiv suntem înclinați să credem că în pînză nu avem reprezentat decit o parte din Urgon (fără Aptianul inferior — vezi p. 97), eventual numai Barremianul inferior și că formațiunea de Wildflysch începe numai în partea superioară a Barremianului.

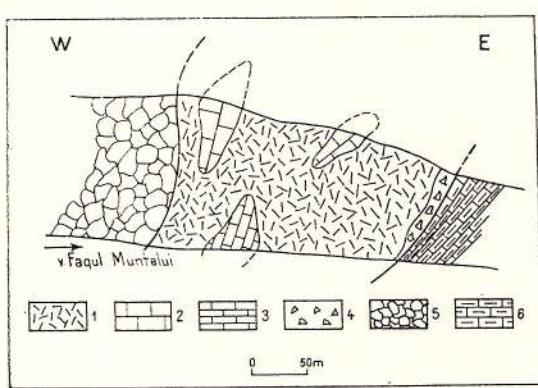


Fig.12. — Secțiune geologică în malul stîng al văii Fagul Muntelui.

Wildflysch : 1, argile cu blocuri ; 2, calcar tithonice (olistolit) ; 3, strate de Campil (olistolith) ; 4, brecie ; 5, megabrecie ; strate de Lunca : 6, calcar și marne.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée Fagul Muntelui.

Wildflysch : 1, argiles à blocs ; 2, calcaires tithoniques (olistolith) ; 3, couches de Campil (olistolith) ; 4, brèches ; 5, mégabrèches ; couches de Lunca : 6, calcaires et marnocalcaires.

Megabreciile. Un depozit foarte caracteristic pentru formațiunea de Wildflysch sunt megabreciile. Sub această denumire au fost descrise în sinclinalul Hăghimaș (Sandulescu, 1968, 1969; Patrulius et al., 1969) depozite grosiere, masive, cu dezvoltare lenticulară, a căror particularitate este determinată de structura lor. Este un depozit format prin aglomerarea unor blocuri de calcare de dimensiuni mari, uneori de mai mulți metri diametru, de forme foarte variate, sudate între ele de alte fragmente mai mici din aceeași rocă. Uneori structura megabreciilor se poate observa la scară unui afloriment de 2-3 m², alteleori datorită dimensiunilor extrem de mari, numai prin examinarea unor suprafețe mai mari. De cele mai multe ori megabreciile sunt constituite exclusiv din blocuri de calcare jurasice și cretacice. Există cazuri cînd la alcătuirea lor iau parte și blocuri de diabaze și melafire sau și mai rar de roci necalcăroase de diferite vîrste (jurasică sau triasică). Uneori de asemenea între blocurile de calcar se poate forma o matrice grosieră, microbrecioasă care poate conține și fragmente de quart.

Cele mai importante masive de megabrecie le-am întîlnit în muntele Stinjeni și Piatra Hotarului la est de valea Bicăjelului. De asemenea mase importante de megabrecii am mai putut separa la vest, nord și est de muntele Hăghieș, în bazinul pîrului Lapoș, la sud de Trei Fîntîni în versantul

drept al văii Bicăjelului, în Muntele Fagului și la izvoarele pîrîului Valea Mare. Ele ocupă diverse poziții stratigrafice însă cele mai importante mase de megabrecii sunt intercalate în porțiunea mediană și superioară a formațiunii de Wildflysch. Mai rar și în lentile mai puțin importante megabreciile sunt prezente în partea inferioară a Wildflysch-ului. Faptul că

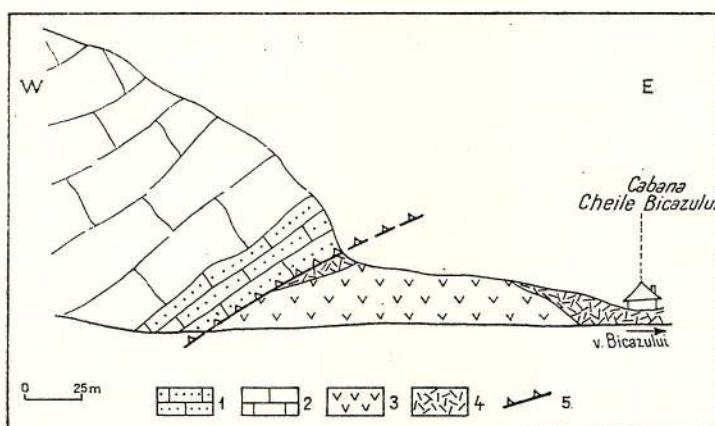


Fig.13. — Secțiune geologică în malul stîng al văii Bicazului la cabana „Cheile Bicazului”.

1, gresii calcaroase (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, diabaze și mafifire; 4, Wildflysch (Barremian-Albian); 5, pinza.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Bicaz, au chalêt „Cheile Bicazului”.

1, grès calcaires (Kimméridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, dyabases et mélaphires; 4, Wildflysch (Barrémien-Albien); 5, nappe.

megabreciile sunt alcătuite aproape în exclusivitate din roci aparținînd pînzei Hăghimașului arată că formarea lor s-a făcut tot pe seama acestei stîrve. Ele par a reprezenta adevărate grohotișuri submarine formate pe seama seriei calcaroase din pînza Hăghimașului. Ele s-au sedimentat foarte rapid, fapt care ar explica cel mai bine alcătuirea atît de omogenă a lor.

Rocile bazice. Atît H e r b i c h (1878) cît și V a d a s z (1915) și U h l i g (1903, 1907) au pledat pentru vîrstă cretacică a rocilor eruptive bazice întîlnite în diferite puncte din sinclinalul Hăghimaș. A t a n a s i u (1929) crede că poate distinge roci bazice de două vîrste: unele triasicice, altele cretacicice. De fapt rocile atribuite de acest autor Triasicului erau asociate Wildflysch-ului pe care el însă nu-l recunoscuse.

Băncilă și Papiu (1962) argumentează în detaliu asocierea rocilor bazice cu depozitele cretacic-inferioare, bazați pe prezența intercalărilor de jaspuri și cinerite în acestea din urmă, jaspuri și cinerite legate genetic de rocile bazice.

Cele mai răspândite roci bazice asociate formațiunii de Wildflysch sunt diabaze și melafire. Ele se prezintă ca corpuri lenticulare sau filoane. Cel mai important corp de roci eruptive a fost descoperit de noi în valea Bicazului în amont de gura pârâului Lapoș (fig. 13). În acest corp am putut observa numeroase forme de pillow-lava. Diabazele și melafirele arată sub microscop o structură ofitică bine cunoscută. Melafirele au numeroase glomerule de calcit foarte caracteristice. Vîrstă lor cretacic-inferioară este dovedită de :

prezența cineritelor bazice intercalate în Wildflysch (fig. 9) ;

prezența jaspurilor ;

prezența unor enclave de calcare urgoniene pe care le-am găsit la periferia masivului din valea Bicazului ;

caracterul de intercalări lenticulare în depozitele Wildflysch-ului.

Mai puțin frecvente sunt serepentinitele. Ele apar sub forma unor corpuri lenticulare, alungite, înglobate în Wildflysch (fig. 11). Avind în vedere faptul că este vorba de roci intrusive, pentru stabilirea vîrstei lor, nu putem lua în considerație aceleași criterii ca cele folosite pentru datarea rocilor bazice efuzive. Din această cauză stabilirea vîrstei serpentinitelor din sinclinalul Hăghimaș este o operație delicată. Pentru a încerca totuși să avansăm în această problemă am făcut apel la regiuni învecinate unde roci asemănătoare au o dezvoltare mai mare și unde vîrstă este mai bine cunoscută. În munții Perșani de pildă ultimele cercetări (Pătrulescu et al., 1966) au arătat că serpentinele și gabrourile fac parte din seria transilvană și sunt de vîrstă triasică. Ele iau parte la alcătuirea pînzei Perșanilor, dar apar și sub formă de klippe sedimentare în Wildflysch. Extrapolind aceste fapte putem avansa ipoteza că și în sinclinalul Hăghimaș serpentinele constituie klippe sedimentare în Wildflysch fiind de vîrstă triasică. Această ipoteză, credem, explică mai bine forma de zăcămînt a serpentinelor din Hăghimaș și dimensiunile lor reduse.

Vîrstă

Din formațiunea de Wildflysch au fost descrise următoarele resturi fosile : (1) din regiunea Piatra Luciului (N. Noszky, 1950) :

Rhynchonella berthelotii Kili.

Nucula pectinata Sow. var. *caucasica* Morad.

- Nucula cf. compressa* S o w.
Arca neocomiensis O r b.
Arca aff. moreana O r b.
Arca cf. securis O r b.
Arca raulina O r b.
Trigonia undaticostata S e g u.
Trigonia fittoni D e s h.
Trigonia cf. diverticulata O r b.
Trigonia aff. ornata O r b.
Venicicardia cf. abtruncata S t o l.
Astarta cf. numismalis O r b.
Astarta cf. laticosta D e s h.
Astarta cf. incrassata B r.
Opis cf. mayoiri P i c t. et C a m p.
Isocardia sp.
Corbis cordiformis (O r b.) L e y m.
Cardium cf. lelegardense P i c t. et R e n e v.
Cardium aff. coniacium O r b.
Cyprina cf. ligeriensis O r b.
Cyprina sp. aff. *forbesiana*
Venus vassiacensis O r b.
Cytherea cf. intersisa S t o l.
Panopea schröederi W a l l.
Panopea elongatostriata N o s z.
Corbula striatula S o w.
Corbula aff. parvula S t o l.
Pinna cf. sulcifera L e x n.
Gervillia anceps D e s h.
Lima duphiniana O r b.
Pecten sp. aff. *raduleides* S t o l.
Janira atava R o e m e r
Janira neocomiensis O r b.
Janira cf. matheroniana L o r.
Janira corneta O r b.
Plicatula placunnea L a m.
Spondylus cf. coquandianum O r b.
Ostrea sp. aff. *carinata* L a m.
Ostrea tuberculifera K o c h. et D u n k.
Mytilus cf. lanceolatus S o w.
Phasianella conula S t o l.



Solarium cf. *duphiniana* Leym.

Cerithium neocomiensis Orb.

Chenopus (Drepanochilus) aff. *calcaratus* Sov.

Anochura carinata Mont.

Lathyrus sp. ex. aff. *gracilis* Bulla (sp. ind.)

Lytoceras sp.

Cicatrites (?) sp.

Phylloceras sp.

Desmoceras cf. *difficile* Orb.

Pulchellia pulchellis Orb.

(2) din malul stîng al pîrîului Bicăjel în amont de Cheile Bicăjelului
(Noszky, 1950):

Orbitolina conica Gras.

Serpula sp.

Rhynchonella rostrata Sov. var. *difformis* Leym.

Rhynchonella multiformis Röemer var. *ardesica* Jako b.

Rhynchonella aff. *renaixiana* Orb.

Terebratula robertoni Arech.

Terebratula cf. *dutempleana* Orb.

(3) din malul drept al pîrîului Bicăjel la intrarea în Cheile Bicăjelului
(Noszky, 1950):

Rhynchonella aff. *reunauxiana* Orb.

Corbis cordiformis (Orb.) Leym.

(4) din valea Bicazului, în fereastra tectonică de la intrarea în Cheile Bicazului (Patrulius, 1960):

Neithea atava

Coronatica aptiensis

Pseudocidaris crispicans

Petastes stellulatus

Goniopygus peltatus

Codiopsis lorini

(5) din calcarenite intercalate în formațiunea de Wildflysch (Antanasiu, 1928; Băncilă, 1941; Sandulescu, 1968):

Orbitolina conica Gras.

Orbitolina lenticularis Orb.

Noi am mai putut determina din aceleasi brecii și forme de *Dictioconus*.

(6) din valea Hăghimașului (pîrîul Oii) (Preda, Pelin, 1963):

Neohibolites ewaldi (Stromb.)

Neohibolites minimus var. *obtusus* Stoł.

Neohibolites minimus var. *oblongus* Stoł.



(7) din mai multe profile micropaleontologice colectate în formațiunea de Wildflysch (Janá Săndulescu, 1969) :

în bază o asociație cu :

Trocholina cf. fribourgensis G u i l l. et R e i c h.

Trocholina paucigranulata M o u l l.

în partea mediană o asociație cu :

Hedbergella planispira (T a p a n)

Hedbergella trochoidea (G a n d o l f i)

Hedbergella infracretacea (G l a e s n e r) etc.

urmată de o asociație de aglutinante cu :

Plectorecurvoides alternans G e r o c h

Haplophragmoides gigas minor N a u s.

Textularia foeda R e u s s

Arenobulimina chapmanii (C u s h.)

Haplophragmoides concavus (C h a p.)

Macrofauna cu excepția *Neohibolițiilor* arată o vîrstă generală barremian-apțiană. Din formele macrofosile reținem în special *Desmoceras cf. difficile* O r b. și *Pulchellia pulchellus* O r b. forme ce indică Barremianul. Orbitolinele citate sunt răspândite din Barremian pînă în Apțian. De asemenea asociația microfaunistică cu Trocholine este de vîrstă barremian-apțian inferioară. Ținînd seama de cele de mai sus putem afirma că este certă prezența Barremian-Apțianului în faciesul de Wildflysch. Nu putem preciza cît din Barremian este reprezentat dar ținînd seama de prezența klippelor urgoniene și în nivelele inferioare ale formațiunii de Wildflysch am putea deduce (vezi p.108) că cel puțin partea inferioară a Barremianului ar lipsi.

Pentru prezența Albianului pledează fauna cu *Neohibolites* și asociațiile micropaleontologice medie și superioară.

VRACONIAN-CENOMANIAN

(Conglomeratele de Bîrnadu)

Depozitele grosiere conglomeratic-grezoase pe care le atribuim Vraconian-Cenomanianului reprezintă formațiuni post-tectonice. Ele acoperă transgresiv și discordant atît pînza Hâghimașului cît și pînza bucovinică.

Istorie

H e r b i c h (1878), U h l i g (1903, 1907) ca și V a d a s z (1915) au menționat depozite cretacic-superioare în sinclinalul Hâghimaș. Ei înglobau la acestea cea mai mare parte a formațiunii de Wildflysch și con-

glomeratele de Bîrnadu, aşa cum sint separate de noi. Băncilă (1941) atribuie „stratelor cu orbitoline” vîrstă Albian-Cenomanian, admitînd deci și prezența Cretacicului superior în sinclinalul Hăghmaș. Nici acest autor însă nu a separat conglomeratele post-tectonice de formațiunea de Wildflysch. Separînd conglomeratele de Bîrnadu (Sandulescu, 1969) și precizînd caracterul lor post-tectonic am reușit să conturăm mai precis depozitele cretacic-superioare din sinclinalul Hăghmaș.

Răspîndire

Conglomeratele de Bîrnadu ocupă suprafețe importante la nord de valea Bicazului în muntele Criminiș și Munticelu dar mai ales în muntele Ciurgău și muntele Jidanului. La această paralelă ele ocupă toată lățimea sinclinalului Hăghmaș așezîndu-se transgresiv pe șisturile cristaline de pe ambele flancuri; zona lor de aflorare se îngustează treptat din valea Caprei spre nord unde se restrînge la muntele Fetele și Hăghieș. Pe versantul estic al acestuia din urmă am mai putut contura două calote de conglomerate de Bîrnadu.

La sud de valea Bicazului conglomeratele de Bîrnadu se mai urmăresc ca o fișie destul de îngustă la vest de muntele Surduc, pentru a disparea în dreptul Pietrii Luciului. Ele reapar în versantul dreapta (estic) al văii Bicăjelului în dreptul localității Trei Fîntîni, de unde se continuă peste muntele Vete și ocupînd o suprafață din ce în ce mai largă, pe la izvoarele pîrîului Vete și Bicăjel pînă pe versantul estic al muntelui Piatra Crăpată la vest de muntele Javardi și ocupînd tot bazinul superior al pîrîului Javardi.

Orizontare

a) *Litologie.* La alcătuirea depozitelor vracono-cenomaniene iau parte două tipuri de depozite detritice: conglomerate și gresii.

Conglomeratele sint cele mai răspîndite roci în formațiunea vracono-cenomaniană. Ele sint în general de tipul polimictic, cu ciment grezos, argilo-marnos sau calcaros, uneori glauconitic. Elementele componente sint reprezentate de:

calcare, cenușii, albicioase sau roșii, de vîrstă kimmeridgiană, tithonianic-neocomiană sau urgoniană;

dolomite triasice;

calcare nisipoase mediojurasică;

diabaze și mafifire;

șisturi cristaline mezo- și epizonale.



După cum se vede examinînd enumerarea de mai sus sînt prezente în conglomeratele de Bîrnadu fragmente remaniate atît din pînza de Häghimaș cît și din pînza bucovinică.

În faciesul polimictic am întîlnit în muntele Ciurgău și în muntele Munticelu blocuri foarte mari de calcare tithonic-neocomiene și urgoniene. Ele au intre 200 m³ și 50.000 m³ (în muntele Munticelul) și au forma obișnuită a kippelor sedimentare. Aria de răspîndire limitată și poziția lor apropiată de marginea de eroziune a pînzei Häghimașului ne face să considerăm că geneza acestor klippe este diferită de aceea a celor înglobate în formațiunea de Wildflysch și anume considerăm că ele sînt efectul proceselor de eroziune care au determinat detașarea lor din masa pînzei, transportul lor fiind foarte scurt uneori probabil de numai cîțiva zeci sau sute de metri. Sîntem înclinați să numim aceste klippe sedimentare — klippe sedimentare de eroziune pentru a le deosebi de kippurile sedimentare înglobate în formațiunea de Wildflysch, care au suferit un transport pe o distanță mai mare, transport determinat mai ales de procesele de alunecări submarine. Pentru acestea din urmă propunem denumirea de klippe sedimentare de alunecare.

În afară de conglomeratele polimictice, dar mult mai puțin răspîndite sînt conglomeratele oligomictice formate mai ales din fragmente de cuarț, și o proporție foarte redusă de șisturi cristaline. Aceste conglomerate sînt înlocuite foarte adesea de gresii de asemenea oligomictice, echigranulare. Ele au desigur o sursă mai îndepărtată decît rocile polimictice, sortarea lor fiind mult mai avansată.

Gresiile se dezvoltă mai ales în partea cea mai sudică a regiunii cercetate de noi, în bazinul superior al văii Javardi. Aici ele invadăază pe toată grosimea lor, depozitele vraconio-cenomaniene.

Trecerile laterale de la un tip litologic la altul sînt foarte frecvente pentru depozitele vraconian-cenomaniene, fapt întîlnit adesea în cadrul cuverturilor post-tectonice alimentate în general de un relief tînăr și variat.

Intercalațiile de roci pelitice sînt rare în conglomeratele de Bîrnadu și niciodată nu depășesc cîțiva metri grosime.

b) *Vîrstă*. În intercalațiile pelitice din conglomeratele de Bîrnadu, J. Sandulescu (1969) a întîlnit o microfaună cu :

Rotalipora greenhornensis (Morr. o w.)

Rotalipora cf. appenninica (Renz.)

Rotalipora gr. cushmani-turonica

Epistomina supracretacea Tamm.

Spiroplectammina elongata Barn.



- Lenticulina (Lenticulina) navicula* (d'Orb.)
Lenticulina (L.) exarata (Hagen.)
Lenticulina (L.) gaultina (Bert.)
Lenticulina (Astacolus) grata (Reuss)
Lenticulina (L.) subangulata (Reuss)
Lenticulina (L.) saxocretacea Bartens.
Lenticulina (L.) gibba d'Orb.
Lenticulina (L.) acuta (Reuss)
Lenticulina (L.) lepida (Reuss)
Lenticulina (L.) secans (Reuss)
Gavelinella ex. gr. *G. intermedia-flandrini*

Vîrsta acestei microfaune este cenomaniană (J. Sandulescu, 1969). Ea se găsește la 320 m deasupra bazei conglomeratelor de Bîrnadu a căror grosime totală ajunge pînă la 600-700 m. Deși nu avem argumente paleontologice directe considerăm că în partea inferioară a conglomeratelor de Bîrnadu este cuprins și Vraconianul bazați pe considerente paleogeografice regionale. Peste tot în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali transgresiunea post-albiană, care este generală în toate sectoarele, începe cu Vraconianul, asociat totdeauna cu Cenomanianul.

Faciesul Vraconian-Cenomanianului din sinclinalul Hăgimăș se întinde aproape peste tot la baza cuverturii post-tectonice a zonei cristalino-mezozoice : în masivul Postăvaru, culoarul Vlădeni și munții Perșani (conglomerate de Postăvaru — Sandulescu, 1964, 1967), în sinclinalul Glodu (Mutihac, 1959), în munții Bîrgăului (Antanasiu et al., 1956).

IV. TECTONICA

Înainte de a trece la analiza structurii sinclinalului Hăgimăș este necesar să reamintim principalele concepții tectonice asupra acestui sector al zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. Multe dintre ele nu s-au referit exclusiv la sinclinalul Hăgimăș, ci au privit întregul masiv maramureșan.

Uhlig (1907) este primul care aplică teoria șariajelor în zona cristalino-mezozoică, deși cu cîțiva ani înainte (Uhlig, 1903) pledase pentru structura normală a acesteia. El distinge două pînze suprapuse ; pînza bucovinică alcătuită din : sisturi cristaline, Verrucano (cuarțite și dolomite), strate cu jaspuri, sisturi negrioase și Tithonic-Neocomian marnos-nisipos și pînza transilvană formată numai din depozite mezozoice :



strate de Werfen, calcare medio-triasice, calcare de Hallstatt, calcare neotriasică și jurasică, calcare kimmeridgiene cu *A. acanthicum*, calcare coraligene tithonic-neocomiene. Momentul punerii în loc a acestor pînze este după Uhlig ante-cenomanian (mezocretacic). Uhlig consideră pînza transilvană, lipsită de șisturi cristaline o pînză de supracutare și o compară cu pînzele subtatrice. Din sensul în care a înțeles Uhlig cele două pînze se păstrează astăzi în special sensul genetic al lor întrucît conținutul stratigrafic s-a schimbat uneori esențial. Trebuie remarcat faptul că Uhlig a intuit foarte just cauza caracterului discontinuu și a dimensiunilor reduse a kliplor triasice, pe care le legă de fenomenele de șariaj.

Atanasiu (1929), Macovei (1927) și Bancilă (1941) consideră că în sinclinalul Hăghimaș există o singură serie mezozoică, depusă normal pe subasmentul cristalin. În această serie se poate urmări o succesiune aproape continuă triasic-neocretacică în care se disting trei cicluri de sedimentare. Accidentele tectonice nu depășesc gradul faliilor de încălcare; multe dintre ele au vergență vestică. Această vergență l-a determinat pe Atanasiu (1929) să considere cutarea zonei cristalino-mezozoice de tip altaic, ca o reflectare a cutării mai vechi a șisturilor cristaline. Autorii citați nu țin seama de existența, în cadrul formațiunilor mezozoice a unor depozite sincrone dar de facies diferit, ca de exemplu cuarțitele și dolomitele werfeniene pe de o parte și stratele de Werfen pe de alta, sau Liasicul de Adneth și Liasicul de la Lacul Roșu, sau Tithonic-Neocomianul cu tintinide (pelagic) și cel calcaros masiv de tip Stramberg; ei explică aceste fapte prin schimbări repetitive de facies. Această concepție „normalistă” a dăinuit mult timp fiind încă acceptată de unii autori pînă astăzi (Peda, Pelein).

Popeșcu-Voitești (1928) criticînd concepția lui Atanasiu reia ideile lui Uhlig pledînd pentru existența în cadrul zonei cristalino-mezozoice a două pînze: bucovinică și transilvană. El schimbă însă sensul acordat acestora de autorul înglobind în pînza transilvană seriile mezozonale și depozitele mezozoice suportate de ele, în pînza bucovinică, păstrînd, numai seriile enigmatice. Concepția lui Popeșcu-Voitești, se bazează pe poziția sinclinală a șisturilor mezometamorfice, deasupra celor epimetamorfice. Această poziție este confirmată de Streckeisen (1933) și mai tîrziu de Kräuter (1938) și Bancilă (1941). Pentru ultimii trei autori citați șariajul grupului I (mezometamorfic) peste grupul II (epimetamorfic) era însă vîrstă hercinică și nu alpină, cuvertura mezozoică rămînînd pentru ei alcătuită dintr-o singură serie sedimentară.

Peda (1940, 1953) consideră seriile cristaline ca formînd autohtonul a două pînze de decolare formate din depozitele mezozoice de deasupra

lor. Aceste două pînze a căror formare o leagă de fazele chimerice sint : pînza calcarelor de Hallstatt sau „parautohtonul” și pînza stratelor de Werfen. Elementul principal al primei este „seria neagră” pe care Preeda o consideră mai întîi liasică (Preeda, 1940) iar apoi triasică, în care caz ea ar fi echivalentă cu stratele de Luntz (Preeda, 1953). În sinclinalul Hăgimaș „seria neagră”, corespunde formațiunii de Wildflysch.

Băncilă (1958) înglobează întreaga zonă cristalino-mezozoică la unitatea centrală pe care o consideră a fi șariată peste zona flișului în lungul liniei centrale. Această linie este plasată în sectorul de care ne ocupăm la exteriorul cristalinului din „creasta” Dămucului, iar la sud de aceasta între formațiunea de Wildflysch și „stratele de Sinaia” din anticlinalul Lunca.

Cercetările noastre ne-au condus la elaborarea unei scheme tectonice în care distingem în sectorul din zona cristalino-mezozoică, pe care l-am studiat, mai multe pînze de vîrstă alpină suprapuse. Acestea sint de jos în sus : pînza sub-bucovinică, pînza bucovinică și pînza de Hăgimaș. Primele două sint alcătuite din șisturi cristaline și depozite mezozoice antecenomaniene, ultima numai din depozite mezozoice. Încadrînd aceste unități în ansamblul structural al Carpaților Orientali am distins (Sandulescu, 1967) un sistem de pînze centrale (sub-bucovinică și bucovinică) de tipul pîzelor de forfecare (pînze de șariaj de gradul II) și un sistem al pîzelor transilvane (pînza de Hăgimaș și pînza de Perșani) de tipul pîzelor de decolare (pînze de șariaj de gradul III).

Teotonica ante-alpină a șisturilor cristaline

Deși nu ne-am ocupat în detaliu de studiul șisturilor cristaline considerăm necesar să abordăm, chiar numai în linii mari, problema structurii lor și în special a raporturilor între seriile mezozonele și epizonale. Fără anumite precizări de această natură este greu de înțeles structura alpină a zonei cristalino-mezozoice, sau se pot face multe confuzii privind conținutul pîzelor alpine.

În primul rînd trebuie precizat că cel puțin în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice, există două serii mezozonele : seria de Bistrița-Barnar și seria gnaiselor de Rarău (Mureșan, 1967 ; Mureșan și Mureșan – în Bercea et al., 1970)²⁴.

Seria de Bistrița-Barnar ocupă o poziție geometrică și stratigrafică inferioară seriei epizonale de Tulgheș. Ea constituie sîmburele unor anticli-

²⁴ Op. cit. pct. 6.

nale mari ale căror flancuri, complicate de falii sunt alcătuite din șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheş. Seria de Bistriţa-Barnar și seria de Tulgheş constituie două elemente ale aceluiași ciclu metamorfic. Acest fapt este susținut în ultimul timp de Streckeisen (1968), Mureşan și Mureşan (în Bercea et al., 1970)²⁵ care admit o trecere gradată de la o serie la alta. Rădulescu (în Iancovici et al., 1968) în schimb consideră seria de Tulgheş transgresivă pe seria de Bistriţa-Barnar și într-un caz și în celălalt, raporturile între cele două serii sunt considerate ca fiind de superpoziție normală.

Seria gnaiselor de Rarău, dezvoltată numai în partea estică a zonei cristalino-mezozoice ocupă o poziție geometric-superioară seriei de Tulgheş față de care are și o vîrstă mai veche. Această superpoziție anormală a seriei gnaiselor de Rarău a fost subliniată de mai mulți cercetători în decursul timpului: Popescu-Voitești (1928), Streckeisen (1933), Kräutner (1938), Băncilă (1941), Désailly-Codarecă (1966), Mureşan (1967). Poziția sinclinală a seriei gnaiselor de Rarău, deasupra seriei de Tulgheş este evidentă în regiunea Tulgheş, imediat la nord de valea Bistricioarei. Lucrări miniere și de foraj executate în această regiune au confirmat poziția anormală a seriei gnaiselor de Rarău.

În perimetru cercetat de noi contactul între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheş a putut fi urmărit numai pe flancul estic al sinclinalului Häghimaş, în lungul „crestei” Dămucului.

La nord de valea Toşorogului, seria gnaiselor de Rarău are o poziție superioară seriei de Tulgheş, evidentă în special în Bîrca Rotundă. De aici spre sud contactul se apropiă de verticală pentru că de la nord de valea Tepeşeni să se răstoarne și să aibă o înclinare destul de pronunțată spre est. Această poziție a planului de contact se păstrează pînă în partea de sud a „crestei” Dămucului, înclinarea lui variind ca valoare, dar avînd totdeauna sensul spre est. Bazați pe raporturile geometrice menționate mai sus, unii autori (Atanasiu, 1929; Iancovici și Ionescu, 1966) au considerat seria de Tulgheş ca fiind suportată normal de seria gnaiselor de Rarău. Împotriva unei astfel de interpretări se ridică însă următoarele fapte:

analizat longitudinal contactul, aparent normal între seria de Tulgheş și seria gnaiselor de Rarău trece treptat la un contact anormal, fără a se putea observa o schimbare a caracterului său;

²⁵ Op. cit. pct. 6.

seria de Tulgheş ia contact cu seria gnaiselor de Rarău prin nivelele sale superioare și nu prin orizontul său inferior cum ar trebui în cazul unui contact normal;

nu se cunoaște nicăieri, în zona cristalino-mezozoică o situație în care seria gnaiselor de Rarău să suporte partea inferioară a seriei de Tulgheş;

în sectoarele în care contactul dintre seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheş înclină spre est se observă o răsturnare cu vergență vestică a flancului extern al sinclinalului Hăghimaș în ansamblul său. Acest fenomen este vizibil mai ales în partea sudică a „crestei” Dămucului în sectorul cuprins între Bitca Neagră și valea Guşa;

la contactul cu seria de Tulgheş se observă în seria de Rarău un fenomen de diaforeză, însoțit adesea de brecifieri și laminări tectonice evidente.

Având în vedere toate faptele de mai sus sănătate să ne raliem ipotezei în care contactul între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheş este interpretat ca un contact tectonic. Înclinarea planului de contact spre est în anumite sectoare se datorează unor deformări ulterioare formării lui, deformări ce au adus seria de Tulgheş inițial geometric inferioară seriei gnaiselor de Rarău, într-o poziție superioară acesteia.

La vest de sinclinalul Hăghimaș contactul între cele două serii este admis de toți cercetătorii ca fiind de natură tectonică, seria gnaiselor de Rarău încălecind seria de Tulgheş.

Analizate regional toate faptele expuse mai sus sănătate evidente pentru a admite existența superpoziției tectonice într-o pînză de șariaj a seriei gnaiselor de Rarău peste seria de Tulgheş. De altfel cum am amintit mai sus și lucrări miniere au dovedit aceasta.

Pînza de șariaj a gnaiselor de Rarău este de altfel un element structural major al zonei cristalino-mezozoice ea fiind dezvoltată nu numai în regiunea sinclinalului Hăghimaș ci și în jurul sinclinalului Rarău (Kräutner, 1938; Dessila-Codarcă, 1966; Joja et al., 1968; Bercia et al., 1970)²⁶.

Dacă problema existenței pînzei gnaiselor de Rarău este practic rezolvată, rămîne încă în discuție vîrstă punerii în loc a acesteia. Două ipoteze au fost avansate pînă acum: (1) pînza este de vîrstă alpină (Popescu-Voitești, 1928; Joja et al., 1968; Mureșan, 1967) sau (2) pînza este de vîrstă prealpină, respectiv hercinică (Streckeisen, 1933; Kräutner, 1938). Noi ne raliem, din motive pe care le vom expune mai jos, celei de a doua ipoteze. Pentru aceasta vom enumera următoarele argumente:

²⁶ Op. cit. pct. 6.

nicăieri pe suprafața de șariaj nu se cunosc prinse între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș depozite sedimentare sau metamorfice de vîrstă mezozoică sau mai nouă. Atât în regiunea Häghimaș cît și în Rarău seria gnaisică se aşază, tectonic, nemijlocit peste seria de Tulgheș;

formațiunile sedimentare mezozoice se aşază transgresiv peste contactul tectonic dintre cele două serii. În regiunea studiată de noi această situație se poate observa în „creasta” Dămucului, la sud de pîriul Gușa unde dolomitele anisiene, avînd în bază și cuarțite werfeniene, repauzează deopotrivă pe seria gnaiselor de Rarău și pe seria de Tulgheș. De asemenea stratele de Lunca acoperă discordant și neîntrerupt întregul periclin al crestei Dămucului, blocind mișcarea ce s-ar putea presupune că s-a produs pe planul de șariaj al pînzei gnaiselor de Rarău. Interpretarea dată de Mureșan (1967) în această regiune contravine evident datelor de teren întrerupînd fără nici un motiv continuitatea stratelor de Lunca și neînținînd seama de poziția transgresivă a cuverturii triasice. O situație asemănătoare se poate observa și pe periclinul sudic al sinclinalului Rarău unde cel puțin o parte a depozitelor mezozoice precenomaniene stau transgresiv peste contactul între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș (Ilie, 1958; Muthiae, 1968).

pe flancul vestic al sinclinalului Häghimaș, la sud de regiunea cercetată de noi în zona Mihăileni o formațiune sedimentară recent pusă în evidență sub numele de breciile de Häghimaș (Mureșan 1970) și atribuită Permianului sau Carboniferului superior, se aşază transgresiv atât peste seria de Tulgheș cît și peste seria gnaiselor de Rarău, acoperind contactul tectonic între acestea două;

ultimele manifestări magmatice legate de procesele ce au dus la formarea masivului Ditrău străpung atât seria de Tulgheș cît și seria gnaiselor de Rarău marind faptul că punerea în loc a pînzei gnaiselor este anterioară lor. Vîrsta hercinică a proceselor magmatogene de la Ditrău a fost dovedită prin măsurători radiometrice (Ionescu et al., 1966) care au indicat vîrste cuprinse între 326 M.A. și 297 M.A. pentru masa principală a masivului. Filoanele de lamprofire legate de același ciclu magmatic și care străbat deopotrivă cele două serii pot fi puțin mai noi fără a depăși însă vîrsta paleozoică, întrucînt nicăieri nu străbat depozitele triasice ce acoperă normal gnaisele de Rarău.

Argumentele expuse mai sus arată suficient de clar, că mișcarea de încălcare în lungul planului de șariaj a fost blocată înainte de Mezozoic. Sîntem deci îndreptăți să acordăm pînzei gnaiselor de Rarău o vîrstă ante-alpină. Considerăm ca și Krăutner și Strecker în cînd pînza este de vîrstă hercinică în special datorită faptului că acoperă cel puțin

în parte masivul sienitic de la Ditrău și că punerea ei în loc este posterioară metamorfismului seriei de Tulgheș care ia contact prin diferiți termeni stratigrafici cu planul de șariaj al pînzei. Nu este exclus ca mobilizarea soluțiilor magmatice care au generat masivul de la Ditrău să fie legate de aceeași fază tectogenetică care a generat pînza. În sprijinul acestei ipoteze vine și faptul că ultimele produse ale ciclului magmatic străbat planul de șariaj, în timp ce primele sunt situate dedesubtul lui.

O altă problemă legată de tectonica ante-alpină a regiunii studiate este vergența pînzei gnaiselor de Rarău. Pentru a aborda această chestiune este necesar să ne imaginăm repartiția spațială a seriilor cristaline înainte de deformările alpine. Pînza gnaiselor de Rarău face parte din corpul pînzei bucovinice aşa încît prin „desfășurarea” pînzelor alpine ea va ocupa poziția pe care a avut-o zona de sedimentare bucovinică înainte de deformarea alpină (fig. 20). În această situație două ipoteze pot fi luate în considerare : pînza gnaiselor de Rarău are o vergență estică sau una vestică. Indiferent de vîrstă pe care au acordat-o șariajului pînzei gnaiselor de Rarău toți cercetătorii au adoptat prima soluție. Cercetări recente făcute în munții Rodnei (K r à u t n e r și K r à u t n e r, 1969) și care arată că tectogeneza hercinică s-a manifestat prin deformări cu vergențe vestice, ne-au făcut să înclinăm spre posibilitatea interpretării pînzei gnaiselor de Rarău ca o pînză cu vergență vestică. În această ipoteză zona primară de dezvoltare a seriei de Rarău era situată la est de aria ocupată de seria de Tulgheș și de seria de Bistrița-Barnar din patul acesteia. Ipoteza este sprijinită de asemănarea petrografică și metamorfică între seria gnaiselor de Rarău și seria de Bretila. Ultima se dezvoltă în unitățile tectonice inferioare pînzei sub-bucovinice din munții Bistriței, deci în unitățile tectonice situate implicit la exteriorul acesteia, deci și la exteriorul pînzei bucovinice (fig. 20). „Desfășurate” în acest mod zonele „paleogeografice” ale seriilor metamorfice din Carpații Orientali au o unitate evident mai mare decât dacă am considera aria de dezvoltare primară a seriei gnaiselor de Rarău la vest de cea a seriei de Tulgheș în care caz două serii identice (gnaisele de Rarău și seria de Bretila) ocupă pozițiile extreme, deci cele mai îndepărtate.

Evident că problema vergenței pînzei gnaiselor de Rarău mai comportă încă discuții. Am dorit numai să prezentăm ipoteza pe care o considerăm, în stadiul actual al cunoștințelor, cea mai argumentată bazați pe faptul că (1) vergența vestică a deformărilor hercinice a mai fost dovedită într-un sector al Carpaților Orientali (munții Rodnei) și că (2) în ipoteza vergenței vestice a pînzei gnaiselor de Rarău schema repartiției primare a seriilor metamorfice are mai multă unitate.

Tetonica pînzei bucovinice

Cea mai mare parte a regiunii cercetate de noi este ocupată de formațiunile ce alcătuesc pînza bucovinică, situație care ne-a permis un studiu amănunțit al structurii de detaliu a acesteia.

În pînza bucovinică se pot distinge structuri de vîrste diferite. Deformarea principală a avut loc după depunerea Wildflysch-ului și înaintea sedimentării conglomeratelor de Bîrnadu, putindu-se încadra deci, în faza mezocretacică. Deformările mai vechi se pot grupa în trei faze diferite și anume: una cuprinsă între Liasicul inferior și Aalenian sau Toarcian corespunzînd aproximativ fazei doneț, a doua înaintea depunerii stratelor de Lunca corespunzînd fazei nevadiene, iar a treia înaintea Barremianului și după Valanginian-Hauterivian corespunzînd fazei austro-alpine.

Toate aceste faze sunt marcate de discordanțe unghiulare. În afara acesteia, se mai pot observa discordanțe simple pe care le punem în legătură cu mișcări verticale pozitive, de ridicare, însoțite de perioade mai mult sau mai puțin lungi de eroziune.

Discordanțe intratriasice

Prima discontinuitate din succesiunea Triasicului bucovinic se plasează între depozitele seisiene și cele campiliene adică între gresiile și conglomeratele cuarțitice cu care debutează Triasicul și baza dolomitelor massive. Ea este marcată de dezvoltarea discontinuă, lacunară, a depozitelor cuarțitice. Ca urmare a acestui fapt dolomitele se aşază pe suprafețe mari, direct pe șisturile cristaline. Am arătat și cu altă ocazie (Sandulescu, 1969) că discontinuitatea intrawerfeniană este accentuată pe alocuri de o decolare a dolomitelor pe substratul lor, decolare însoțită de o îngărmădire a depozitelor cuarțitice subțiri în nucleul unor mici anticlinale „diapire” străpunse în masa dolomitelor (valea Bicazului sub Piatra Pîntărenilor, fig. 14, izvoarele pîriului Suhardu; muntele Lapoș; muchea sudică a muntelui Chicera). Formarea acestor mici structuri „diapire” este evident legată de o deformare post-anisiană, ulterioară depunerii dolomitelor.

Între dolomitele anisiene și calcarele ladiniene apare cea de-a doua discontinuitate din succesiunea Triasicului bucovinic. Este greu de precizat, avînd în vedere masivitatea dolomitelor, dacă această discontinuitate corespunde unei discordanțe simple sau unghiulare. Prima ipoteză ni se pare mai apropiată de adevăr întrucât limita inferioară a calcarelor este paralelă cu acea a dolomitelor. Excepție face regiunea muntelui Cupașu unde calcarele stau discordant atît pe șisturile cristaline cît și pe cuarțitele seisiene și pe dolomitele campilian-anisiene. Grosimea sensibil diferită a

dolomitelor din patul calcarelor ladiniene evidențiază destul de clar existența unei perioade de eroziune care a însoțit întreruperea în sedimentare. Așezarea calcarelor direct pe șisturile cristaline subliniază acest fapt.

Deasupra calcarelor ladiniene nu mai apare nici o discontinuitate evidentă pînă în acoperișul calcarelor oolitice feruginoase eoliasice.

În ipoteza vîrstei exclusiv carniene a orizontului dolomitic-calcaros s-ar mai evidenția încă o discordanță simplă în baza Liasicului inferior, marcată de lipsa Norianului și Rhetianului. În orice caz această discordanță, dacă există, este slab exprimată întrucînt spre deosebire de celelalte cazuri analizate mai sus depozitele liasic-inferioare nu depășesc niciodată aria de dezvoltare a celor neotriasicice.

Structuri legate de faza doneț

După depunerea Liasicului inferior zona corespunzătoare pînzei bucovinice a fost deformată, luînd naștere cute a căror flancuri aveau înclinări pînă la $40-50^{\circ}$. Acest fapt este evident pe flancul vestic al sinclinalului Hăghmaș în regiunea Lacul Roșu. Aici pe pîraiele Suhardului, (fig. 2), muntele Calului, Ghilcoș și pe marginea nordică a lacului (fig. 5), depozitele mediojurasicice se aştern discordant sub un unghi de $30-50^{\circ}$ pe cele triasicice și liasicice.

Extrapolînd, sub depozitele mai noi jurasicice și cretacice, datele cunoscute la suprafață pe cele două flancuri și în special pe cel vestic obținem imaginea cutelor născute în faza doneț (fig. 1). Se observă că în general aceste structuri au o orientare nord-sud, asemănătoare cu aceea a elementelor structurale născute în faza paroxismală. Din analiza schiței depozitelor ante-doggeriene se mai poate trage concluzia că o parte din faliile transversale ce se cunosc în sinclinalul Hăghmaș s-au format înaintea fazei paroxismale. Ele au rejugat și mai tîrziu chiar în timpul deformărilor post-paroxismale. Concluzia de mai sus se bazează mai ales pe faptul că de o parte și de alta a faliilor considerate, depozitele mediojurasicice se aşază pe termeni diferenți ai Triasicului mai nou în compartimentele coborîte și mai vechi în cele ridicate, marcînd deci faptul că deplasarea a avut loc pe fali încă dinaintea eroziunii ce a precedat depunerea Doggerului. Dintre structurile formate în faza doneț cele mai evidente sunt :

anticlinalul cu șisturi cristaline în ax de la vest de muntele Suhardul Mare ; este o cută normală asimetrică cu flancul vestic mai coborît. Falia inversă ce a luat naștere pe flancul său nord-vestic o considerăm ca aparținînd deformărilor post-paroxismale care au avut o vergență internă. Apariția ei pe o structură mai veche o punem pe seama caracterului asi-



metric al cutei, fapt ce a favorizat nașterea retroîncălecării pe flancul mai puțin dezvoltat;

anticinalul cu șisturi cristaline în ax de la izvoarele pîrîului Oii (Häghimașului); este o cută normală dreaptă cu flancurile egal dezvoltate. Vîrstă ei ante-doggeriană este subliniată de aşezarea transgresivă a depozitelor mediojurasicice atât pe șisturile cristaline din nucleu cît și pe dolomitele de pe flancuri;

sinclinalele cu depozite triasice medii și superioare și cu depozite liasice inferioare (fig. 1); sunt cute normale drepte cu flancuri egal dezvoltate. Faptul că ele se găsesc pe flancul actual vestic al sinclinalului Häghimăș dovedește că în diferite etape de deformare structurile cele mai profunde nu au ocupat mereu aceeași zonă.

Pe flancul extern nu am putut determina cu precizie deformări legate de faza doneț, deși s-ar putea ca o parte din cutedele acoperite de depozite mai noi să aibă această vîrstă. Singurul loc pe aripa estică unde s-ar putea determina deformări ante-doggeriene este butoniera Muntele Fagului-Valea Mare unde depozitele bathoniene se aşază discordant pe șisturile cristaline și dolomitele triasice ce formează elementele cele mai profunde ale cutedei.

Structuri legate de fazele nevadiană și austro-alpină

În cuprinsul pînzei bucovinice se pot pune în evidență în cîteva locuri discordanțe unghiulare ce pot fi legate de faza nevadiană sau de cea austro-alpină. În marea majoritate însă, din păcate, nu se poate preciza decit că deformările au avut loc după depunerea Doggerului și înaintea sedimentării Wildflysch-ului. Din acest motiv am grupat structurile născute în această perioadă într-un singur capitol.

Existența deformărilor nevadiene poate fi dovedită în cîteva puncte de pe flancul extern :

în muntele Pavaș stratele de Lunca acoperă o structură anticinală mai veche cu șisturi cristaline în ax și dolomite pe flancuri ;

în butoniera Muntele Fagului-Valea Mare tot sub stratele de Lunca apare o structură cutată cu depozite bathoniene ca termenul cel mai nou. Stratele de Lunca au o poziție evident transgresivă așezîndu-se atît pe depozitele bathoniene cît și pe cele anisiene și pe șisturile cristaline. Este de relevat faptul că pe această structură se observă și discordanță legată de faza doneț fapt ce dovedește coaxialitatea cutărilor pre-paroxismale. Concluzia poate fi generalizată și pentru deformările paroxismale care în general au aceeași direcție cu cele mai vechi ;



la sud de regiunea cercetată de noi, pe valea Javardi, P a t r u l i u s et al. (1969) au arătat că deasupra orizontului siltitic cu gresii cărbunoase, redresat la verticală, se aşază orizontul calcaros al stratelor de Lunca în poziție discordantă. Înînd seamă că orizontul siltitic (pe care, reamintim, noi nu îl atașăm stratelor de Lunca) este de vîrstă bathoniană și că stratele de Lunca încep cu Tithonicul, considerăm că discordanța semnalată, ca și cele descrise mai sus, săt legate de deformările nevadiene.

Deformări de vîrstă nevadiană pot fi cu oarecare certitudine puse în evidență doar pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaș, din cauză că în rest nu se cunosc depozitele tithonice care să fixeze vîrsta acestora. În muntele Chicera unde se mai cunosc strate de Lunca se poate cel mult pune în evidență o discordanță simplă atât la baza stratelor de Lunca cît și sub depozitele kimmeridgiene.

Deformări de vîrstă sigur austro-alpină trebuie să fie tot în regiunile în care se dezvoltă stratele de Lunca sub depozitele de Wildflysch. Aceasta este cazul flancului extern al sinclinalului Hăghimaș.

În extremitatea sudică a „crestei” Dămucului stratele de Lunca sunt depășite transgresiv de la sud spre nord de formațiunea de Wildflysch. Această depășire dovedește că înainte de depunerea Wildflysch-ului „creasta” Dămucului cu cuvertura ei sedimentară inclusiv stratele de Lunca au fost cutate, după care o parte, importantă, a acestora din urmă au fost erodate. Este momentul în care considerăm că s-a schițat anticlinialul frontal al pînzei bucovinice care a jucat în continuare un rol paleotectonic important.

În afara structurilor enumerate mai sus se mai pot recunoaște și alte cută a căror fază de formare se plasează în intervalul cuprins între sfîrșitul Doggerului și Barremian, cută pentru care este greu de precizat dacă aparțin fazei nevadiene sau celei austro-alpine.

Pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș o primă zonă în care se pot recunoaște structuri formate în această perioadă este cea de la nord de valea Bicazului, în sectorul cuprins între pîriul Cupașu și pîriul Lapoșul. Aici două cută anticlinale paralele sunt acoperite discordant de depozitele de Wildflysch :

anticlinialul vestic este o cută normală verticală și simetrică cu șisturi cristaline în ax, ce se poate urmări de la izvoarele pîriului Suhardu prin muntele Cupașu pînă în versantul văii Lapoșului. În muntele Cupașu și în valea Lapoșului atât șisturile cristaline din nucleu cît și dolomitele de pe flancul estic sunt acoperite de Wildflysch ;

anticlinialul estic, de asemenea o cută normală, verticală și simetrică, se dezvoltă din versantul sudic al muntelui Cupașu pînă în valea Lapoșu-

lui, unde formațiunea de Wildflysch îl acoperă în întregime cu o evidentă discordanță unghiulară.

La vest de Piatra Unică un mic graben transversal în care s-au păstrat depozite triasice medii și superioare și depozite mediojurasiche este acoperit discordant de Wildflysch. Discordanța este evidentă pe marginea sudică

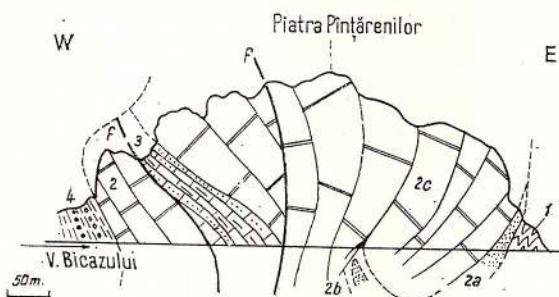


Fig.14. — Secțiune geologică în malul stîng al văii Bicazului sub Piatra Pintărenilor.

1, sisturi cristaline; 2, Triasic: a, gresii cuarțitice; b, sisturi roșii; c, dolomite (a + b = Seisian, c = Campilian-Anisian); 3, Dogger: calcară grezoase și marnoase; 4, Barremian-Albian: formațiunea de Wildflysch; f, falie.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée du Bicaz, au-dessous du sommet Piatra Pintărenilor.

1, schistes cristallins; 2, Trias : a, grès quartzitiques; b, schistes rouges; c, dolomies (a + b = Seisen, c = Campilien-Anisien); 3, Dogger : calcaires gréseux et marneux; 4, Barrémien-Albien : formation de Wildflysch; f, faille.

a grabenului, unde falia ce-l mărginește nu afectează decât depozitele mai vechi decât Wildflysch-ul, fiind acoperită discordant de acesta din urmă. Este foarte probabil ca grabenul să se fi format în etapele precedente de deformare, dar el a fost cu siguranță activ și în fază nevadiană sau austro-alpină.

Pe flancul estic am întîlnit structuri ce se pot încadra în perioada nevadiană-austro-alpină, începînd din valea Bicazului spre sud :

în versantul stîng (nordic) al văii Bicazului, sub Piatra Pintărenilor (fig. 14), de sub depozitele de Wildflysch care îl acoperă, apare un solz la alcătuirea căruia participă dolomite triasice și calcară grezoase mediojurasiche. El reapare și la sud de valea Bicazului avînd în compartimentul din acoperiș al faliei și sisturi cristaline. Planul de încălecare al acestui solz înclină spre est dînd impresia că vergența sa este vestică. De fapt solzul Piatra Pintărenilor are o vergență externă (estică) însă el a fost recutat în timpul deformărilor post-paroxismale care, aşa cum vom vedea, au

determinat răsturnarea spre vest a flancului extern al sinclinalului în ansamblul său. În cazul solzului Piatra Pînțărenilor situația amintită mai sus se poate ușor observa urmărind suprafața de discordanță de la baza Wildflysch-ului care în apropierea firului văii este verticală sau ușor deversată spre vest pentru ca pe crestele din dreapta și stînga văii să revină la o inclinare normală spre vest;

în muntele Bîrca Neagră se recunoaște un alt solz, cu vergență estică clară, în care sunt dislocate de asemenea dolomite triasice și calcare grezoase jurasice medii. El este acoperit discordant în cele două extremități ale Bîrcei Negre de Wildflysch;

la sud și est de Bîrca Neagră se dezvoltă o cută falie în care șisturile cristaline din nucleu încalecă spre est peste dolomite anisiene și calcare grezoase mediojurasiche. Cuta reprezintă de fapt o structură paralelă solzului Bîrca Neagră față de care are o poziție externă. Ea se afundă spre sud unde cuarțitele seisiene și dolomitele anisiene îmbracă periclinal șisturile cristaline. Formațiunea de Wildflysch se aşază transgresiv atât pe formațiunile cristalofiliene din nucleu cît și pe depozitele triasice de pe flancul vestic și de pe periclin. Prezența unui mic petec de depozite bathoniene, transgresive pe flancul vestic al acestei cute dovedește că ea s-a schițat încă în timpul deformărilor din faza donet, cînd, probabil, cuta a avut un caracter mai simplu. Prezența depozitelor mediojurasiche în compartimentul din pat al faliei ce însoțește cuta demonstrează însă că ea și-a cîștigat caracterul de cută falie mai tîrziu, în perioada legată de mișcările nevadiene sau austro-alpine.

În general structurile legate de perioadele nevadiană și austro-alpină au o rază de curbură mică și o extindere direcțională redusă. Excepție face anticlinalul frontal al pînzei bucovinice care s-a schițat în timpul fazei austro-alpine. Luînd în considerare acest fapt am putea trage concluzia că toate structurile cu rază de curbură mică și lungime redusă sunt legate de faza nevadiană, chiar dacă pentru precizarea acestei vîrste nu există argumente directe. În schimb cutele lungi și cu rază de curbură mare, formate între Dogger și Barremian, ar apartine fazei austro-alpine. Urmînd acest criteriu mareea majoritate a structurilor descrise mai sus s-ar încadra în prima fază (nevadiană), deformările austro-alpine manifestîndu-se în esență numai prin schițarea anticlinalului frontal al pînzei bucovinice. Nu este de neglijat și o altă ipoteză și anume aceea că structurile scurte și cu rază de curbură mică sunt de fapt cută secundare ce se grefează pe anticlinalul frontal cu rază de curbură mai mare. În această a doua ipoteză raportul între frecvența structurilor nevadiene și austro-alpine este exact invers

față de prima, în sensul că marea lor majoritate ar reveni primei faze, celei de a doua corespunzîndu-i numai grabenul de la vest de Piatra Unică.

Am făcut toate considerațiile de mai sus mai ales pentru a sublinia dificultățile stabilirii cu precizie a vîrstei deformărilor pre-paroxisme, dar, în același timp, pentru a evidenția faptul că indiferent de ipoteza adoptată ele sănt o realitate.

Cele două momente de deformare au fost urmate de perioade de eroziune activă și intensă. Formațiunea de Wildflysch, care încheie sedimentarea succesiunii bucovinice, a acoperit o suprafață foarte variată ca alcătuire geologică. Wildflysch-ul, alături de depozitele din baza Triasicului au caracterul transgresiv cel mai marcat.

Structurile legate de faza austrică (paroxismală)

Şariajul pînzei bucovinice, ca de altfel și a celorlalte pînze ale sistemului central din masivul maramureșan au avut loc după depunerea cel puțin a unei părți din Albian și înaintea sedimentării Vraconianului sau a Cenomanianului. Acest moment corespunde fazei mezocretacice sau austrice. Fixarea vîrstei şariajului bucovic se poate face în regiunea cercetată de noi numai parțial. Prezența Albianului în nivelele superioare ale formațiunii de Wildflysch stabilește limita inferioară de timp ce trebuie luat în considerare în discutarea acesteia. Remarcăm analogia ce există între sinclinalul Hâghimaș și Rărău, în acesta din urmă succesiunea sedimentarului bucovic încheindu-se tot cu depozite albiene (Mutihac și Bratu, 1965).

Pentru stabilirea limitei superioare a vîrstei şariajului trebuie să ne referim la regiuni mai îndepărtate, întrucît datorită eroziunii tinere cuvertura post-tectonică nu acoperă contactul între pînza bucovică și zona flișului, respectiv pînza de Ceahlău. În partea nordică a masivului maramureșan, în bazinul pîrului Vaser, depozite sincrone conglomeratelor de Bîrnadu, acoperă transgresiv conturul de eroziune al pînzei bucovinice. Ele sunt cunoscute sub denumirea de conglomerate de Șoimul, iar vîrstă lor a fost determinată în URSS unde în ele s-au găsit resturi fosile de vîrstă cenomaniană (S. Kruglov, 1966). Depozitele conglomeratice atribuite tot Cenomanianului acoperă transgresiv ferestrele de la Iacobeni. Toate aceste fapte ne îndreptătesc să presupunem că și conglomeratele de Bîrnadu acopereau discordant contactul frontal al pînzei bucovinice, dar, aşa cum menționam mai sus au fost îndepărtate de eroziune. Întrucît am presupus pe baza paralelizărilor regionale că partea inferioară a conglome-

ratelor de Bîrnadu cuprinde și Vraconianul, putem fixa momentul paroxismului bucovinic între Albian și acesta din urmă.

Pînza bucovinică poate fi încadrată în categoria pînzelor de șariaj de gradul II, adică a pînzelor de forfecare. Privită din punct de vedere al nivelului la care s-a produs forfecarea ea este o pînză de soclu, la alcătuirea ei luînd parte și formațiuni cristalofiliene ante-alpine. Ca tip de pînză ea poate fi comparată cu pînza Getică și de Biharia din Carpați sau cu pînzele austro-alpine inferioare din Alpii Orientali.

Caracterul de pînză de forfecare este evident chiar în regiunea studiată de noi. Raporturile între planul de șariaj al pînzei și structurile pe care le foarfecă pot fi foarte clar urmărite pe flancul extern la sinclinalului Hăghmaș. Din valea Bistricioarei spre sud pînă în cursul mijlociu al văii Dămucului, în dreptul localității Huisurez, planul de șariaj foarfecă numai formațiuni cristalofiliene. De aici spre sud planul de șariaj intersectează atât stratele de Lunca cit și roci cristalofiliene, iar la sud de muntele Pavaș, vizibil, numai strate de Lunca. De sub acestea din urmă apar cîteva butoniere cu depozite mai vechi inclusiv șisturi cristaline (pîriul Pavaș, Muntele Fagului-Valea Mare) care foarte probabil sănt forfecate la bază de planul de șariaj. Acest fapt este cît se poate de evident și mai la sud, în bazinul superior al Trotușului unde forfecarea subsecventă a nucleelor anticlinialelor din fruntea pînzei este foarte clară (P a t r u l i u s et al., 1969).

Lățimea minimă de șariaj a pînzei bucovinice, în sectorul sudic al masivului maramureșan, este de 20 km, măsurată între marginea vestică a ferestrei de la Tomești (S ă n d u l e s c u , 1967) și fruntea actuală a ei. Această valoare este minimală întrucât socotind lățimea de șariaj a pînzei bucovinice la paralela munților Rodnei ajungem la valori în jurul a 60-70 km.

Caracterul de pînză al unității bucovinice este relevat de mai multe fapte :

a) Această unitate este mărginită la exterior (est) de o dislocație continuă ce se poate urmări fără intrerupere nu numai în regiunea studiată de noi dar și în tot lungul masivului maramureșan de la frontieră de nord a țării pînă în valea Frumoasa, la nord de Miercurea Ciuc. Caracterul continuu al acestei dislocații a fost relevat în ultimul timp de B ă n c i l ă (1958) care o descrie sub denumirea de „linie centrală”. Față de modul în care înțelegem noi pînza bucovinică, „linia centrală” corespunde numai parțial liniei frontale a acesteia. În primul rînd arătănd continuitatea ce există între „creasta” Dămucului și anticlinialul Lunca (S ă n d u l e s c u și S ă n d u l e s c u , 1965; S ă n d u l e s c u , 1967, 1968) am stabilit că linia frontală a pînzei bucovinice trece la est de acesta din urmă, spre

deosebire de Băncile care o trasează la vest de el. În al doilea rînd, în timp ce în concepția lui Băncile (1958) „linia centrală” reprezintă dislocația ce mărginește la exterior unitatea centrală (care corespunde în întregime zonei cristalino-mezozoice), noi vedem în pînza bucovinică numai

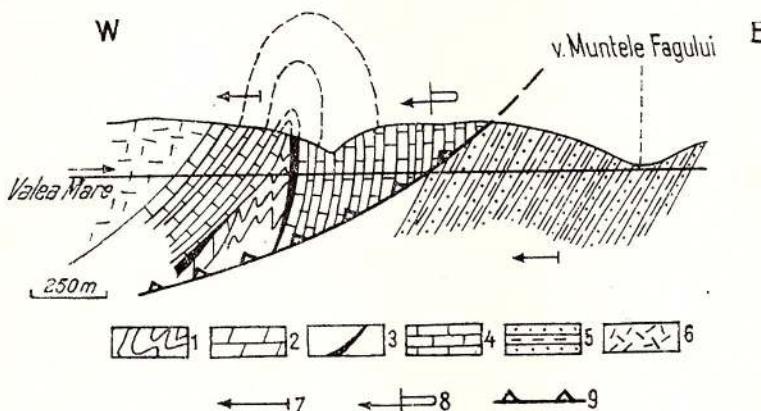


Fig.15. — Secțiune geologică în versantul stîng al văii Valea Mare.

1, șisturi cristaline; 2, dolomite (Campilian-Anisian); 3, siltite brune (Bathonian); 4, strate de Lunca (Berriasian-Valanginian); 5, formațiunea de Wildflysch (Barremian-Albian); 6, strate de Sinaia (Tithonic-Neocomian); 7, succesiune normală; 8, succesiune răsturnată; 9, pinză.

Coupe géologique dans le versant gauche de la vallée Valea Mare.

1, schistes cristallins; 2, dolomies (Campilien-Anisien); 3, siltites bruns (Bathonien); 4, couches de Lunca (Berriasien-Valanginien); 5, formation de Wildflysch (Barrémien-Albien); 6, couches de Sinaia (Tithonique-Néocomien); 7, succession normale; 8, succession renversée; 9, nappe.

o unitate a zonei cristalino-mezozoice (în care se recunosc mai multe pînze suprapuse).

b) În lungul liniei frontale a unității bucovinice iau contact tectonice depozite de aceeași vîrstă dar de faciesuri diferite, provenind din zone de sedimentare separate. Acestea sunt stratele de Lunca pe de o parte și stratele de Sinaia pe de altă parte. Sincronismul, cel puțin parțial, între stratele de Lunca și stratele de Sinaia este demonstrat de conținutul lor paleontologic (P a t r u l i u s et al., 1969; S ă n d u l e s c u 1964 b, 1967, 1968). Diferența de facies și mai ales de grosime este evidentă. Stratele de Lunca au un caracter pelagic și o grosime redusă, în timp ce stratele de Sinaia sunt un fliș calcaros tipic iar grosimea lor (2500-3000 m) este aproape de 10 ori mai mare decît a acestora. Caracterul diferit al zonelor

de sedimentare din care provin depozitele celor două pînze este subliniat și de faciesurile diferite ale depozitelor barremiene: Wildflysch în pînza bucovinică și fliș grezos în pînza de Ceahlău (strate de Bistra).

c) Sub planul de șariaj al unității bucovinice, între aceasta și pînza de Ceahlău, sunt prinse lame formate din depozite mezozoice (triasic-neoco-

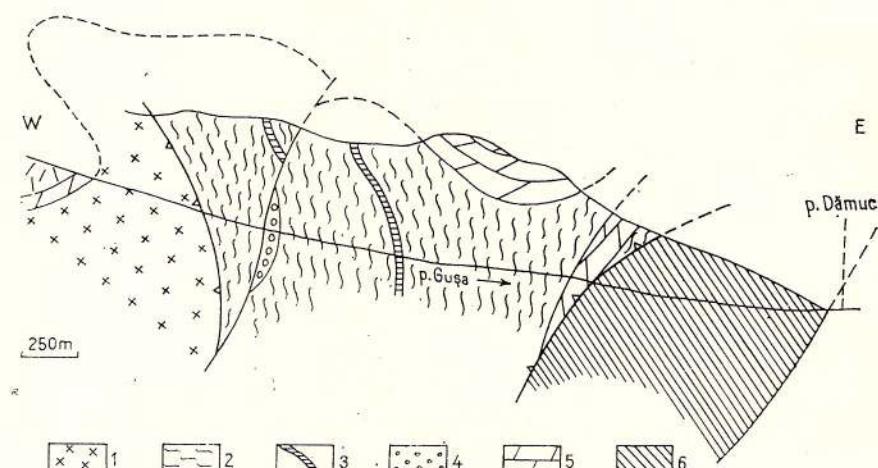


Fig.16. — Secțiune geologică pe pîriul Gușa.

1, seria gnaiselor de Rarău; 2, seria de Tulgheș; 3, cuarțite negre; 4, cuarțite (Seisian); 5, dolomite (Campilian-Anisian); 6, strate de Lunca (Tithonic-Valanginian).

Coupe géologique le long du ruisseau Gușa.

1, série de gneises de Rarău; 2, série de Tulgheș; 3, quartzites noirs; 4, quartzites (Seisien); 5, dolomies (Campilien-Anisien); 6, couches de Lunca (Tithonique-Valanginien).

miene) de facies și grosimi diferite atât de cele din pînza bucovinică cît și de cele din pînza de Ceahlău. Ele aparțin unității sub-bucovinice. Aceleași depozite apar într-o serie de ferestre din pînza bucovinică, în afara regiunii cercetate de noi. Am examinat cîteva din aceste ferestre la Tomești și valea Putnei pentru a putea compara formațiunile ce apar în cadrul lor cu cele din petecile de rabotaj identificate de noi în regiunea cercetată. Atât la Tomești cît și la valea Putnei (Bucovina) am regăsit aproape toți termenii din petecile de rabotaj de la Gura Dâmucului și Bîrca Rotundă. Excepție fac depozitele neocomiene din petece și depozitele marno-grezoase negre din fereastră valea Putnei, pe care le atribuim Liasicului. Prezența acestor ferestre de care sunt legate depozite mezozoice de facies diferit de cel bucovinic reprezintă încă un argument în favoarea existenței pînzei bucovinice.

d) Interpretările care considerau că între anticlinalul Lunca și zona cu strate de Sinaia există raporturi mai mult sau mai puțin normale nu țineau seama, printre altele, de faptul că depozitele sedimentare din anticlinalul Lunca (triasic-neocomiene) nu aparțin aceleiași structuri anticlinale cu stratele de Sinaia. Urmărind structura stratelor de Sinaia de la est de anticlinalul Lunca am putut observa că ele descriu un anticlinal larg paralel cu anticlinalul Lunca cu care ia însă contact prin flancul lor vestic (fig. 15, 16). Pe suprafața de contact, care reprezintă de fapt suprafața de șariaj a pînzei bucovinice, flancul vestic al anticlinalului cu strate de Sinaia este acoperit de flancul estic, răsturnat, al anticlinalului Lunca. Aceste două structuri aparțin la două unități tectonice diferite: pînza de Ceahlău și pînza bucovinică. Punerea în evidență a existenței celor două structuri a lămurit mult problema apartenenței tectonice a stratelor de Sinaia, cu alte cuvinte a lipsei lor din alcătuirea anticlinalului Lunca și deci a zonei cristalino-mezozoice (Sandulescu și Sandulescu, 1965).

Structurile pînzei bucovinice au luat naștere tot în faza paroxismală. Este vorba de structurile mari, cu caracter regional, legate de deformările mezocretacice. Facem această precizare întrucât și structurile pre-paroxismale aparțin tot pînzei bucovinice dar ele au altă vîrstă.

A n t i c l i n a l u l f r o n t a l al pînzei bucovinice se poate urmări în tot lungul regiunii cercetate de noi. El are două segmente ce se detașează net prin alcătuirea lor diferită: „creasta” Dămucului la nord și anticlinalul Lunca la sud. „Creasta” Dămucului reprezintă de fapt un anticlinal faliat pe flancul său estic în sîmburele căruia se dezvoltă în special șisturi cristaline. Așa cum am văzut el s-a schițat încă din fazele pre-paroxismale (p. 126). Lățimea lui variază de la 750 m în sud (pîrul Arșița) la 2-2,5 km la nord de valea Bicazului. În regiunea muntele Chicera unde atinge lățimea sa maximă el are un caracter mai complex apropiindu-se de caracterele unui anticlinoriu. În această regiune „creasta” Dămucului, excluzând dislocațiile post-paroxismale, este alcătuită, în mare, din două cîte anticlinale cu șisturi cristaline în sîmbure, separate de un sinclinal cu conglomerate de Chicera (Hauterivian) în umplutură. Falia de pe flancul estic al „crestei” corespunde cu frunta actuală a pînzei bucovinice. Pe flancul său vestic se urmărește aproape continuu formațiunea de Wildflysch.

La sud de muntele Pavaș anticlinalul frontal al pînzei bucovinice este reprezentat de anticlinalul Lunca. Acesta este de asemenea o cută faliată pe flancul extern (estic). Falia reprezintă, așa cum am văzut mai sus, frunta actuală a pînzei bucovinice, ca și în „creasta” Dămucului. Lățimea anticlinalului Lunca variază între 500 m și 1000 m. În axa lui apar în două

butoniere depozitele mai vechi decât stratele de Lunca. Aceste butoniere, de care am mai amintit în cursul expunerii, sunt butoniera pîriului Pavaş, la nord, cu depozitele dolomitice anisiene și butoniera Muntele Fagului-Valea Mare, în sud, cu șisturi cristaline, dolomite, depozite bathoniene și jaspuri. La anticlinalul Lunca se observă bine caracterul de cută deversată spre exterior, cu flancul estic răsturnat. Stratele de Lunca din acest flanc răsturnat iau contact, tectonice, cu stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău, care formează un flanc normal, cu înclinări vestice.

Continuitatea structurală între „creasta” Dămucului și anticlinalul Lunca este evidentă, stratele de Lunca ce alcătuiesc cea mai mare parte a celei de a doua structuri îmbrăcind periclinal șisturile cristaline și depozitele triasice din prima. Superpoziția stratelor de Lunca pe „creasta” Dămucului este cît se poate de clară, ele ocupînd creasta muntelui Pavaş în timp ce dolomitele și șisturile cristaline se găsesc dedesubt, pe versantul nordic, al acestui munte. Continuitatea structurală între „creasta” Dămucului și anticlinalul Lunca, pe care am mai arătat-o și cu altă ocazie (Sandulescu și Sandulescu, 1965; Sandulescu, 1968), face imposibilă trasarea liniei frontale a pînzei bucovinice la vest de anticlinalul Lunca, aşa cum propune Băncilă. Linia frontală se plasează la est atât de anticlinalul Lunca cît și de continuarea lui nordică, „creasta” Dămucului.

Prima structură situată la vest de anticlinalul frontal este sinclinalul dealul Stînjeni ce poate fi urmărit în versantul drept al văii Bicazului din dreptul localității Trei Fîntîni, prin dealul Stînjeni însprijinit pînă aproximativ în regiunea văii Bicazului. De la nord de Piatra Liciului în acest sinclinal se găsește prins petecul de acoperire Munticelul-Surduse al pînzei Hăghimașului. Sinclinalul dealul Stînjeni este ușor asimetric cu flancul estic mai bine dezvoltat decât cel vestic. El reprezintă de fapt o structură de ordinul doi ce face parte din sinclinalul mare al Wildflysch-ului în care este cantonată pînza Hăghimașului în general. În sinclinalul dealul Stînjeni sunt cantonate și cel mai bine dezvoltate megabrecii, din regiunea cercetată de noi.

La vest de sinclinalul dealul Stînjeni se desenează un anticlinal relativ îngust (500-700 m) dezvoltat tot în formațiunea de Wildflysch — anticlinalul Trei Fîntîni — care se poate urmări din valea Bicăjelului de la sud de Trei Fîntîni prin această localitate pînă la vest de Piatra Liciului. Flancul vestic al acestui anticlinal este acoperit de masa mare a pînzei Hăghimașului.

Pînza Hăghimașului este cantonată, cu corpul său principal, într-un sinclinal larg pe care îl descriu depozitele pînzei bucovinice, dar care nu

este marcat decât prin flancurile sale, umplutura sa fiind reprezentată de însăși pînza. Ne propunem să denumim acest sinclinal, *sinclinalul pînzei* menționînd că este de fapt o structură a pînzei bucovinice. Flancul vestic al acestui sinclinal se confundă cu flancul vestic al sinclinalului Häghimaș în definiția pe care am dat-o acestuia din urmă mai înainte; flancul său estic corespunde cu flancul occidental al anticlinalului Trei Fîntîni.

Structurile pînzei bucovinice descrise mai sus se recunosc în special în sectorul cuprins între valea Bicazului și Trei Fîntîni. La nord de valea Bicazului dezvoltarea largă a cuverturii post-tectonice maschează aceste structuri. La sud de Trei Fîntîni pe lîngă faptul că structurile sunt parțial acoperite de cuvertura post-tectonică, se pare că ele își pierd și individualitatea aplatizîndu-se, în așa fel încît la sud de regiunea cercetată de noi sinclinalul Häghimaș arată o structură simplă reducîndu-se la o singură cută (sinclinală) (Patrulius et al., 1969). Cam aceeași imagine o are sinclinalul și în extremitatea sa nordică, unde depozitele de Wildflysch descriu cîteva cute secundare foarte mici acoperite discordant de conglomeratele de Bîrnadu (valea Danciului). Avînd în vedere că spre nord sinclinalul se ridică am putea trage concluzia că aici structura sa este oarecum diferită de sectorul central din cauză că se examinează de fapt două nîvile structurale diferite, mai profund în nord și mai superficial în sectorul central. Această concluzie nu se aplică și părții sudice a sinclinalului, care se găsește cel puțin la același nivel structural cu cea centrală; în acest caz structura lui se simplifică evident.

Trecînd în revistă, în general, structura pînzei bucovinice așa cum reiese din descrierile făcute mai sus se desprinde faptul că deși ampoarea șariajului acestei unități tectonice este mare, structura sa internă este destul de simplă. Această aparentă contradicție o punem pe seama participării masive a formațiunilor cristalofiliene la alcătuirea pînzei. Rigiditatea, relativă, a acestor formațiuni a împiedicat deformarea avansată a masei șariate, în cuvertura șisturilor cristaline din pînză formîndu-se doar cute simple, rareori deversate (anticlinalul frotal). Acest lucru se mai datoră, credem noi și faptului că pînza bucovinică este cea mai de sus unitate a sistemului central. Ea nu suportă decât pînzele transilvane, care fiind lipsite de soclu și avînd caracterul de pînze de decolare, nu au exercitat o presiune importantă asupra formațiunilor sedimentare din unitatea subjacentă, adică din pînza bucovinică.



Tectonica pînzei sub-bucovinice

În regiunea cercetată de noi elementele aparținînd pînzei sub-bucovinice nu sînt reprezentate decît prin petecele de rabotaj Gura Dâmucului și Bitca Rotundă. Deși reduse ca întindere ele permit examinarea, parțială bineînțeles, a structurii pînzei din care au fost smulsi.

Peteceul de rabotaj Gura Dâmucului este alcătuit din doi solzi în cadrul cărora sînt dislocate depozite mezozoice. Pe o foarte mică suprafață apar, la baza solzului superior, sisturi cristaline. Planul de încălecare dintre cei doi solzi este retezat evident de suprafața faliei ce separă petecul de rabotaj de stratele de Sinaia din pînza de Ceahlău de la est (fig. 7). Acest fapt ne îndreptășește să tragem concluzia că formarea solzilor amintiți este anteroiară smulgerii lor de către pînza bucovinică. Cele mai noi depozite dislocate în solzi sînt brecciile neocomiene. Bazați pe acest fapt și pe preexistența solzilor față de momentul smulgerii petecului am putea conchide că vîrstă formării lor este austro-alpină, adică anteroiară fazei paroxismale. În această ipoteză fazei austro-alpine i-a urmat, în zona de sedimentare a formațiunilor mezozoice corespunzătoare pînzei sub-bucovinice, o perioadă de exondare care corespunde în domeniul bucovinic sedimentării Wildflysch-ului. În sprijinul acestei interpretări vine faptul că, cel puțin pînă acum, nu am observat nicăieri în cuprinsul masivului maramureșan, depozite de Wildflysch în pînza sub-bucovinică. Constatarea este în concordanță cu caracterul general al sedimentării din domeniul sub-bucovinic foarte condensată și cu multe lacune.

Peteceul de rabotaj Bitca Rotundă oferă mai puține elemente de observație pentru analiza, indirectă, a tectonicii pînzei sub-bucovinice. Succesiunea depozitelor mezozoice din acest petec este inversă, cel puțin în aparență. Dolomitele triasice sînt superioare brecciilor neocomiene, însă întrucît nu am găsit suficiente criterii pentru determinarea poziției stratelor, am putea considera că avem de-a face tot cu doi solzi, smulși din pînza sub-bucovinică.

Din recunoașterile făcute pe teren în regiunile ferestrelor Tomești și Valea Putnei am putut examina tectonica depozitelor mezozoice aparținînd pînzei sub-bucovinice. Ele sînt slab dislocate și nu prezintă solzi de tipul celor din petecele de rabotaj. Acest fapt ne îndeamnă să considerăm că petecele provin din partea frontală a pînzei unde dislocațiile au avut un caracter mai pronunțat, dînd naștere la solzi. Prezența sisturilor cristaline într-unul din solzii de la Gura Dâmucului ar conduce la ideea că în partea frontală solzii antrenau în dislocații și soclu.



Tectonica pînzei Hăghimașului

Descoperirea pînzei Hăghimașului ne-a permis să abordăm într-o lumină nouă tectonica întregului ansamblu structural ce-l formează sinclinalul Hăghimaș. Poziția ei superioară pînzei bucovinice ne obligă să considerăm aria din care provine ca fiind situată la vest de aceasta. Dacă am încerca, prin reducere la absurd, să considerăm că pînza Hăghimașului are o origină estică în raport cu cea bucovinică, mai multe fapte s-ar opune acestei interpretări :

la exteriorul zonei de sedimentare a Mezozoicului bucovinic se găsesc situate domenii în care se cunosc depozite de aceeași vîrstă cu cele din pînza Hăghimașului, dar de faciesuri complet diferite (depozitele pînzei sub-bucovinice și ale pînzei de Ceahlău) ;

vergența generală a pîzelor din Carpații Orientali este estică. Nu este posibil să considerăm că pînza Hăghimașului a fost determinată de fenomene de retroșariaj întrucît vîrsta acestora este clar posterioară conglomeratelor de Bîrnadu care acoperă transgresiv și discordant conturul de eroziune al pînzei Hăghimașului ;

faciesul depozitelor triasice și jurasicice din pînza Hăghimașului are un caracter pronunțat intern, privit din punct de vedere al repartiției generale a faciesurilor în sistemul carpatice. Din acest punct de vedere Triasicul și Liasicul inferior transilvan au caractere apropiate de faciesurile sud-alpine, fapt ce complica întrucîtva reconstituirile paleotectonice ce se pot face în spațiul cuprins între Carpații Orientali și Munții Apuseni. În orice caz, după faciesul lor, depozitele transilvane nu pot fi mai apropiate de Vorland decât cele bucovinice.

Considerind convențional că pînza Hăghimașului nu a depășit frunta celei bucovinice în mișcarea ei de șariaj spre est ajungem la o lățime minimă de șariaj de 30 km, socotind numai lățimea actual vizibilă a pînzei bucovinice. Ținând seama de faptul că în forajul de la Ibănești din mijlocul munților Gurghiului sub produsele vulcanice neogene și sub depozitele tortoniene din substratul acestora s-au întîlnit formațiuni dolomitice ce pot fi atribuite Triasicului bucovinic trebuie să plasăm aria de origină a pînzei Hăghimașului la vest de acest punct. În acest caz lățimea de șariaj a pînzei crește la 60-70 km. Ea poate fi însă mai mare dacă măsurăm lățimea sistemului central (față de care pînza de Hăghimaș trebuie să fie mai internă) la paralela munților Rodnei.



Structuri legate de deformările pre-paroxismale

Caracterul discontinuu al pachetelor de depozite triasice și liasice face dificilă precizarea fazelor de deformare pre-paroxismale anterioare depunerii Kimmeridgianului.

Prima discontinuitate ce poate fi sesizată în cadrul depozitelor pînzei Hăghimașului se plasează între Kimmeridgian și Tithonic. Așa cum am mai arătat și la capitolul de stratigrafie în versantul vestic al muntelui Ghilcoș se poate observa aşezarea discordantă a depozitelor calcaroase masive pe diferenți termeni ai succesiunii Kimmeridgianului. Discordanța este unghiulară, de $10-15^{\circ}$. Discontinuitatea se mai poate observa și în alte puncte (la vest de Hăghimașul Negru, în șaua Ciofronca) în care însă nu se mai observă și caracterul de discordanță unghiulară. Această primă discontinuitate în succesiunea pînzei Hăghimașului ar corespunde fazei nevadiene. Constatăm că o primă concluzie că în cele două domenii bucovinie și transilvan există momente comune de deformare pre-paroxismală.

Cea de a doua discontinuitate din cuprinsul pînzei Hăghimașului se plasează între Neocomian și Barremian. Am mai arătat că depozitele calcaroase masive ale Urgonianului se aşază pe diferenți termeni ai succesiunii tithonic-neocomiene. Așa de exemplu în masivul calcaros din stînga văii Cupașu în apropierea confluenței acesteia cu valea Bicazului, calcarele urgoniene se aşază pe calcare tithonice și anume pe un nivel inferior al acestora la aproximativ 150 m deasupra limitei lor inferioare. Puțin mai la est în masivul calcaros din versantul stîng al văii Bicazului, în fața gurii pîriului Lapoșul calcarele urgoniene se aşază pe depozitele neocomiene aparținînd orizontului marnos. Aceeași situație se poate constata în Cheile Bicazului și în versantul estic al văii Bicăjelului (pl. VI) sau în masivul Hăghimașul Negru. În schimb în Suhardul Mic și muntele Piatra Roșie, calcarele urgoniene stau direct pe cele tithonice. Enumerarea situațiilor de mai sus credem că este suficientă pentru a demonstra caracterul discordant al depozitelor urgoniene.

Modul de aşezare discordantă a calcarelor urgoniene sugerează existența unei cutări anterioare depunerii lor. În special în regiunea văii Bicazului această discordanță unghiulară pare a fi evidentă. Reconstituind suprafața de discordanță în acest sector (fig. 17) obținem o imagine destul de clară a deformării preurgoniene. Această deformare corespunde fazei austro-alpine. Observăm și în acest caz o concordanță între momentele de deformare din cele două domenii, bucovinie și transilvan, ca și în cazul fazei nevadiene.

Lipsa soclului în pînza Hăghimașului ne-a condus la ideea că ea este o pînză de decolare (Sandulescu, 1967, 1968, 1969). Presupunem că în timpul deformărilor austro-alpine depozitele ce intră în constituția pînzei Hăghimașului s-au deformat independent de soclul lor. Aceasta

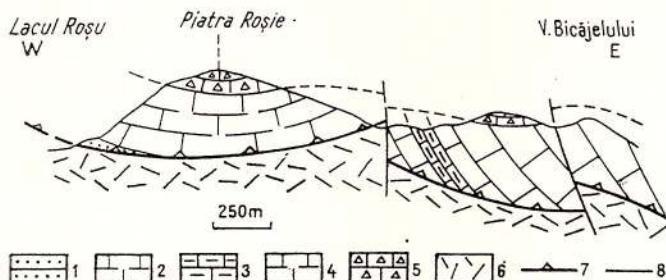


Fig. 17. — Secțiune geologică între Lacul Roșu și valea Bicăjel, 1, gresii calcaroase (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, marnocalcare (Berriasian); 4, calcare masive (Neocomian); 5, calcare masive (Urgonian); 6, Wildflysch (Barremian-Albian); 7, falie; 8, pînza.

Coupe géologique entre Lacul Roșu et la vallée de Bicăjel.

1, grès calcaires (Kimméridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, marnocalcaires (Berriasien); 4, calcaires massifs (Néocomien); 5, calcaires massifs (Urgonien); 6, Wildflysch (Barrémien-Albian); 7, faille; 8, nappe.

s-a făcut prin nașterea unui plan de dezlipire și forfecare care a favorizat mai tîrziu decolarearea pînzei.

O serie de structuri, deși neacoperite discordant de calcare urgoniene par să aparțină tot deformărilor legate de faza austro-alpină. Este vorba în primul rînd de solzul Telecul Mic ce se dezvoltă la nord de Hăghimașul Mare și la vest de Hăghimașul Negru. Continuitatea acestui solz este întreruptă de eroziune așa că el apare ca fiind format din două petece diferite. Vergența solzului este estică, în lungul faliei depozite kimmeridgiene sau tithonice încălecind pe depozite neocomiene. Solzul Telecul Mic este foarte probabil anterior punerii în loc a pînzei Hăghimașului întrucît suprafața de șariaj a acesteia intersectează fația solzului.

Aceleași considerații se pot face și pentru solzul Hăghimășul Negru în care calcarele tithonice încălecă pe marnele neocomiene. Și falia inversă ce însoteste acest solz este retezată de planul de șariaj al pînzei Hăghimașului. În sfîrșit, considerăm că și solzul Ocem, ce

se dezvoltă la est de vîrful cu același nume face parte tot din structurile austro-alpine ale acestei pînze.

Exceptind însăși şariajul pînzei Hăghmaşului, structurile descrise mai sus sunt cele mai importante deformări pe care le-au suferit depozitele ce alcătuiesc această unitate tectonică. Remarcăm încă o dată că atât în pînza Hăghmaşului cît și în pînza bucovinică faza austro-alpină a determinat deformări destul de importante, apropiate întrucîntă de cele paroxismale.

Punerea în loc a pînzei Hăghmaşului

Punerea în loc a pînzei Hăghmaşului nu este, avînd în vedere caracterul ei, legată propriu-zis de o fază de deformare în sensul în care înțelegem acest lucru pentru pînza bucovinică sau sub-bucovinică. Chiar dacă punerea în mișcare a acestei unități se datorește unei deformări determinată de compresiune, o bună parte a deplasării pînzei se datorează alunecării guvernată de forțele gravitaționale. Acest lucru îl considerăm subliniat de faptul că pînza acoperă o formațiune de Wildflysch în care se găsesc klippe sedimentare identice ca alcătuire cu depozitele acesteia. Cum punerea în loc a kippelor sedimentare este evident legată de fenomene de alunecare submarină, considerăm foarte probabil că și mecanismul de avansare a pînzei este genetic legat de aceleași cauze, adică de forțele gravitaționale. Caracterul de pînză de decolare este subliniat și de dezrădăcinarea completă a acestei unități. Conturul de eroziune al pînzei este elocvent din acest punct de vedere, avînd o formă închisă.

Luînd în considerare elementele de mai sus credem că este destul de clar că punerea în loc a pînzei Hăghmaşului s-a făcut sub acțiunea forțelor gravitaționale, proces care nu este indispensabil legat de o perioadă de compresiune corespunzătoare unei faze de deformare. Deplasarea pînzei s-a făcut foarte probabil cu o viteză mult mai mică decît în cazul pîzelor de forfecare, fapt ce explică și prezența la mai multe nivele stratigrafice a kippelor sedimentare. În înaintarea ei spre est din fruntea pînzei se desprindeau fragmente de dimensiuni diferite care erau antrenate în formațiunea de Wildflysch sub formă de olistolite. Procesul s-a oprit atunci cînd panta pe care înainta pînza nu mai avea înclinarea suficientă pentru ca forța gravitației să depășească forța de frecare. Acest moment a fost probabil acela cînd pînza a ajuns aproape de axa bazinului în care se sedimenta Wildflyschul. De aici am putea trage concluzia că zona sinclinalului Hăghmaș a coincis în timpul Barremian-Aptianului



cu zona axială a domeniului de sedimentare bucovinic. Așa cum am văzut mai înainte (p. 50) în timpul Triasicului cel puțin, axa se găsea mai la vest; rezultă că în timp putem vorbi de o migrare, la scară mică a acesteia. Din datele pe care le avem putem presupune că domeniul de sedimentare al Wildflysch-ului avea un caracter destul de asimetric în sensul că flancul său vestic, deși cu o pantă accentuată, era destul de lung pentru a permite înaintarea într-un timp mai îndelungat a pînzei, dar avea un flanc estic scurt, care făcea trecerea la domeniul sub-bucovinic, exondat sau cel puțin supus eroziunii submarine, avînd în vedere că nu se cunoște pe el depozite echivalente Wildflysch-ului.

Elementele structurale ale pînzei Hâghimașului

Datorită poziției sale structurale superioare în eșafodajul de pînze suprapuse a masivului maramureșan, pînza Hâghimașului a fost puternic afectată de eroziune aşa încît la ea se pot observa numeroase elemente tipice pentru pînzele de șariaj ca: petece de acoperire, ferestre tectonice etc.

Conturul de eroziune al pînzei permite analiza caracterului planului de șariaj al acesteia. În general el are inclinări foarte mici dovedite de conturul extrem de festonat al pînzei. Aproape pe tot flancul vestic pînza se cartează pe curba de nivel, singurele deformări ale planului fiind determinate de faliile transversale care au jucat după punerea ei în loc. Pe marginea estică a pînzei, planul este mai deformat avînd inclinări variabile și ajungînd uneori să fie destul de redresat, ca de exemplu, în versantul estic al văii Bicăjelului unde are inclinări pînă la 35° . De altfel partea cea mai deformată a planului de șariaj se găsește în regiunea Cheile Bicazului unde el este dislocat de mai multe fali și chiar de cută cum este cazul cutei „diapire” de la intrarea în cheile mari ale Bicazului (fig. 18). În această cută mărginită de două fali aproape verticale depozitele kimmeridgiene străpung masa calcarelor tithonic-neocomiene. Străpungerea este facilitată de existența faliilor, întreaga formă putînd fi comparată cu un diapir.

Deformarea planului de șariaj mai poate fi observată și în petecul de acoperire Munticelu-Surduc, petec ce are o formă sinclinală. Înclinările flancurilor acestui sinclinal variază între $40-65^{\circ}$ mai mari pe cel vestic decât pe cel estic. Forma sinclinalului a fost într-o oarecare măsură modificată de deformările post-tectonice care au avut o vergență inversă, însă în mare s-au păstrat suficiente elemente pentru a putea determina forma inițială a planului de șariaj. Așa cum am mai amintit petecul de acoperire Munticelu-Surduc este cantonat în sinclinalul dealul



Stînjeni al pînzei bucovinice, marcînd practic umplutura acestuia între Piatra Liciului și muntele Munticelu. Făcînd parte practic din același petec, în Piatra Liciului a fost izolat de eroziune un petec mai mic de aproximativ 800 m lungime și 200-250 m lățime.

Tot caracter de petec de acoperire are și k l i p p a d e d o l o m i t e triasice din muntele Criminiș. Ea face parte din petecele de antrenare de la baza pînzei Hăghmașului. Apariția ei izolată ne-a determinat să o încadrăm în rîndul petecelor de acoperire. Ea are particularitatea că succesiunea stratigrafică este inversă, cu alte cuvinte klippa este răsturnată. Probabil, acest lucru s-a produs în timpul transportului ei de către pînză, cu toate că poate fi interpretat și ca o răsturnare anteroară smulgerii ei în timpul proceselor de șariaj.

Petecele de antrenare de la baza pînzei Hăghmașului au putut fi observate pe marginea vestică a acesteia în șaua Ciofronca, sub Hăghmașul Mare, în regiunea Piatra Unică și sub muntele Piatra Crăpată. Ele sunt alcătuite din depozite triasice, cu o singură excepție și anume aceea a petecului de depozite liasic-inferioare în facies de Adneth de pe marginea sudică a Pietrei Unice. Dimensiunile lor variază între 10 și 300 m lungime, lățimea nedepășind 30-40 m. Dimensiunile reduse și relativă raritate a acestor petece de antrenare ridică problema proceselor care au determinat aspectul lor. Este, credem, destul de evident că ele aparțin unei serii sedimentare mai groase decît suma grosimilor lor actuale, serie care constituia patul masei de calcare tithonic-neocomiene. Suprafața pe care ele au fost antrenate are toate caracterele r a b o t a j u l u i b a z a l descris de Faillot (1944). Am ajuns la această concluzie analizînd raporturile ce există între suprafața de șariaj și structura internă a pînzei. Direcția și inclinarea stratelor și în special aceasta din urmă, sunt oblice față de planul de șariaj pe care îl intersectează sub unghiuri diferite. Această situație se poate observa în marile escarpamente de pe versantul vestic al Hăghmașului Mare, pe clina nordică a Hăghmașului Negru, sau în muntele Ghilcoș. Prezența rabotajului bazal explică în mod satisfăcător dimensiunile și forma petecelor de antrenare de la baza pînzei Hăghmașului, laminate și disociate în timpul acestui proces. Rabotajul bazal a fost accentuat foarte probabil și de un proces de deslipire între masa mare a calcarelor tithonic-neocomiene și formațiunile subjacente, proces ce a determinat înaintarea mai rapidă a calcarelor masive în raport cu depozitele triasice și jurasice pre-kimmeridgiene.

Prezența rabotajului bazal face imposibilă interpretarea normală a așezării calcarelor pe formațiunile de dedesubt chiar dacă s-ar exclude, prin absurd, prezența Wildflysch-ului din patul pînzei.

În pinza Häghimasului se cunosc ferestre și semiferestre care subliniază caracterul ei alohton. Fereastră Gropile apare pe valea cu același nume la sud de vîrful Ghilcoș. Aici de sub calcare tithonice neocomiene apar depozite de Wildflysch. Pe poteca turistică ce coboară în valea Gropile se poate observa chiar contactul tectonic dintre cele două

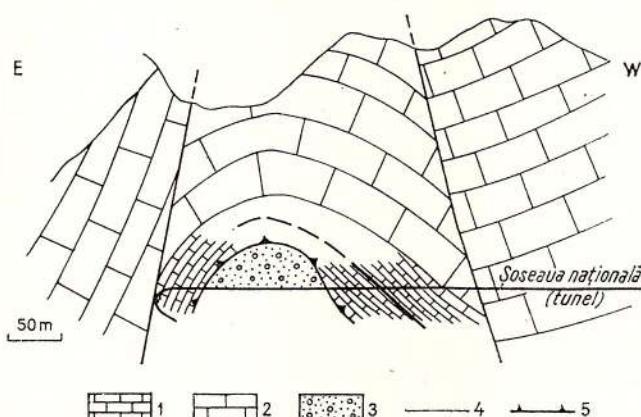


Fig.18. — Secțiune geologică în Cheile Bicazului pe șoseaua Lacul Roșu-Bicaz, la „tunel”.

1, calcare și marne roșii (Kimmeridgian); 2, calcare masive (Tithonic); 3, conglomerate nisipoase (Wildflysch) (Barremian); 4, falie; 5, pinză.

Coupe géologique dans les Gorges du Bicaz, au „tunel”.

1, calcaires et marnes rouges (Kimméridgien); 2, calcaires massifs (Tithonique); 3, conglomérats sableux (Wildflysch) (Barrémien); 4, faille; 5, nappe.

formațiuni; conglomerate aparținând Wildflysch-ului stau, tectonic, sub calcare. Este unul dintre punctele unde se poate vedea foarte clar planul de șariaj.

Pe șoseaua Lacul Roșu-Bicaz se poate observa o altă fereastră de dimensiuni mai mici, de care am mai amintit de câteva ori: fereastră „diapiră” pe care o numim aşa având în vedere asocierea ei cu anticlinalul „diapir”. Aici (fig. 18), conglomerate tilloide și gresii moi aparținând Wildflysch-ului aflorează sub calcare kimmeridgiene sau tithonice neocomiene.

În imprejurimile cabanei Cheile Bicazului eroziunea a determinat formarea unei semiferestre de dimensiuni nu prea mari dar cu un contur semnificativ. Aici apare de sub pînză Wildflyschul, asociat cu mase

intruzive bazice (fig. 13). Semifereastra Cheile Bicazului se plasează pe prelungirea sudică a unui anticlinal faliat retrodeversat care probabil a determinat și boltirea pînzei facilitînd erodarea ei.

La vest de fereastra Gropile conturul de eroziune al pînzei descrie o altă semifereastră de dimensiuni mici. De aici spre sud atât pe marginea vestică cît și pe marginea estică a pînzei Hăghmașului se desenează intrînduri adînci cu caractere de semiferestre, desigur de dimensiuni reduse în comparație cu alte asemenea elemente ale pînzelor flișului din Carpații Orientali, dar de mărime corespunzătoare în raport cu dimensiunile pînzei Hăghmașului. Cele mai semnificative dintre aceste intrînduri se găsesc între Hăghmașul Negru și Telecul Mic, între Hăghmașul Mare și Ocem, la confluența pîriului Scocul Ghorecului cu Bicăjelul, la vest de Trei Fintini și pe Pîriul lui Lazăr.

Toate elementele structurale ale pînzei Hăghmașului descrise mai sus subliniază caracterul ei alohton, facilitează înțelegerea tectonicii sinclinalului Hăghmaș. Ele ne-au ajutat să conturăm cu mai multă precizie pînza și în același timp să conchidem asupra imposibilității interpretării unor raporturi normale între masa calcarelor jurasic superioare-cretacie inferioare și formațiunile din patul acestora.

Teconica post-paroxismală

Așa cum am mai arătat, ansamblul structural format de pînza bucovinică și pînza Hăghmașului este acoperit discordant de o cuvertură post-tectonică formată din depozite detritice grosiere pe care le-am separat sub denumirea de conglomeratele de Bîrnadu, de vîrstă vraconian-cenomaniană; este dificil însă de precizat cît de noi sînt ultimele nivele ale acestor conglomerate pentru a fixa astfel limita inferioară de vîrstă a deformărilor ce le-au afectat. Analizînd regional această problemă putem trage concluzia că ele nu depășesc Turonianul. Atât la Glodu (Mutihac, 1959) cît și în partea de sud a zonei cristalino-mezozoice (Sandulescu, 1964, 1967 b) conglomeratele sau gresile masive ce debutează în Vraco-nian sau Cenomanian suportă depozite marnoase turonian-senoniene. Dacă limita inferioară a deformărilor post-paroxismale poate fi cu aproximativă fixată în Turonian, cea superioară este aproape imposibil de precizat întrucît nu cunoaștem în regiune depozite mai noi decît conglomeratele de Bîrnadu. Referindu-ne la regiuni mai îndepărtate ale zonei cristalino-mezozoice unde depozite de aceeași vîrstă au suferit deformări cu vergențe similare vestice (Postăvaru — Sandulescu, 1964; Bîrgău — Tanasiu et al., 1956) constatăm că acestea sînt fie laramice (Po-

stăvaru) fie savice sau stirice (Birgäu). Deformările post-paroxismale din Häghimaş se pot încadra într-una din aceste două faze fără a putea preciza în care din ele.

Deformările post-paroxismale au afectat atât cuvertura post-tectonică cît și pînzele bucovinică și de Häghimaş. Vergențele acestor deformări sunt vestice de tipul retroîncălecărilor. Trebuie să precizăm că ele au toate caracterele necesare pentru a se înscrie în această categorie de deformări și anume :

sunt posterioare fazei principale de deformare ;

au o vergență inversă decit vergența generală a catenei.

Structurile născute în timpul deformărilor post-paroxismale apar în tot lungul sinclinalului Häghimaş ; noi le vom descrie de la nord spre sud și de la interior spre exterior.

În muntele Chicera se dezvoltă doi solzi cu vergență vestică, ce pot apartine deformărilor post-paroxismale. Primul, solzul Chicera est, l-am putut urmări din bazinul pîrîului Pintec pînă la est de vîrful Chicera unde falia de încălecare a solzului se pierde într-un anticlinal drept. Este foarte probabil ca acest anticlinal să fi preexistat deformărilor post-paroxismale, și numai falia de încălecare cu vergență vestică să aparțină acestora. Următorul, solzul Chicera vest, se urmărește de la vest de vîrful cu același nume pînă în versantul stîng al văii Toșorogului. Ambii solzi amintiți mai sus dislocă numai formațiuni cristalofiliene, depozite triasice, jurasice și cretacic-inferioare. Deși vîrsta lor ar putea fi și mai veche noi îi atribuim fazei post-paroxismale bazați pe vergența lor vestică de tip retroîncălecare.

În muntele Häghieş un sinclinal larg cuprinde în umplutura sa conglomeratele de Birnadu fiind din acest motiv sigur legat de deformările post-paroxismale. Acest sinclinal pe care îl denumim sinclinalul Häghieş, se urmărește de la marginea nordică a regiunii cercetate de noi spre sud pînă dincolo de valea Toșorogului. De aici el pare să se ramifice în două sinclinale, sinclinalul muntele Jidanului la vest și sinclinalul muntele Criminis la est. Sinclinalul muntele Jidanului este deversat sau mai precis retrodeversat spre vest, urmînd vergența generală a deformărilor post-paroxismale. El se poate urmări din muntele Jidanului spre sud prin valea Bicazului, unde separă corpul principal al pînzei Häghimașului de petecul de acoperire Munticelu-Surduc, pînă în zona Piatra Liciului. Remarcăm faptul că cel puțin între valea Sugăului și Piatra Liciului acest sinclinal se suprapune unei structuri anticlinale din pînza bucovinică, anticlinal ce separă petecul Munticelu-Surduc de restul pînzei Häghimașului. Această situație o considerăm

foarte caracteristică pentru structurile post-paroxismale. În schimb petecul sus menționat apare în raport cu deformările post-paroxismale într-un anticlinal, ce separă sinclinalul muntele Jidanului de sinclinalul muntele Criminiș, în timp ce în raport cu pînza bucovinică el ocupă umplutura unui sinclinal al acesteia din urmă (pl. II). Ambele sinclinale ce se ramifică din sinclinalul Hăgheș au în umplutură conglomerate de Bîrnadu aşa încît apartenența lor la etapa deformărilor post-paroxismale este evidentă.

În valea Șugăului se conturează un brahianticlinal — b r a h i a n t i c l i n a l u l Ș u g ă u — care prezintă în nucleu șisturi cristaline și dolomite, iar pe flancuri și pericline conglomerate vracono-cenomaniene. El este deversat spre vest fiind și faliat pe acest flanc. La vest de anticlinal se desenează un sinclinal bineînțeles și el retrodeversat — s i n c l i n à l u l m u n t e l e C i u r g ă u, cu conglomerate de Bîrnadu în umplutură. Remarcăm pentru aceste două ultime cutie direcția lor NW-SE, direcție oblică față de cea a sinclinalului Hăghimaș. Această direcție o mai întîlnim și la alte elemente structurale post-paroxismale fapt pentru care, alături de vergența vestică, o considerăm un element caracteristic acestora.

În lungul „crestei” Dămucului începînd din valea Bicazului spre sud în mai multe sectoare se recunosc efectele deformărilor post-paroxismale. În Piatra Pințărenilor (fig. 14), între Bitca Neagră și muntele Ghici-minişului și pe pîriul Arșița, flancul vestic sau întreg anticlinalul frontal al pînzei bucovinice este răsturnat spre vest, evident retrodeversat. În anumite locuri chiar planul de șariaj al pînzei este răsturnat spre vest ca de exemplu în Muntele Fagului, în valea Dămucului sau în valea Tepeșeni. Aceste mișcări de retrodeversare au afectat, cum este și normal și planul mai vechi, de șariaj al pînzei gnaiselor de Rărău, care, aşa cum am mai arătat, prezintă uneori inclinări estice („creasta” Dămucului între valea Tepeșeni și pîriul Gușa).

În regiunea Cheile Bicazului-Lacul Roșu și mai la sud pînă în muntele Hăghimașul Negru, deformările post-tectonice au determinat formarea mai multor cutie și falii toate cu vergență vestică. Ele afectează atât cuvertura post-tectonică cît și pînzele de Hăghimaș și bucovinică.

Astfel în muntele Bardosu o falie aproape verticală cu direcție NW-SE, dislocă calcarele masive din pînza Hăghimașului și prinde și o calotă de dimensiuni reduse din conglomerate de Bîrnadu, precizîndu-și astfel apartenența la deformările post-paroxismale. Mai la vest, cu aceeași orientare nord-vestică, se conturează s o l z u l m u n t e l e C u p aș u, ce se urmărește din versantul vestic al muntelui cu același nume, pînă la marginea nordică a semiferestrei Cheile Bicazului, a cărei formare

este de fapt legată de acest solz. În muntele Ghilcoş un grup de trei falii intersectează în același timp calcarale pînzei Häghimaşului cît și conglomerațele de Bîrnadu. Orientarea lor este fie est-vest fie nord-vest—sud-vest.

Tot la structurile post-paroxismale încadrăm și solzul Lăcuș Roshu (fig. 5), deși el nu dislocă decit depozite mai vechi decit Cretacicul inferior. Avînd în vedere însă vergența vestică a solzului considerăm că această încadrare este justificată.

În nord-vestul muntelui Häghimașul Negru, în versantul drept al văii Oii (Häghimașului) un solz cu vergență vestică dislocă atît depozitele pînzei bucovenice cît și pe acelea ale pînzei Häghimașului. Acest solz pe care îl numim solzul cantonului silvic, întrucît se găsește în apropierea cantonului de pe valea Oii, este la rîndul lui intersectat și deformat de o falie orientată nord-vest—sud-est care are compartimentul nordic căzut. Această situație ne face să credem că deformările post-paroxismale nu s-au desăvîrșit într-un singur moment ci în cel puțin două. Ne bazăm în această afirmație pe situația descrisă mai sus, atît solzul cantonului silvic cît și falia care îl intersectează fiind cu siguranță post-paroxismale întrucît ele deformeață împreună pînza bucovenică și cea a Häghimașului. Înînd seama de direcția faliei care ar apartine celui de-al doilea moment de deformare post-paroxismală am putea deduce că toate elementele structurale cu această direcție NW-SE aparțin acestui moment.

Tot în bazinul pîriului Oii se mai cunosc două falii transversale care intersectează cele două pînze. Ele nu aparțin însă deformărilor post-paroxismale ci sunt falii ale pînzei bucovenice formate în fazele pre-paroxismale care au rejugat și după punerea în loc a acestei unități afectând astfel și pînza Häghimașului șariată deasupra primei. Despre ele am amintit în capitolul privind tectonica pînzei bucovenice încadrîndu-le la deformările legate de faza doneț (p. 124). Aceleasi considerații se pot face și despre falile transversale din sudul Häghimașului Mare, care au fost de asemenea reluate în deformările post-paroxismale, ele aparținînd de fapt celor pre-paroxismale. Aceste falii reluate au de fapt și o direcție cu totul diferită de cele pe care le-am descris înainte și anume direcția est-vest sau WSW-ENE.

La est și sud de Trei Fîntîni se dezvoltă alte două sinclinală cu conglomerațe de Bîrnadu în umplutură, aparținînd deformărilor post-paroxismale: sinclinalul muntele Vete la est și sinclinalul Izvorul Biçajelu la vest. Ele au o direcție generală nord-sud și se unesc în extremitatea sudică a regiunii cercetate de noi formînd sinclinalul muntele Javardi a cărui terminație perisinclinală se găsește



în imediata vecinătate a perimetrelui cartat. Flancul vestic al sinclinalului Izvoarele Bicăjelului repauzează atât pe pîンza Hăgimașului cît și pe formațiunea de Wildflysch a pînzei bucovinice. Sinclinalul Vete, ca și sinclinalul muntele Jidanului deservis mai sus, are o poziție net discordantă față de structura pînzei bucovinice, el așezîndu-se pe flancul erodat al sinclinalului dealul Stînjeni al acesteia. Această neconcordanță între structurile paroxismale ale pînzei și structurile post-paroxismale ale curverii post-tectonice o considerăm ca un caracter important al acestora din urmă, mai ales că am văzut că, din contră, structurile pre-paroxismale sunt în mare măsură coaxiale cu cele paroxismale.

Rezumind considerațiile făcute asupra tectonicii post-paroxismale putem ajunge la următoarele caractere generale ale acestora :

faliile sunt de tipul retroîncălcărilor ;

cutele sunt fie drepte, fie retrodeversate ;

direcția multor elemente structurale legate de deformările post-paroxismale sunt oblice față de structura generală a sinclinalului Hăgimaș ;

deformările post-paroxismale s-au realizat foarte probabil în două momente diferite care ar putea să corespundă, prima fazăi laramice iar cea de a doua celei savice sau stirice ; aceste momente corespund deformărilor paroxismale ce au avut loc în zona flîșului de la exterior ;

structurile post-paroxismale nu sunt coaxiale, în marea lor majoritate, cu cele paroxismale spre deosebire de cele pre-paroxismale.

V. CONSIDERATII PALEOTECTONICE ASUPRA SINCLINALULUI HĂGHIMAȘ IN CADRUL GENERAL AL STRUCTURII CARPAȚILOR ORIENTALI

Sistemul geosinclinal carpat, care face parte din ramura nordică a marii regiuni geosinclinale alpine, este alcătuit dintr-o serie de elemente de ordinul doi de tipul șanțurilor geosinclinale, a ridurilor și cordilierelor. O mare parte a depozitelor sedimentate pe riduri sau în șanțurile geosinclinale constituie astăzi pînze de șariaj, deplasate uneori departe de aria lor de origine. Din studiul acestor pînze se pot reconstitui condiții în care seriile respective s-au sedimentat precum și caracterele paleotectonice ale zonelor de sedimentare. În unele cazuri însă eroziunea avansată sau laminarea tectonică au îndepărtat parțial sau în întregime termeni ai succesiunilor primare îngreunând mult aceste reconstituiri. Din studiul detaliat pe care l-am făcut asupra sinclinalului Hăgimaș precum și pe baza cunoștințelor actuale asupra zonei cristalino-mezozoice vom încerca să analizăm aranjamentul elementelor geosinclinale de ordinul doi



din care au provenit principalele unități tectonice ale acestei zone și mai precis a masivului maramureșan.

Pentru scopul propus este necesar să reamintim, pe scurt, structura de ansamblu a masivului maramureșan. Așa cum am mai arătat la structura acestui masiv participă două sisteme de pînze (fig. 19): sistemul sau grupul pînzelor centrale și cel al pînzelor transilvane. La alcătuirea primului iau parte pînze de soclu, de tipul pînzelor de forfecare, la cel de-al doilea, pînze de cuvertură de tipul pînzelor de decolare. În grupul pînzelor centrale se cunosc pînă acum pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică și unitatea de Bretila care este formată și ea din mai multe sub-unități care pot avea rangul de duplicaturi. Pînza de Rodna (K r ä u t n e r, 1969) superioară unității de Bretila pare să facă parte tot din pînza sub-bucovinică. Toate pînzele grupului central sunt alcătuite din formațiuni cristalofiliene și depozite mezozoice în general triasic-eocretacice, depozite ce au faciesuri proprii fiecărei unități spre deosebire de seriile cristalofiliene ce participă uneori la alcătuirea mai multor unități.

Grupul pînzelor transilvane este alcătuit din cel puțin două pînze, pînza Perșanilor (I l i e, 1953, 1954; P a t r u l i u s et al., 1966) și pînza Hăgheimășului (S ă n d u l e s c u, 1967, 1968, 1969). La alcătuirea acestora iau parte depozite în general calcaroase, triasic-eocretacice.

Grosimile, numărul discordanțelor, numărul termenilor stratigrafici variază de la o pînză la alta aşa încît de la început se poate aprecia că avem de-a face cu zone de sedimentare distințe ce au caracter diferențiate.

O primă serie căreia i se poate stabili cu ușurință încadrarea paleotectonică este cea sub-bucovinică. Grosimea mică a seriei, numărul redus de termeni stratigrafici reprezentați și lacunele numeroase, sunt principalele argumente care ne fac să considerăm zona de sedimentare din care a provenit pînza sub-bucovinică ca o zonă de rid. Pe ridul sub-bucovinic s-au sedimentat doar depozite triasice inferioare și medii, liasice inferioare, mediojurasice, tithonice (?) și neocomiene. Grosimea lor totală (cumulată din diferite puncte ale pînzei) nu depășește 150 m, dar în unele sectoare ele au doar cîțiva metri. Această condensare impresionantă și abundența discordanțelor apropiate mult ridul sub-bucovinic de cel brianconez, din Alpii Occidentali. Această apropiere trebuie privită numai ca o comparare a două elemente paleotectonice cu funcții și constituții asemănătoare.

Cu caracter oarecum asemănătoare cu ridul sub-bucovinic se prezintă și unitatea de Bretila, deși între aceste două unități există destule deosebiri. În primul rînd faciesul depozitelor mezozoice de pe unitatea de Bretila este diferit de cel sub-bucovinic. Aici, în Triasicul mediu se

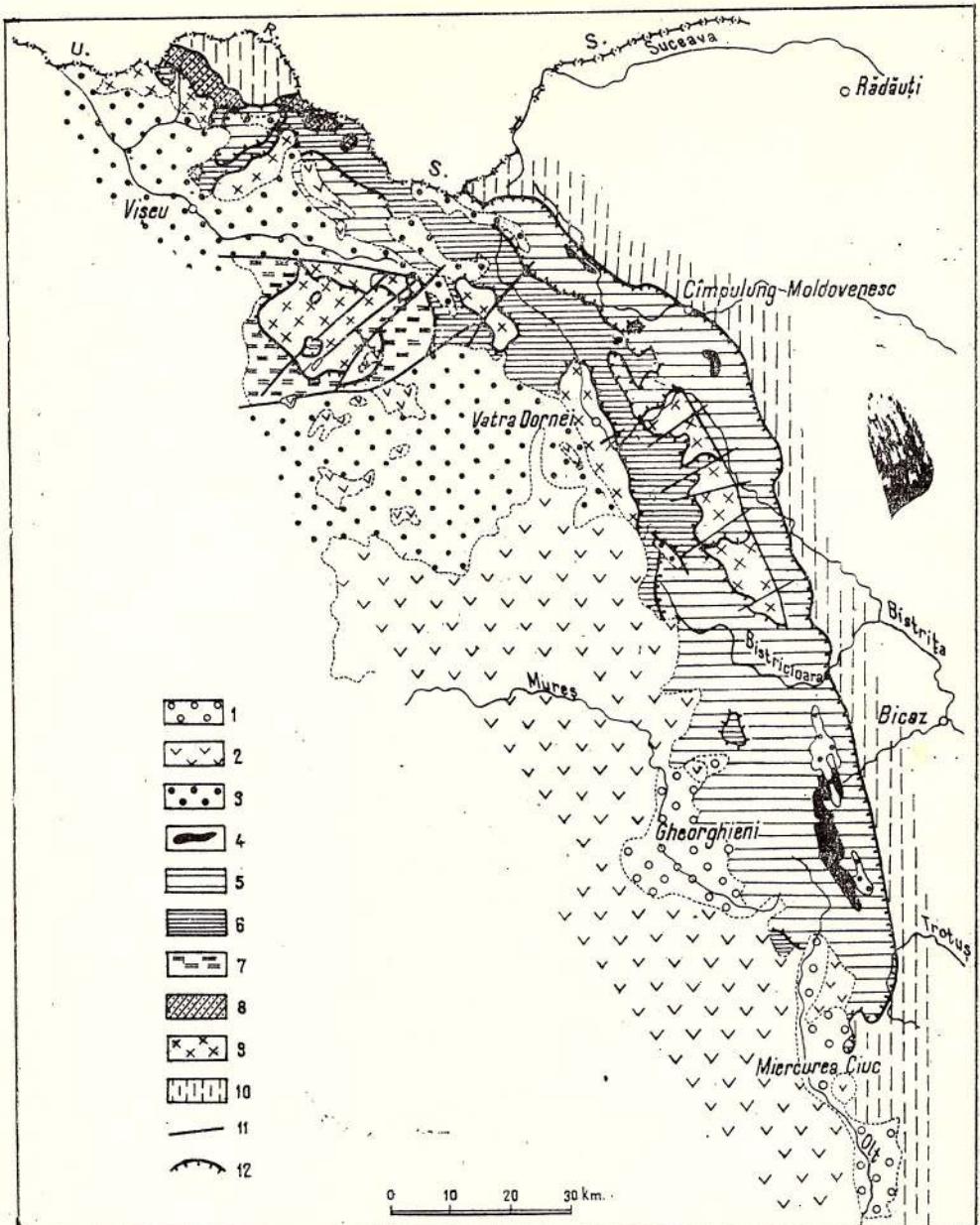


Fig.19. — Schiță tectonică a masivului maramureșan.

1, depresiuni intramontane; 2, vulcanite neogene; 3, cuvertura post-tectonică; 4, pînzele transilvane; 5, pînza bucovinică; 6, pinza sub-bucovinică; 7, pînza de Rodna; 8, pînza Flișului Negru; 9, unitatea de Bretila; 10, zona flișului; 11, failii post-paroxismale; 12, pînze.

Esquisse tectonique du massif de Maramureş.

1, dépressions intramontagneuses; 2, volcanites néogènes; 3, couverture post-tectonique; 4, nappes transylvaines; 5, nappe bucovinienne; 6, nappe sub-bucovinienn; 7, nappe de Rodna; 8, nappe du flysch noir; 9, unité de Bretila; 10, zone du flysch; 11, failles post-paroxismales; 12, nappes.

dezvoltă dolomite bituminoase bine stratificate ce nu se asemănă cu nici o altă secvență a Triasicului din celealte pînze ale masivului maramureșan. Aceste dolomite bituminoase suportă calcare și șisturi roșii și gălbuie probabil ladiniene peste care urmează depozite mediojurasice, grezoase (Dimitrescu, 1960, 1965; Mutihac, 1968). Trebuie să remarcăm faptul că tot în masivul maramureșan, dar în afara granițelor țării, în URSS, în această unitate, care acolo se cunoaște sub numele de unitatea de Beli Potoc, se descrie un Permian destul de gros cu intercalări de eruptiuni porfirice (Hain et al., 1968), care nu se regăsește la noi decât în sudul zonei cristalino-mezozoice, în regiunea Vulcan (Brașov) (Sandulescu, 1967b). Aceste caractere diferențiază unitatea de Bretila de celealte unități tectonice din masivul maramureșan. Grosimea mică și numărul redus de termeni o apropie, ca tip de element paleotectonic, de ridul sub-bucovinic iar prezența eruptiunilor permiene pledează pentru o zonă mai scufundată, adiacentă, ridului, pe zona de legătură putind să se plaseze punctele de alimentare a produselor vulcanice.

Adiacentă spre interior față de ridul sub-bucovinic trebuie plasată zona de sedimentare a seriei bucovinice. Caracterele acestei serii ne pot îndreptăti să o considerăm ca provenind dintr-un șanț. Grosimea cumulată a depozitelor bucovinice depășește 1500 m. Caracterul facial al unora din termenii ce iau parte la alcătuirea acestei pînze indică o zonă a cărei adâncime nu era mică. Este vorba în primul rînd de formațiunea de Wildflysch a cărei geneză fiind legată de alunecări submarine, presupune o adâncime mai mare, pentru a permite formarea talazului suficient de înclinat pe care să se producă aceste alunecări. De asemenea în sprijinul încadrării zonei de sedimentare a depozitelor din pînza bucovinică, la un șanț pledează și faptul că secvențele detritice nu lipsesc; în special ne referim la depozitele mediojurasice care s-au sedimentat sub influența unor aporturi detritice, material ce era evident transportat spre zonele mai coborîte. În sprijinul aceleiași idei cităm și dezvoltarea aproape completă a succesiunii stratigrafice triasic-eocretacice, care, deși prezintă disordanțe, nu are lacune prea mari, demonstrînd că perioadele de întrerupere a sedimentării au fost mult mai scurte decât în celealte zone. În sfîrșit, prezența rocilor eruptive bazice ar fi încă un argument în favoarea încadrării acestei zone în categoria foselor sau șanțurilor geosin-clinale.

Din cele de mai sus putem deocamdată trage concluzia generală că grupul pînzelor centrale corespunde din punct de vedere paleotectonic unui cuplu șanț-rid, din care ultimul element, adică ridul, este complicat pe marginea sa externă de o treaptă mai scufundată ce face trecerea

spre o altă fosă. Aceasta din urmă ar fi sănțul din care s-a născut pînza de Ceahlău, în care prezența seriei groase de fliș eocretacic nu lasă nici un dubiu asupra caracterului său paleotectonic. Mai reținem faptul că ridul sub-bucovinic cu pragul său mai coborât de la exterior reprezintă cel mai ridicat element geosinclinal din Carpații Orientali exceptând de la această comparație cordilierele ce au alimentat cu material detritic diferitele zone de sedimentare ale flișului, dar din care nici una nu s-a mai păstrat în structura actuală a acestui segment, spre deosebire de ridul în discuție.

Mergind mai departe în încercarea de reconstituire pe care o facem, trebuie să analizăm caracterele zonelor din care au provenit pînzele transilvane. Pentru aceasta suntem nevoiți mai întîi să precizăm poziția una față de alta a celor două pînze. Din relațiile de timp și spațiu ce există între aceste două unități am dedus că pînza Perșanilor este inferioară celei a Hăghimașului (Sandulescu, 1967, 1968, 1969). Pînza Perșanilor șariază Wildflysch-ului bucovinic și suportă transgresiv și discordant o cuvertură post-tectonică care în munții Perșani începe cu Aptianul superior sau cu Albianul (Petrulescu et al., 1966). Deci vîrstă ei este intra-aptiană, mai veche decît a pînzei Hăghimașului care am văzut că s-a pus în loc la sfîrșitul Albianului. Pe de altă parte în extremitatea nordică a munților Perșani, la Merești, calcare masive tithonice identice cu cele din pînza Hăghimașului au o poziție superioară petecelor de acoperire din pînza Perșanilor ce se află în apropiere. În același timp în sinclinalele Hăghimaș și Rarău, în formațiunea de Wildflysch, se găsesc klippe sedimentare ce aparțin pînzei Perșanilor și care au o poziție inferioară față de pînza Hăghimașului; este vorba de calcarile de „Gutenstein” din Rarău sau de serpentinele pe care le atribuim Triasicului din Hăghimaș.

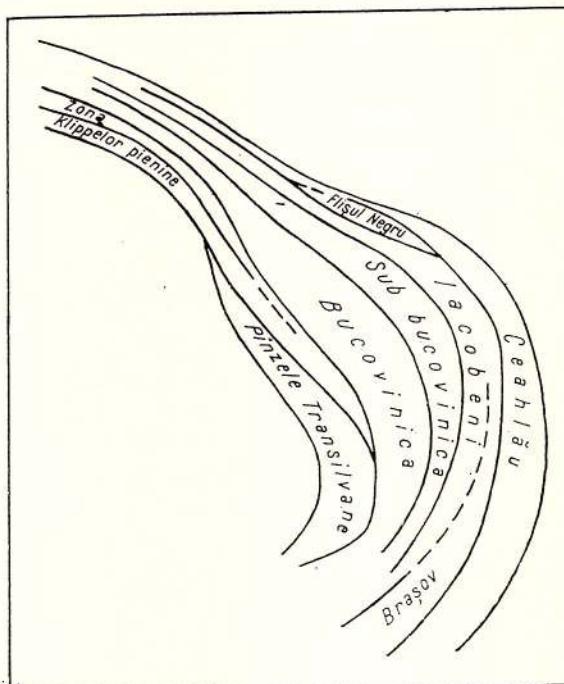
Credem că toate faptele expuse mai sus ne îndreptățesc să considerăm intemeiată ipoteza în care pînza Hăghimașului are o poziție superioară pînzei Perșanilor. De aici rezultă logic și faptul că zona de sedimentare a primei este mai internă (vestică) decît a celei de a doua. Analizînd repartiția în suprafață a celor două pînze trebuie totuși să aducem unele completări concluziei de mai sus. În timp ce pînza Hăghimașului se dezvoltă în special în partea centrală și de nord a zonei cristalino-mezozoice cea de Perșani are zona de dezvoltare principală în partea de sud a acesteia. Această situație sugerează un fel de releu ce ar exista între cele două pînze, releu ce s-ar datora unei situații primare în raporturile dintre cele două zone de sedimentare din care au provenit pînzele. Așezarea în releu de la nord spre sud a celor două zone de sedimentare

nu exclude poziția mai internă a pînzei Hâghmașului dar reduce lățimea totală a domeniului de origină a pîzelor transilvane (fig. 20).

Revenind la problema reconstituirii elementelor geosinclinale ale Carpaților Orientali interni, putem face acum după trecerea în revistă a problemelor legate de raporturile între pînzele transilvane, analiza poziției acestora față de cuplu șanț-rid al grupului pîzelor centrale.

Fig.20. — Repartiția zonelor de facies în partea internă a Carpaților Orientali.

Répartition des zones de facies dans la partie interne des Carpates Orientales.



Caracterele faciale ale seriilor triasice din pînzele transilvane pledează pentru considerarea lor ca depozite de tip pelagic, de mare deschisă, cu caractere faunistice mediteraneene. Prezența calcarelor de Halls-tatt aproape Triasicul superior transilvan de tipul facial „amonitico rosso” tip la care se pot încadra și depozitele calcaroase ale Kimmeridgianului din aceleași pînze. Sedimentarea de acest tip este considerată ca fiind caracteristică pentru perioada de vacuitate a șanțurilor geosinclinale (Aubooin, 1968). Chiar dacă nu vrem să adoptăm modelul lui Aubooin privind evoluția și divizarea geosinclinalelor, reținem că acest tip de sedimentare caracterizează fosile și nu ridurile. În sprijinul aceleiași idei vine și prezența rocilor eruptive bazice din Ladinianul pîn-

zei Perșanilor (Patruliș et al., 1966). Prezența în cadrul acestora pe lîngă diabaze și mafifire și a rocilor ultrabajice întărește concluzia formulată mai sus.

Considerind pînzele transilvane ca provenind dintr-un șanț geosinclinal situat la interiorul zonei din care a provenit pînza bucovinică trebuie să alegem între două posibilități de interpretare: (1) că cele două zone făceau parte dintr-un același mare șanț geosinclinal sau (2) că șanțul transilvan era independent de cel bucovinic și că ele erau separate de o zonă de rid sau de o cordilieră (pretransilvană). Caracterele foarte diferite ale faciesurilor acestor două domenii ne fac să inclinăm pentru cea de a doua posibilitate. În această situație însă, nu putem aduce nici o informație despre caracterul eventualelor depozite ce s-ar fi depus pe ridul care ar fi separat cele două șanțuri. Mai simplu ni se pare să considerăm că între cele două domenii există o zonă redusă în cea mai mare parte exondată sau cu sedimentare foarte redusă. Această zonă ar fi fost depășită de șariajul pînzelor transilvane fără ca la rîndul ei să fi dat naștere unei unități tectonice. Această interpretare apropie pînzele transilvane întrucîtva de pînzele flișului, care și ele au depășit, prin șariaj, cordilierele ce separau șanțurile geosinclinale. Această apropiere poate să nu fie întimătoare întrucît și pînzele flișului, ca și pînzele transilvane sunt pînze de cuvertură.

Între domeniile de sedimentare ale celor două pînze transilvane nu credem că au existat elemente de separare. Doar evoluția în timp, mai ales după Liasic, se pare că a fost diferită. În acest moment s-a produs un proces asemănător cu inversiunea deși nu de proporțiile acesteia. În Triasic zona corespunzătoare pînzei Perșanilor era mai coborâtă (aici se depuneau calcare bituminoase, aveau loc erupțiuni și intruziuni bazice și ultrabajice etc.) cea corespunzătoare pînzei Hăghimașului s-ar părea că era ceva mai ridicată (cu dolomite, calcare grezoase) dar nu avea caracterul unui rid avînd în vedere calcarele de Hallstatt. În Liasicul inferior condițiile sunt uniforme, în ambele sectoare ale șanțului transilvan depunîndu-se calcarele de Adneth. După acest moment sectorul din care se va naște pînza Perșanilor suferă o ridicare destul de pronunțată — aici nu se vor mai depune decît foarte sporadic depozite carxiene, aaleniene și bathoniene (Patruliș et al., 1966) — în timp ce domeniul pînzei Hăghimașului suferă o scufundare corespunzătoare depunerii Kimmeridgianului („amonitico rosso”) și apoi o ridicare treptată, înceată, în timpul căreia se depun calcarele tithonice, care nu sunt depozite de adîncime prea mare. Un moment de îndulcire se produce la începutul Cretacicului inferior — în orizontul marnos ce conține cha-



racee — apoi regimul marin revine în aceleasi condiții de batimetrie (adincime nu prea mare).

Vedem din cele de mai sus că dacă la începutușantul transilvan era bine individualizat, spre sfîrșitul Jurasicului și în Cretacicul inferior el a suferit, diferențiat pe sectoare, o ridicare apropiindu-se de caracterele unui rid. Acest fapt a favorizat negreșit formarea pînzelor de coperțură transilvane, ușurînd deslipirea depozitelor masive calcaroase de pe soclul lor. Antrenarea lor, gravitațională în cea mai mare parte, spre șanțul bucovinic a început din mijlocul Cretacicului inferior. Pinza Perșanilor, care avea o poziție mai externă și mai ridicată a pornit prima fiind urmată apoi de cea a Hâghimașului, aceasta din urmă continuind să înainteze mai mult și eventual mai departe, pînă la sfîrșitul Albianului.

În urma considerațiilor făcute mai sus se poate conchide că în Carpații Orientali interni avem de-a face cu trei șanțuri paralele: șanțul flișului din pînza de Ceahlău, șanțul bucovinic și șanțul transilvan, separate, primele două, de ridul sub-bucovinic care prezintă o treaptă mai coborâtă spre exterior, ultimele două de o cordilieră care a fost depășită tectonic în timpul proceselor de șariaj. De aici putem deduce că în această parte a Carpaților Orientali avem un cuplu și jumătate de tipul celor descrise de A. I. Bobouin (1959, 1965). Înînd seama de întreg segmentul Carpaților Orientali numărul acestora crește. Mergînd mai departe cu comparațiile putem atribui șanțul transilvan și cel bucovinic tipului de șanț eugeosinclinal, bazați pe prezența rocilor eruptive bazice. Din aceste comparații reiese în primul rînd faptul că încadrarea elementelor paleotectonice în schema propusă de A. I. Bobouin se face cu dificultate, numărul șanțurilor eu- și respectiv miogeosinclinale este mai mare, decît cel propus de acest autor pentru un segment geosinclinal.

Prezența rocilor ultrabazice în pînzele transilvane ridică problema fracturilor profunde ce au existat în soclul zonelor lor de sedimentare, fracturi pe care au venit aceste magme. Caracterul de pînze de coperțură ne împiedică să analizăm direct soclul inițial al pînzelor transilvane. Putem doar să presupunem că în fundamentul actualei depresiuni a Transilvaniei a rămas măcar o parte a acestuia, situat la vest de pînza bucovinică. Fractura care a permis ascensiunea magmelor bazice și ultrabazice credem că era plasată pe marginea dinspre domeniul pînzei Perșanilor întrucît aici se cunosc produsele ultrabazice. Foarte probabil că ea mărginea spre interior, adică spre șanțul transilvan, cordiliera pe care am presupus-o că separă aceasta de șanțul bucovinic.

Zona de alimentare a efuziunilor bazice din pînza bucovinică nu trebuie căutată, avînd în vedere caracterele lor petrografice, la o adîn-



cime prea mare, în orice caz ea se poate păsa mai sus decât pentru serpentine aşa că putem admite că ea nu trebuie să coincidă cu a acestora din urmă, deși pentru motive de simplificare s-ar putea considera că sursa lor este comună. În acest caz ea ar fi legată de aceeași cordilieră plasându-se doar pe flancul estic al acesteia. În caz contrar este foarte probabil ca sursa efuziunilor bazice din pînza bucovinică să fie plasată în zona de joncțiune a acesteia cu ridul sub-bucovinic. În favoarea celei de a două ipoteze vine faptul că eruptiunile bazice sunt mai bogate pe flancul extern al sinclinalului Hăghmaș decât pe cel intern, deși nici pe acesta din urmă nu lipsesc.

Ansamblul de șanțuri și riduri sau cordiliere definite mai sus prezintă elementele paleotectonice ale masivului maramureșan. Ele pot fi parțial regăsite la nord sau la sud de acesta. Toate concluziile pe care le-am avansat se referă doar la acest masiv și numai parțial la celelalte segmente carpatiche. Nu este însă locul să depășim cadrul masivului maramureșan, aşa încât ne vom opri aici cu considerațiile privind reconstituirile paleotectonice. Sintetizînd toate considerațiile făcute în acest capitol am vrea să reținem cîteva idei pe care le considerăm mai importante :

zona cristalino-mezozoică, deși reprezintă numai o parte a segmentului oriental al sistemului orogenic carpatic a rezultat dintr-un ansamblu complex de șanțuri sau cordiliere ;

evoluția în timp a acestora a fost inegală din punct de vedere al păstrării caracterului lor primar. Unele, în spate șanțul transilvan a suferit inversiuni parțiale sau totale, transformîndu-se într-o zonă cu caracter de rid ;

în zona cristalino-mezozoică se pot recunoaște cel puțin două șanțuri cu caracter eugeosinclinal ; dacă adăugăm acestora și șanțul din care a luat naștere pînza flișului negru numărul lor crește la trei ;

ridul sub-bucovinic este cel mai ridicat element paleotectonic din Carpații Orientali care s-a păstrat într-una din unitățile structurale ale acestora.

CONCLUZII

Cercetările întreprinse în partea centrală și nordică a sinclinalului Hăghmaș ne-au permis să distingem trei pînze de vîrstă alpină, suprapuse : pînza bucovinică, pînza sub-bucovinică și pînza Hăghmașului. Ele sunt caracterizate prin succesiuni stratigrafice proprii înglobînd depozite sedimentare de vîrstă triasic-eocretacică. Cele trei succesiuni sunt :



În pînza bucovinică :

Şisturi cristaline	— seria de Bistriţa-Barnar — seria de Tulgheş — seria gnaiselor de Rărău
Paleozoic superior	— conglomeratele de Hâghimăş
Seisian	— gresii și conglomerate cuarțitice
Campilian-Anisian	— dolomite
Ladinian	— calcare cu <i>Diplopora</i>
Carnian	— calcare și dolomite
Sinemurian-Carixian	— calcare oolitice feruginoase
Domerian	— calcare conglomeratice și grezoase
Aalenian(+Toarcian)-Bathonian	— calcare grezoase
Callovian-Oxfordian	— radiolarite
Kimmeridgian	— calcare roșii în plăci
Tithonic-Valanginian	— strate de Lunca
Hauterivian	— conglomerate de Chicera
Barremian-Albian	— formațiunea de Wildflysch

În partea de nord-vest a regiunii cercetate am reușit să separăm un facies particular al Triasicului — faciesul cu radiolarite — în care la nivelul Seisianului și al Campilian-Anisianului se intercalează radiolarite roșii și verzi.

În pînza sub-bucovinică :

Şisturi cristaline	— seria de Tulgheş — seria de Bistriţa-Barnar
Seisian	— gresii și conglomerate cuarțitice
Campilian	— șisturi de Campil
Anisian	— dolomite
Liasic inferior	— conglomerate cuarțitice, gresii, marne negrioase
Dogger	— calcare negrioase în plăci
Neocomian	— breccii și marnocalcare

În pînza Hâghimășului :

Werfenian	— strate de Werfen — șisturi de Campil
-----------	---

Triasic mediu	— dolomite, calcare cu silex, radiolarite
Triasic superior	— calcare grezoase roșii cu <i>Daonella lömmelli</i> — calcare de Hallstatt — calcară grezoase cenușii cu <i>Motonis salinaria</i>
Sinemurian	— calcară marnoase roșii de Adneth
Bathonian	— calcară feruginoase oolitice
Kimmeridgian	— calcară roșii, calcară cenușii, gresii calcaroase (strate cu <i>acanthicum</i>)
Tithonic	— calcară masive (Stramberg)
Neocomian	— marnocalcară — calcară masive
Urgonian	— calcară masive cu pahiodonte și orbitoline

Transgresiv peste pînza bucovinică și cea a Hăghimașului am separat o cuvertură post-tectonică reprezentată de o stivă de conglomerate și gresii pe care le-am denumit conglomeratele de Bîrnadu. Ele sunt de vîrstă vrăconian-cenomaniană.

Prin studii de microfacies am reușit :

să punem în evidență un nivel de crinoizi în Seisanul pînzei bucovinice (în faciesul cu radiolarite) ; este cel mai vechi nivel cu crinoizi cunoscut pînă acum în Mezozoicul din Carpații Orientali ;

să stabilim mai precis vîrstă calcarelor ladiniene din pînza bucovinică ;

să determinăm prezența unui microfacies caracteristic cu „filamente” pentru calcarele și dolomitele din acoperișul Ladinianului bucovinic ;

să stabilim asociația microfaunistică specifică Tithonicului din pînza Hăghimașului ;

să determinăm prezența unui nivel de apă dulce, cu characee, în Neocomianul pînzei Hăghimașului ; este prima semnalare a unui astfel de microfacies în Carpații Orientali ;

să precizăm pe baza conținutului în tintinide vîrsta stratelor de Lunca ;

să precizăm vîrsta urgoniană a unumitor masive calcaroase din pînza Hăghimașului.

Din punct de vedere tectonic am putut să distingem în cele trei pînze separate și mai ales în cea bucovinică, una sau mai multe faze de deformări pre-paroxismale :

în pînza bucovinică ele corespund fazelor doneț, nevadiană și austro-alpină;

în pînza sub-bucovinică cel puțin fazei austro-alpine;

în pînza Häghimașului fazelor nevadiană și austro-alpină.

Faza paroxismală în care s-au pus în loc pînzele separate este faza mezocretacică.

Am putut distinge și deformări post-paroxismale care s-au realizat foarte probabil în două faze diferite: laramică și savică.

Pînzele pe care le-am distins în sinclinalul Häghimaș aparțin la două grupe sau sisteme diferite, suprapuse: grupa pînzelor centrale din care face parte pînzele bucovinică și sub-bucovinică și grupa pînzelor transilvane din care face parte pînza Häghimașului. Pînzele din primul grup sunt pînze de soclu de tipul pînzelor de forfecare, cele din al doilea grup sunt pînze de cuvertură de tipul pînzelor de decolare.

Din analiza raporturilor între structura internă a pînzei Häghimașului și planul de șariaj am dedus că acesta din urmă are caracterele rabotajului bazal definit de P. Falloot.

Deformările post-paroxismale au fost încadrate la tipul retroîncă lecărilor și al cutelor retrodeversate, întrucît ele au o vergență contrară vergenței generale a lanțului orogenic și sunt de vîrstă mai tînără decît deformările principale.

În seriile ante-alpine am admis existența unui șariaj de vîrstă hercnică în care seria gnaiselor de Rarău încalcă seria de Tulgheș. Acest șariaj are foarte probabil vergență vestică, aşa cum admitem că a avut întreaga catenă hercnică din Carpații Orientali.

Reconstituind elementele paleotectonice am ajuns să distingem în partea internă a Carpaților Orientali:

șanțul transilvan, din care au provenit pînzele cu același nume; el a suferit după Liasicul inferior o inversiune, mai întîi parțială și apoi totală, terminîndu-și evoluția cu caracterul unui rid de pe care s-au decolat pînzele;

cordiliera pre-transilvană, care separă spre exterior șanțul transilvan, ea a fost acoperită și depășită în timpul proceselor de șariaj;

șanțul bucovinic, care corespunde pînzei cu același nume; este cel mai important element paleotectonic negativ al zonei cristalino-mezozoice;

ridul sub-bucovinic, care prezintă spre exterior o treaptă mai coborită; aceasta din urmă corespunde unității de Bretila (cea mai profundă uni-

tate tectonică din zona cristalino-mezozoică) restul ridului reprezentând pînza sub-bucovinică;

șanțul flișului de Ceahlău, din care a provenit pînza de Ceahlău.

Prezența rocilor eruptive bazice și ultrabazice în pînzele transilvane și în cea bucovinică conferă șanțurilor respective caracterul eugeosinclinal. Prezența mai multor șanțuri eugeosinclinale în același segment orogenic pune sub semnul întrebării valabilitatea schemei propusă de A u b o u i n.

În ansamblul său regiunea studiată constituie un exemplu de structură alpină complicată, în care fenomene complexe de sedimentare variată și de deformări succesive și de vergențe adesea contrarii au creat un eșafodaj grandios.

Primit la redacție: octombrie 1972



BIBLIOGRAFIE

- A e g e r D. V. (1956) A Monograph of the Britisch Liassic Rhynchonellidae. *Pal. Soc. London.*
- Alexandrescu Gr., Mureşan Georgeta, Peltz S., Sandulescu M. (1968) Notă explicativă a folii Toplița, sc. 1:200.000, Inst. Geol. București.
- Atanasiu I. (1927) La masse cristaline et les dépôts mésozoïque des monts Hăgimaş dans la partie orientale de la Transilvanie. *Assoc. avanc. géol. Carp. 2-e réun. Guide des excursions.* Bucarest.
- (1929) Recherches géologiques dans les environs de Tulgheş. *An. Inst. Géol. Roum.*, XIII, București.
- Răileanu Gr. (1952) Contribuții la cunoașterea Liasicului din Munții Hăgimaş. *Bul. Acad. RSR., Secț. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, II, 5, București.
- Atanasiu L., Dimirescu R., Semakha A. I. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din munții Birgălui. *D. S. Com. Geol.* XL, București.
- Aubouin J. (1959) À propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), 2, Paris.
- (1965) Géosynclines Devel. Geotect. 1. *Elsev. Publ. Comp.* Amsterdam-London. New York.
- (1967) Quelques problèmes de sédimentation géosinclinale dans les chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. *Geol. Rundsch.* 56, 1, Stuttgart.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăgimaş-Ciuc (Carpates orientales). *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Papiu V. C. (1953) Jaspurile triasice de la Pojarita. *Bul. St. Acad. R.P.R., Secț. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, V, 4, București.
- Armașu I., Papiu V. Corvin (1957) Reciful neocomian de la Gura Dămușului. Ed. Acad. R.P.R., București.
- (1958) Scurtă prezentare asupra hărții geologice a imprejurimilor Cheilor Bicazului, întocmită de prof. I. Atanasiu. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- Papiu V. C. (1962) Asupra silicilitelor cretacice inferioare din cuveta marginală a Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol.*, XLVI, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Geol.*, LIII/1, București.
- Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologică regiunii Vatra Dornei-Iacobeni. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, București.
- Bistrizky A. (1964) Slovensky Kras. *Ustr. Ust. Geol.* Bratislava.
- Cadisch J. (1953) Geologie der Schweizer Alpen II-ed. Basel.

- C a r o z z i A.** (1960) Microscopic Sedimentary Petrography. John Wiley and Sons. Inc. Publish. New York and London.
- C i o c i r d e l R., P a t r u l i u s D.** (1960) Observații asupra unei klippe de calcare jurasice incorporate depozitelor eocretacice din sinclinalul Hăgimaș (Carpații Orientali). *Comun. Acad. R.P.R.*, X, 1, București.
- C o d a r c e a A l., D e s s i l a - C o d a r c e a M a r c e l a, I a n o v i c i V.** (1958) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Acad. R.P.R., Secț. Geol. Geogr.*, II, 3–4, București.
- C o l l i g n o n H.** (1964) Echelle chronostratigraphique proposée pour les domaines Indo-Africano-Malgache (Bathonien moyen à Tithonique). *Com. Inst. Strat. Colloque. Jurass. Luxembourg*.
- C o n t e s c u L.** (1967) Formations et faciès dans la zone du Flysch des Carpates Orientales Roumaines. *Geol. Rundsch.* 56, 1, Stuttgart.
- C o p e C.W., S a r j e a n t W.A.S., S p a l d i n g D.A.E., Z i e s s A.** (1964) The Kimmeridgian-Portlandian boundary. *Com. Inst. Strat. Colloque, Jourass. Luxembourg*.
- D e s s i l a - C o d a r c e a M a r c e l a** (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalo-filiene din România. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, XII, 1, București.
- D i m i t r e s c u R.** (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. Șt. Nat. Geogr., seria Geol., Comunic.* (1957–1959), București.
— (1965) Notă asupra structurii cristalinului de Iacobeni. *D.S. Com. Geol.*, LI, 1, București.
- D r a g a s t a n O.** (1968) Algues calcaires dans le Jurassique supérieur de Roumanie. *Geol. Romana*, VII, Roma.
- D u m i t r e s c u I.** (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol, Gaze și Geologie*, III. București.
- E n a y** (1964) L'étage Tithonique. *Com. Inst. Strat., Colloque Jurass. Luxembourg*.
- F a l l o t P.** (1944) Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la Province de Murcie. *B.S.G.F.*, 5, XIV, Paris.
- G r a s u C.** (1969) Cercetări geologice în sedimentarul mezozoic din bazinul superior al Bicazului (Autoreferat). Iași.
- H a i n V.E., B ı z o v a S.L., R u d a k o v S.G., S l a v i n V.I.** (1968) O pokrovnoi structure Rahovskovo masiva (Vostocinie Karpati). *Vestn., Moscou, Univ.* 5, Moscova.
- H a u e r F r.** (1859 a) Geologische Aufnahmen über die untersuchungen der östlichen Grenzgebirge Siebenbürgens. *Jb. k.k. geol. R.A.*, X, p. 132, Wien.
— (1859b) Geologische Übersichtskarte des östlichen Siebenbürgens. *Jb. k.k. geol. R.A.*, X, p. 180, Wien.
— **S t a c h e G.** (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
— (1873) Geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. *Jb. k.k. geol. R.A.*, XXIII, I, Wien.
— (1878) Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnisse der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie. Wien.
- H e r b i c h F.** (1866) Eine geologische Excursion von Balan an den Vörösto, nach Bekas, Zsedan Patak, etc. *Verhandl. u. Mitt. Siebenbürg.*, Verf. Naturwiss. Hermanstadt XVIII, 10, Sibiu.
— (1870) Hallstätter – Kalk in Ost – Siebenbürgen – Strambergkalk bei Thoroczko. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 12, p. 227, Wien.

- (1873 a) Geologische Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens. *Jahrb. d. kgl. ung. Anst.* Budapest.
 - (1875b) Neue Beobachtungen in den Ost-Siebenbürgischen Karpathen. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 16, p. 282–285, Wien.
 - (1878) Das Szeklerland. Budapest.
- I a n o v i c i V. (1933) Etude sur le massif syénique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc (Transylvanie). *Rev. Muz. Geol., Min. Univ. Cluj*, IV, 2, Cluj.
- I o n e s c u C. (1966) Studiu stratigrafic și petrografic al regiunii Dămuc. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geologie*, 11, 2, București.
 - Rădulescu D., Rădulescu I., Săndulescu M. (1968) Cristaline, Mesozoic complexes and Volcanism in the East Carpathians (Central Sector). *Int. Geol. Congr. XXIII, Sess. Prague. Guid. Excurs. 47, AC.* Bucharest.
- I l i e M. (1953) Structura geologică a munților Perșani. I. Regiunea Căciulata-Lupșa-Comana-Veneția. *An. Com. Geol.*, XXVI, București.
- (1954) Structura geologică a munților Perșani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.
 - (1958) Cercetări geologice în regiunea Rarău-Cîmpulungul Moldovei-părul Cailor. *An. Com. Geol.*, XXX, București.
- I lieșeu Violete, Dessila-Codarcea Marcela (1965) Contribuționi la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D.S. Com. Geol.*, LI, 2, București.
- M ureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafsiei și vîrstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa-Ciuc (zona cristalinomezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Com. Geol.*, LVI, 3, București.
- I onescu Jana, Tiepac I., Udrescu Constanța (1966) Determinarea vîrstei absolute prin metoda Pb. *St. tehn. econ. seria B*, 44, București.
- Jekelius E. (1922) Das mittlere und obere Jura im Gebiet des Hâgimașul Mare in Siebenbürgen. *Bul. Secf. Șt. Acad. Rom.* VII, București.
- Joja Th., Mutihac V., M ureșan M. (1968) Crystalline, Mezozoic and Flysch complexes of the East Carpathians (Northen Sector). *Int. Geol. Congr. XIII. Sess. Prague. Guide Excurs. 46 AC.* Bucharest.
- Kaufmann F. (1887) Matériaux pour la Carte Géologique de la Suisse. 24, liv. 4, p. 2 (1886–1887).
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol.*, LV, 1, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. RPR. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, 10, 1, București.
- (1969) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *St. Cerc. Geol. Geof., Geogr., seria Geol.*, XIII, 2, București.
 - Kräutner Florentina (1970) Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D.S. Com. Geol.*, LV, 1, București.
- Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpaten). *An. Inst. Géol. Roum.*, XIX, București.
- L ill de Lillienbach (1833) Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpates. *Mém. Soc. Géol. Fr. ser. 1, II*, Paris.
- M ihăilescu V. (1963) Carpații sud-estici. Ed. Științifică, București.

- Mišik M. (1966) Microfacies of the Mesozoic and Tertiary Limestones of the West Carpathians. *Vydav. Slov. Akad. Vied.* Bratislava.
- Mojsisovics E. (1875) Ueber norische Bildungen in Siebenbürgen. *Verhandl. k.k. geol. R.A.*, 8, p. 142–145, Wien.
- Mouterde R., Tintant A. (1964) Variation du Sinémurien dans la région du stratotype. *Coll. jur. Luxemb., C.R. Et Mém.* Luxembourg.
- Mrazec L., Popescu-Voitești I. (1914) Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique en Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.*, Bucureşti.
- Mureşan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. St. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.* 12, 1, Bucureşti.
- (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol. LVI*, 4, Bucureşti.
- Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* IV, 2, Bucureşti.
- Bratu Elena (1965) Fazies und Alter der Ablagerungen aus dem nördlichen Abschnitt der ostkarpatischen Aussenrandmulde. *Assoc. Geol. Carp. Balc.*, VII, Congr. Rep. II, a, Sofia.
- (1968) Structura geologică a compartimentului nordic din sinclinalul marginal intern. Ed. Acad. RSR, Bucureşti.
- Năstaseanu A., Solcan M. (1963) Asupra prezenței zonei cu Hildoceras bifrons în sinclinalul Hăgimaș-Ciuc. *Comunic. Acad. RPR.*, XIII, 2, Bucureşti.
- Neumann M. (1873) Fauna der Schichten mit Aspidoceras acanthicum. *Abh. der k.k. geol. R.A.* V, 6, Wien.
- Ogniben L. (1963) Le formazioni tipo Wildflysch delle Madoniè (Sicilia Centro-Settentrionale). *Mem. Inst. Geol. Univ. Padova*, XXIV, Padova.
- Patrulus D. (1960) La couverture mésozoïque des Massifs cristalins des Carpates Orientales. *Anal. Inst. Geol. Publ. Hung.*, XLIX, 1, Budapest.
- Contescu L., Butac A. (1962) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și imprejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali). *Acad. RPR. St. Cerc. Geol.*, VII, 3–4, Bucureşti.
- (1964) Asupra prezenței unor calcare liasice cu Involutina în bazinul superior al Trotușului (Carpații Orientali). *D.S. Com. Geol.*, L, 2, Bucureşti.
- Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le Flysch Tithonique-Néocomien des Carpates roumains. *Carp.-Balk. Geol., Assoc. VII. Congr. Rep.* II, 1, Sofia.
- Popa Elena, Popescu Illeana (1966) Seriile mezozoice și pinza de decolare transilvană în imprejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV, Bucureşti.
- (1967) Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. *Geol. Sborn.* XVIII, 2, Bratislava.
- Popa Elena, Popescu Illeana (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin Moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXVII, Bucureşti.
- Pelin M. (1967) Studiul geologic al formațiunilor mezozoice din masivul Hăgimaș. Autoreferat. Bucureşti.
- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan-Tulghes). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr.*, Sér. Géol., 11, 2, Bucureşti.

- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, București.
- Popescu-Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, III, 1, Cluj.
- Preda D.M. (1940) Sur la présence d'une tectonique cimmérienne dans les Carpates Orientales. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, București.
- Răileanu Gr. (1953) Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Perșani. *An. Com. Geol.*, XXVI, București.
- Preda I., Pelin M. (1962) Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului. *Anal. Univ. Buc. Ser., Șt. Nat., Geol.-Geogr.*, XIII, 1, București.
- Pelin M. (1963) Contribuțiuni la cunoașterea geologiei imprejurimilor Lacului Roșu (Carpații Orientali). *Soc. Șt. Nat. Geogr., Comunic. Geol.* II, București.
- Pelin M. (1964) Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Cheilor Bicazului. *Anal. Univ. Buc. Ser. Șt. Nat. Geol.-Geogr.* XIII, 1, București.
- Pelin M. (1965) Etude biostratigraphique des couches à Aspidoceras acanthicum de Lacul Roșu. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VII Congr. Rep.* II, 1, Sofia.
- Ramovs A. (1961) Die Entwicklung der Trias in Slovenien (nord-west Jugoslavien) nach den neusten Forschungsergebnissen. *Anal. Inst. Géol. Hung.* XLIX, 2, Budapest.
- Rosenberg G. (1958) Gelertworte zu den Tabellen der Nord-und Südalpiner Trias des Ostalpen. *Jahrb. Geol. R.A.* 102, 1, Wien.
- Săndulescu Janá (1967) Contribution à la connaissance des Foraminifères éocrétacés des Carpathes Orientales (Zones internes). *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII, Congr., I. Belgrad.
- (1969) Contribuții micropaleontologice la cunoașterea Cretacicului din Sinclinalul Hâghimaș. *D.S. Inst. Geol.* LIV, 3, București.
- Săndulescu M. (1964a) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (munții Brașovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, 2, București.
- (1964b) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (munții Ciucului). *D.S. Com. Geol.* L, 2, București.
- Săndulescu Janá (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII, Congr. Rep. I., Sofia.
- (1967a) La nappe de Hâghimaș—une nouvelle nappe de décollement dans les Carpathes Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, VIII Congr., Rapp. géotect. I, Beograd.
- (1967b) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D.S. Com. Geol.*, LII, 2, București.
- (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hâghimaș. *D.S. Com. Geol.*, LIII, 2, București.
- (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hâghimaș. *D.S. Com. Geol.*, LIV, București.
- Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
- (1934) Tektonik des Karpatenbogens. *Geol. Mijnb.* Leiden.
- Tercier J. (1947) Le Flysch dans la sédimentation alpine. *Ecl. Geol. Helv.* 40, 2, Basel.
- Trauth Fr. (1909) Die Grastener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. *Beitr. Pal. Geol. Öster. Hung.* XXII, 1–2, Wien.
- Turculeț I., Grasu C. (1965) Asupra vîrstei „stratelor cu Ptychus” de la izvoarele Trotușului. *Anal. Univ. „A. I. Cuza” Iași* (s.n.) II, b, XI, Iași.

- Grasu C. (1967) Observații asupra stratelor cu Aptychus din regiunea Dămuc-Valea Rece (Hăgħimaš). *Lucr. st. cerc. biol. geol., geogr., „Stejarul”*, 1, Iași.
 - (1968) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și cretacice din cuveta Rarău-Breaza (Carpați Orientali). Autoreferat. Iași.
 - Grasu C. (1969) Asupra existenței stratelor cu Aptychus în regiunea Tulgheșului. *Lucr. st. cerc. biol. geol. geogr., „Stejarul”*, Iași.
- Uhlig V. (1889) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz (nordöstliche Karpathen). *Sitzungsber. k. Akad. Wiss. in Wien. Math. Naturwiss.* kl. XCVII, I., Oct. p. 728—743, Wien.
- (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien, Leipzig.
 - (1904) Über die Klippen der Karpathen. *Congr. Géol. Int. C.R. IX, Sess. Vienne*, p. 428-453, Wien.
 - (1907) Über die Tectonik der Karpathen. *Sitzungsber. k. Akad. Wiss.*, XVI, Wien.
- Vadasz E. (1915) Geologische Beobachtungen im Persanyer und Nagyhagymas Gebirge. *Jahresb. k. ung. geol. R.S.*, Budapest.
- *** (1964) Colocviu asupra Jurasicului. Rezoluție.
- *** Microfacies Italiane ACIP Mineraria.

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE CENTRALE ET SEPTENTRIONALE DU SYNCLINAL DE HÄGHIMAS (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

INTRODUCTION

Les recherches commencées en 1964 dans la partie centrale du synclinal de Häghimas ont abouti, après quelques années de travail sur le terrain et en laboratoire, à donner une image structurale et stratigraphique sensiblement différente de celles des autres travaux exécutés dans cette région des Carpates Orientales.

Pendant ces recherches, ont été abordé des problèmes assez difficiles, dont la solution a réclamé la connaissance détaillée de la structure géologique de l'ensemble de la zone cristallino-mésozoïque, qu'on a parcourue dans ce but le long de toutes les grandes coupes transversales ouvertes par les principales vallées qui la traversent. L'ensemble de ces recherches nous a permis de faire quelques généralisations, dépassant le cadre strict du périmètre étudié.

GÉNÉRALITÉS

Caractères géologiques généraux

Le synclinal de Häghimas, dont le secteur central et septentrional fait l'objet de notre étude, représente le segment méridional du „synclinal marginal est-carpatique” (Uhlig, 1903). C'est un synclinal de nappes, une structure à grand rayon de courbure, né de la déformation de la partie frontale d'une pile d'unités charriées superposées qui appartiennent à des systèmes ou groupes distincts, tant par leur genèse que par leur constitution. Le système inférieur est représenté par le groupe de nappes centrales (nappes de socle, de cisaillement, constituées de formations cristallophylliennes et de dépôts mésozoïques-prévraconiens); le système supérieur renferme les nappes transylvaines (nappes de couverture, de décollement, formées exclusivement de dépôts sédimentaires mésozoïques, prévraconiens). Dans le secteur étudié, au groupe des nappes centrales se rattachent la nappe bucovinienne et la nappe sub-bucovinienne et aux nappes transylvaines — la nappe de Häghimas.

Caractères hydrographiques

La plus grande partie de la région est occupée par le bassin hydrographique du Bicaz. Le caractère du réseau hydrographique est, dans ce bassin, nettement rectangulaire, surtout lorsqu'il s'agit des affluents de droite du Bicaz (Dămuc, Bicăjel), représentant des vallées lon-



gitudinales typiques. Le profil transversal des cours d'eaux est très différent, même le long du même ruisseau, variant des vallées étroites à parois abruptes, dans les massifs calcaires et dolomiques, jusqu'à des vallées à zones alluvionaires larges et à versants mous, dans la formation de Wildflysch. On ne connaît des terrasses dans ce bassin hydrographique que sur la vallée du Jidanu et sur celle du Dămuc. On peut mentionner, tout spécialement dans le bassin hydrographique du Bicaz, le caractère dissymétrique du bassin de la vallée épigénique du Dămuc, dont les affluents de gauche sont très courts par rapport à ceux de droite.

On a touché seulement une petite partie du bassin hydrographique de l'Olt, sur ses affluents de gauche dans la région de ces sources. Ils ont un caractère torrentiel et sont, pour la plupart, remplis d'éboulements.

Le bassin hydrographique de Bistrițioara a été étudié sur une partie réduite, dans la région du mont Hăghieș contourné par un réseau radiaire dissymétrique. A l'extrémité S de la région, on a atteint aussi quelques ruisseaux du bassin hydrographique du Trotuș.

Caraetères orographiques

La région étudiée correspond à la partie centrale et septentrionale des monts de Hăghimaș, qui appartiennent au groupe des monts de la Bistrița moldave (Mihăilescu, 1963). La crête principale des monts de Hăghimaș, à altitudes variant entre 1252 m (col de Pîngărați) et 1792 m (mont Hăghimașul Mare) correspond, au S du col mentionné, à la crête hydrographique des Carpates Orientales. On peut distinguer, dans la partie orientale des monts de Hăghimaș, une crête moins haute — la crête du Dămuc — correspondant à un bas échelon de relief (Mihăilescu, 1963), bien individualisée au S de la vallée du Bicaz et encadrée par deux vallées longitudinales — la vallée du Dămuc et la vallée du Bicăjel. Le haut échelon de relief correspond aux plateaux de niveling qui s'enchaînent le long de la crête principale des monts de Hăghimaș, dont l'âge est plus ancien que celui du réseau hydrographique du Bicaz, qui les sépare de manière évidente.

L'aspect du relief, très varié, est sensiblement influencé par la constitution géologique. On peut remarquer notamment : les surfaces structurales très bien exprimées sur le flanc occidental du synclinal de Hăghimaș, les inversions de relief surtout dans les zones de développement des conglomérats de Bîrnadu, ou le contraste entre le relief de la nappe de Hăghimaș et la formation de Wildflysch de la nappe bucovinienne.

Le large développement des roches carbonatées a favorisé l'installation des formes d'érosion karstique. Le karst superficiel est sensiblement plus développé que celui souterrain. Les gorges sont les formes les plus importantes du karst superficiel de Hăghimaș ; les Gorges du Bicaz (3,8 km de longueur, 400-600 m de profondeur), les gorges du Bicăjel (1,5 km de longueur, 300-400 m de profondeur) et les gorges du Lapoș (1,3 km de longueur, 250 m de profondeur) étant les plus grandes formes karstiques de ce type-là. Au sein des massifs calcaires, les formes d'érosion karstique les plus fréquentes sont les lapiez et les dolines ; entre les monts Telecul Mare et Telecul Mic on voit s'individualiser une ouvala de 800 m de longueur et 250 m de largeur. Le karst souterrain est faiblement développé dans la région étudiée. On connaît seulement deux grottes (Telec et Hăghimașul Negru) et un aven (Licaș).

EVOLUTION DES CONNAISSANCES SUR LA GÉOLOGIE DU SYNCLINAL DE HĂGHIMAȘ

La connaissance géologique du synclinal de Hăghimaș a traversé plusieurs étapes, correspondant, en général, à celles de la connaissance de la structure de la zone cristallino-mésozoïque dans son ensemble.



Première étape. On peut considérer l'accumulation des premiers renseignements sur la constitution géologique des monts de Häghimasachevée avec les ouvrages de généralisation de Uhlig. Elle comprend les recherches de Liliembach (1833), Hauser (1859), Hauser et Stache (1863), Herbich (1866, 1870, 1873, 1878), Mojsisovics (1875), Neumayr (1873), Uhlig, (1899, 1903, 1907) et enfin Vadasz (1915). Les plus importants en sont ceux de Herbich et de Uhlig, qui représentent d'ailleurs les premiers schémas documentés sur la stratigraphie et la tectonique de la zone cristallino-mésozoïque.

Deuxième étape. La période 1920-1944 est marquée, pour ce qui est de la recherche géologique du synclinal de Häghimas, par les ouvrages de Atanasiu (1927, 1929) et de Băncilă (1941) qui ont rédigé la première carte moderne du synclinal et ont apporté des corrections substantielles aux schémas stratigraphiques existants jusqu'alors. On peut citer encore—pour cette période—les ouvrages de Jekelius (1922), Streckeisen (1933, 1934), Földvari, Pantó (1950) et Noszky (1950).

Le schéma élaboré par Atanasiu et Băncilă est fondé sur l'idée que dans le synclinal de Häghimas il y a une seule série sédimentaire, qu'on peut diviser en plusieurs cycles de sédimentation, les déformations tectoniques qu'elle a subies ne dépassant guère l'amplitude des failles inverses.

Troisième étape. Après la deuxième guerre mondiale, les recherches sont devenues plus détaillées. Băncilă (1958) réalise la synthèse de toutes les connaissances sur la zone cristallino-mésozoïque en général y compris le synclinal de Häghimas, en proposant une nouvelle interprétation tectonique : l'unité centrale charriée sur la zone du flysch ; en ce qui concerne la stratigraphie, il fait peu de modifications par rapport au schéma antérieurement établi.

Patruliș seul (Patruliș, 1960) ou en collaboration (Ciocirdei, Patruliș, 1960; Patruliș, Contescu, Butac, 1962; Patruliș, Popa, Popescu, 1969) apporte des contributions surtout d'ordre stratigraphique et cartographique sur la partie méridionale du synclinal de Häghimas.

Preda et Pelin (1962, 1963, 1964, 1965) et aussi Pelin (1967), en étudiant la partie centrale du synclinal, offrent quelques contributions de détail sur la stratigraphie, spécialement des dépôts jurassiques, en partant de la découverte de nouveaux points fossilifères.

Turculeț et Grasu (1965, 1968) publient les résultats de leurs études concernant les couches de Lunca.

Il est à remarquer que tous les auteurs cités ci-dessus admettent l'idée de l'existence d'une seule série sédimentaire mésozoïque dans le synclinal de Häghimas. Quelques-uns seulement, (Patruliș) dans leurs derniers ouvrages, ont réexaminé cette conception, en admettant l'existence de plusieurs séries synchrones superposées tectoniquement.

En même temps que nous, ont travaillé, sur des parties plus ou moins étendues du synclinal de Häghimas, Grasu (1969) et Dragastan (1968, 1971). Le premier a donné une série de contributions paléontologiques importantes, tout en conservant l'ancienne conception de la série sédimentaire unique. Le deuxième a étudié minutieusement la microfaune et la microflore des dépôts calcaires néojurassique-crétacés, en acceptant l'hypothèse tectonique avancée par nous dans les comptes-rendus préliminaires.

STRATIGRAPHIE

Les dépôts sédimentaires développés dans la région étudiée appartiennent à trois unités tectoniques alpines (les nappes bucovinienne, sub-bucovinienne et de Häghimas), celles cristallophylliennes seulement à deux (bucovinienne et sub-bucovinienne).



SCHISTES CRISTALLINS

Nos recherches ont envisagé en moindre mesure l'étude des séries cristallophylliennes que celle des formations sédimentaires. On a pu reconnaître, dans le périmètre étudié, deux séries cristallophylliennes : la série des gneiss de Rarău et la série de Tulgheş, les deux traversées par des roches filoniennes.

Série des gneiss de Rarău

La série des gneiss de Rarău (Bercia et al., 1967) renferme, sur les deux flancs du synclinal de Hâghimaş, des formations mésométamorphiques. Elles correspondent à ce qu'on a séparé aussi sous les noms de : série de Hâghimaş (Kräutner, 1938), série gneissique (Băncilă, 1941), série migmatique (Pitulea, 1967), série de Rarău (Mureşan, 1968) et seulement d'une manière partielle à la série mésométamorphique séparée par certains auteurs (Iancovici, Ionescu, 1966; Rădulescu et al., 1967) qui réunissaient sous cette dénomination toutes les séries mésométamorphiques des Carpates Orientales. On a préféré l'hypothèse, unanimement reconnue à présent, de la genèse de cette série dans les conditions du métamorphisme régional, à celle avancée jadis par Tanasiu (1929), selon laquelle il s'agirait des massifs intrusifs granodioritiques, entourés par leur auréole de contact de type mésozonal.

Dans la région étudiée, les suivants types de roches participent à la constitution de la série des gneiss de Rarău :

- micaschistes à muscovite et à biotite
- paragneiss à biotite \pm grenats
- gneiss oeillés blancs (gneiss de Prisecani)
- gneiss quartzo-feldspathiques à muscovite \pm biotite
- schistes quartzitiques à muscovite et à biotite
- amphibolites
- granodiorites et diorites à hornblende.

Les roches les plus fréquentes sont les micaschistes et les paragneisses. On a rencontré les gneiss de Prisecani sur des superficies restreintes, dans la partie N de la crête de Dămuc. Les gneiss quartzo-feldspathiques jalonnent le front replissé de la nappe des gneiss de Rarău, au S de la vallée du Bicaz ; ils se rangent très probablement vers la base de la série du même nom.

On a émis différentes hypothèses sur la genèse des granodiorites et des diorites à hornblende (Tanasiu, 1929; Băncilă, 1941; Rădulescu dans Iancovici et al., 1968; Mureşan, 1968). Les observations que nous avons faites montrent que ces roches apparaissent sous deux aspects différents : les granodiorites gneissiques, concordants aux schistes cristallins, et les granodiorites massifs, à caractère discordant. Dans le premier cas, il s'agit probablement d'intrusions métamorphisées, après leurs mise en place en même temps que la série des gneiss de Rarău ; dans le deuxième, on a probablement affaire à un processus subséquent de feldspathisation, succédant au métamorphisme.

Série de Tulgheş

La série de Tulgheş (Streckeisen, 1932, 1933) a été poursuivie le long de la crête de Dămuc. On a longtemps encadré dans cette série toutes les formations épimétamorphiques du massif de Maramureş. A la suite de la séparation d'autres séries épizonales dans ce massif (Kräutner, 1968; Bercia et Bercia, 1970), le contenu de la série de Tulgheş a été



plus clairement précisé et délimité. Dans la région étudiée, la série de Tulgheş a été antérieurement séparée sous différentes dénominations : schistes cristallins formés dans la zone supérieure (épizone) (A tanasiu, 1929), série chlorito-phylliteuse (Bâncilă, 1941) série épimétamorphique (Iancovici, Ionescu, 1966). Dans le périmètre étudié nous avons rencontré les suivants types de roches formant la série de Tulgheş :

- phyllites
- roches porphyrogènes (métatufs et métatuffites acides)
- quartzites noirs
- calcaires cristallins
- porphyroïdes.

Les phyllites chloriteuses, sériciteuses ou graphiteuses représentent la masse fondamentale de cette série. La teneur en quartz augmente quelquefois en allant jusqu'aux phyllites quartziques, chloriteuses ou séricito-chloriteuses. Les roches porphyrogènes constituent le deuxième élément pétrographique qui définit la série de Tulgheş ; on les a rencontrées bien développées au sud de la vallée du Bicaz. Les quartzites noirs sont associés, dans la région analysée, aux calcaires cristallins et souvent aux schistes graphiteux ; ils n'ont pas d'accumulations de manganèse.

Par rapport à la succession établie dans la série de Tulgheş, des monts de Bistriţa, (Bercia et al., 1967) et tenant compte 1) que les quartzites noirs et les calcaires cristallins s'associent dans les limites d'un paquet dépourvu de roches porphyrogènes, 2) que les quartzites noirs ne sont pas manganésifères et 3) que ce paquet est inclus entre deux piles de roches porphyrogènes, on peut attribuer le paquet de quartzites noirs et de calcaires au complexe de Suhard-Alunu. Les paquets de schistes cristallins de leur mur et de leur toit se rattacherait donc au complexe volcanogène moyen et respectivement supérieur. Mais, ils sont développés d'une façon incomplète, étant délimités par des surfaces de discontinuité tectonique (cisialement), surface de charriage de la nappe bucovinienne au cas de celui moyen, celle de la nappe des gneiss de Rarău pour le complexe supérieur.

Les récentes recherches palynologiques (Ilieșcu, Dessila-Codarcă, 1964; Ilieșcu, Mureșan, 1970; Ilieșcu dans Bercia et al., 1970) ont indiqué pour la série de Tulgheş l'âge riphén-cambrien inférieur. Il paraît qu'il n'existent pas des termes plus jeunes que l'Eocambrien dans cette série. Elle aurait pu donc être métamorphisée dans la tectogenèse baïkalienne, mais on ne saurait écarter la possibilité d'un métamorphisme calédonien.

Roches filoniennes

Dans le périmètre étudié les roches filoniennes sont représentées seulement par des filons de quartz, parfois pyritifères (la vallée de Stina). À proximité de la région étudiée, à l'ouest du synclinal de Häghimas, tant la série de Tulgheş que la série des gneiss de Rarău sont traversées par des lamprophyres et des diabases, génétiquement liées au massif de Ditrău, d'âge hercynien (Codarcă et al., 1958; Iancovici et al., 1968). Les roches filoniennes associées aux schistes cristallins ne traversent jamais les dépôts sédimentaires qui reposent normalement sur ces derniers.



FORMATIONS SEDIMENTAIRES

Trias

Nappe bucovinienne

Les Trias bucovinien est caractérisé par : 1) le large développement des dolomies, 2) le faciès quartzitique du Séisien, 3) le faible développement du Trias supérieur.

Les dépôts triasiques se développent, dans la nappe bucovinienne, sur les deux flancs du synclinal de Hăgimaş. Sur le flanc interne ils peuvent être poursuivis d'une manière continue entre Piatra Crăpată et la vallée du Lapoş, touchant le développement maximum dans les environs de Lacul Roşu. Sur le flanc externe, les apparitions du Trias sont discontinues, en formant soit des boutonnières anticlinales, soit des lambeaux d'érosion, dont le plus grand est situé dans le mont de Chicera. Les apparitions continues des dépôts triasiques à l'extrémité N du synclinal de Hăgimaş marquent la liaison pérисynclinale des deux flancs.

Au sein des dépôts triasiques bucoviniens nous avons distingué, dans le synclinal de Hăgimaş, deux faciès : le faciès normal et le faciès à radiolarites.

Faciès normal

Séisien. Les dépôts par lesquels débute la série bucovinienne sont représentés par des : conglomérats, microconglomérats et grès quartzitiques, oligomictiques (très bien triés -caractère de shelf). Ces dépôts supportent, en quelques endroits, des schistes argileux noirs ou violacés à intercalations de grès argileux et de minces couches de dolomies. Nous expliquons la rareté des apparitions de la partie supérieure du Séisien et aussi, en général, le développement aréal réduit des dépôts de cet âge, par la présence d'une lacune intrawerfénienne, associée en même temps à un décollement partiel des dolomies de leur substratum (Săndulescu, 1968, 1969).

La plupart des chercheurs ont attribué les dépôts décrits ci-dessus au Séisien (Antanasiu, 1927, 1929 ; Băncilă, 1941 etc.) s'étayant sur le fait que dans leur toit il y a une faune campilienne, mais d'autres ont considéré que ces dépôts seraient permiens (Uhlig, 1903 ; Ilie, 1958). Nous allons ajouter, afin de renforcer la première hypothèse, les observations faites dans une région située plus au sud (Codlea), où les dépôts quartzitiques séisiens sont séparés des dépôts permiens par une discordance (Săndulescu dans Patruiliu et al., 1968).

Campilien-Anisien. Au dessus des dépôts séisiens ou directement sur les schistes cristallins se développe une série dolomitique à épaisseurs variables (10-420 m), comprise entre des limites de discontinuité. Les plus fréquents types pétrographiques sont les dolomies cryptocristallines et les microbrèches dolomitiques, les dernières étant formées par un processus de destruction et de resédimentation rapide, les agents de transport n'intervenant presque pas. La partie basale des dolomies devient parfois plus calcaire et stratifiée et alors on reconnaît aussi en lames minces des restes organiques (foraminifères, lamellibranches, radiolaires).

En considérant les restes fossiles trouvés à la partie basale des dolomies (Antanasiu, 1929 ; Băncilă, 1941 ; Preeda, Peleș, 1961 ; Grasu, 1969) ou même dans la masse de celles-ci (Peleș 1967), on peut les attribuer au Campilien et à l'Anisien.

Ladinien. Les dépôts attribués au Ladinien se trouvent seulement sur le flanc ouest du synclinal (Piatra Unică, Hăgimaşul Mare, Lacul Roşu). Ils y sont représentés par des calcaires



jaunâtres ou blanc-jaunâtres (dismicrites et intrabiomicrites). Leur limite inférieure est de discontinuité, étant plaqués sur différentes formations, des dolomies anisiennes jusqu'aux schistes cristallins. L'épaisseur des calcaires ladinien varie entre 10 et 180 m.

Le contenu paléontologique de ces calcaires est généralement assez faible. Nous avons pu reconnaître dans les lames minces seulement quelques restes d'algues calcaires : *Diploporella anulata*, *Oligoporella* et *Macroporella*. On peut attribuer, à leur aide, les calcaires blancs au Ladinien, notamment à sa partie inférieure, vu que l'*Oligoporella* ne monte que jusqu'à la limite Anisien-Ladinien. Les mêmes dépôts ont été attribués, dans le synclinal de Rarău, soit au Ladinien-Carnien (?) (M u t i h a c, 1968), soit au Ladinien supérieur (P a t r u l i u s et S t ā n o i u, in P a t r u l i u s et al., 1968), sans arguments paléontologiques.

Trias supérieur. Au dessus des calcaires ladinien nous avons pu séparer en quelques endroits sur le flanc interne (Piatra Unică, Hăghimașul Mare, Lacul Roșu) un paquet de dolomies et de calcaires roses et rouges, épais de 10-100 m. Ces dépôts représentent le plus jeune terme du Trias bucovinien dans le synclinal de Hăghimaș. Les dolomies sont microcristallines, à zones de large recristallisation dolomitique et à interstices remplis d'hématite. Les calcaires sont massifs ou en plaques, micritiques, quelquefois à centres de dolomitisation, à nombreux „filaments” (coquilles embryonnaires de halobies).

A part les coquilles de halobies, on a pu reconnaître dans les calcaires néotriasiens aussi des restes d'algues dasycladacées et d'exemplaires de *Globochete alpina*. Le microfaciès à filaments et à *Globochete alpina* est connu dans les Carpates Occidentales (M i s i k, 1966) et dans l'Apénin dans le Ladinien-Carnien, les faunes de halobiidés étant fréquentes dans les Carpates Orientales surtout dans le Trias supérieur. Ces éléments nous ont déterminé à attribuer le paquet dolomitique-calcaire au Trias supérieur (S ă n d u l e s c u, 1969) et, éventuellement, au Ladinien terminal aussi.

Faciès à radiolarites

C'est la présence des radiolarites, à plusieurs niveaux, qui est caractéristique pour ce faciès. Abstraction faite de ces dernières, c'est la même succession lithostratigraphique que celle du faciès normal, mais incomplète, notamment : grès quartzitiques (Séïsien), dolomies (Campilién-Anisien). Les radiolarites se trouvent, par rapport aux roches triasiennes, en deux situations en tant qu'intercalations : dans les grès quartzitiques ou à la partie supérieure des dolomies, ou en formant un paquet indépendant dans le toit de ces dernières.

Les radiolarites sont constituées de silice cryptocrystalline dont certaines variétés présentent des centres d'agglomération de quartz microcristallin ; le pigment est chloritique ou hématitique. Les radiolaires sont abondants, de type *Liosphera* et *Cenosphaera*, plus rarement *Heliodiscus*. Les fragments détritiques sont représentés par le quartz ; chez certaines variétés on va jusqu'au type de radiolarites arénacées (C a r o z z i, 1966).

L'association des radiolarites aux grès quartzitiques séïsiens peut être observée dès les sources du ruisseau Suhardu vers le N, tout le long du flanc W du synclinal de Hăghieș et aussi sur une bonne partie de sa terminaison périclinale septentrionale. Au N du mont Hăghimaș, à ce niveau, on a trouvé aussi de minces intercalations de calcaires silicifiés à fragments d'échinodermes ; c'est le plus ancien niveau à échinodermes cité jusqu'à présent dans le Mésozoïque des Carpates Orientales.

L'association des radiolarites aux dolomies peut être observée dans le bassin du ruisseau Bălai, où, à la partie supérieure de ces dernières, on poursuit une alternance de paquets de



radiolarites et de dolomies d'épaisseurs différentes. La succession s'achève par un paquet plus épais de radiolarites, mais qui passent latéralement à des radiolarites carbonatiques et ensuite à des dolomies silicifiées, en marquant très clairement la variation lithologique longitudinale. L'association intime des radiolarites avec la partie sommitale des dolomies confère aux premières l'âge anisien.

L'aire de développement du faciès à radiolarites représente la partie profonde de la zone de sédimentation du Trias bucovinien. Cette profondeur ne semble pourtant pas avoir été très grande, vu que les calcaires silicifiés à échinodermes s'associent aux radiolarites. La limite entre le faciès normal et celui à radiolarites est oblique par rapport au front de la nappe bucovinienne.

Nappe sub-bucovinienne

Le Trias sub-bucovinien constitue la masse principale des lambeaux de rabotage de Gura Dămucului et du mont Bîtea Rotundă.

Dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului la succession du Trias débute par des schistes de Campil (calcaires marneux-sableux en plaques centimétriques), surmontés par des dolomies (Anisien). La présence des schistes de Campil est un élément caractéristique pour la partie inférieure du Trias sub-bucovinien, que nous avons retrouvé aussi dans d'autres points de la nappe, par exemple dans la vallée de la Putna (Pojarita) où la succession est : schistes cristallins — grès quartzitiques rouges — schistes de Campil — dolomies.

Nappe transylvaine de Hăgimaș

Le Trias transylvain comporte, dans le synclinal de Hăgimaș, deux formes de gisement : olistolithes dans la formation de Wildflysch et lambeaux de rabotages à la base de la nappe de Hăgimaș.

On a rencontré les dépôts triasiques de faciès transylvain, groupés selon l'âge, dans les suivants endroits :

- couches de Werfén — les sources du ruisseau Ciofronca
- couches de Campil — les ruisseaux Fagul Muntelui et Fagul Oltului, à Lacul Roșu et le mont Hăgimaș
- dolomies et jaspes — le sommet Piatra Crăpată, le mont Criminiș
- grès à *Daonella lõmmelli* — Piatra Crăpată
- calcaires à *Monotis substriata* — le mont Ghilcoș
- calcaires sableux à *Monotis salinaria* — le ruisseau Sec
- calcaires de Hallstatt — Piatra Unică, le ruisseau Fagul Oltului.

Ce qui rend assez difficile l'établissement de la succession stratigraphique du Trias transylvain c'est : 1) le caractère discontinu des affleurements, 2) la double situation des dépôts triasiques (olistolithes ou lambeaux de rabotage), 3) l'existence dans le Trias supérieur au moins de deux faciès synchrones. Il faut rappeler, afin de préciser ces problèmes, que — on l'a montré déjà (Sandulescu, 1967, 1968, 1969) — le système des nappes transylvaines comporte deux unités — la nappe de Persani et la nappe de Hăgimaș et qu'entre la nappe de Hăgimaș et les klippes de Rarău il y a des affinités facilitant l'extension de cette première jusqu'au synclinal de Rarău. Cette situation nous permet de distinguer deux séries sédimentaires différentes, toutes deux transylvaines, notamment : la série de Persani et la série de Rarău-Hăgimaș. Elles correspondent partiellement à ce que Patruilius (1967) a séparé sous la dénomination de série transylvaine et, respectivement, la série de Rarău, avec la différence importante que la série de Rarău n'a aucune liaison avec le Trias de Iacobeni.

Werfénien. Le Trias inférieur transylvain du synclinal de Häghimaș appartient à la série de Perșani.

Couches de Werfén. Les couches de Werfén, constituées de marnes gris-bleuâtre satinées et de grès calcaires diaclasés forment un lambeau de rabotage à la base de la nappe de Häghimaș. Leur âge a été déterminé à l'aide d'une faune à *Myophoria (Costatoria) costata* (Herbich, 1878; Băncilă, 1941; Grasu, 1969) campilienne. Nous apprécions que les couches de Werfén renferment seulement le Campilien inférieur et, éventuellement, une partie du Séision, vu que dans la série de Perșani on connaît aussi des schistes de Campil.

Couches de Campil. Les couches de Campil, constituées de calcaires sableux, jaunâtres, forment des olistolithes dispersés dans la masse du Wildflysch bucovinien. Leur âge campilien est établi par des critères lithologique, des roches du même type étant intercalées dans les monts Perșani dans la vallée de Lupșa (à Cuciulata), entre les couches de Werfén et les calcaires bitumineux anisiens.

Trias moyen. Les dépôts médiotriasiques appartiennent à la série de Rarău-Häghimaș. Ils sont représentés par des dolomies, calcaires siliceux et jaspes. Les deux derniers constituent la partie supérieure de la succession, en rappelant la klappe de Piatra Zimbrului (Rarău) où leur âge ladinien a été précisément établi (Popescu, Patrulus, 1964). Les dolomies reviennent à l'Anisien. Dans le synclinal de Häghimaș on peut citer encore des calcaires gréseux rouges à *Daonella lömmelli* (Băncilă, 1945), qui participent probablement à la constitution de la suite des calcaires et des jaspes mentionnés ci-dessus.

Trias supérieur. Les dépôts néotriasiques connus dans le synclinal de Häghimaș appartiennent tant à la série de Rarău-Häghimaș qu'à la série de Perșani.

Calcaires de type Hallstatt. Les calcaires de type Hallstatt apparaissent sur des superficies réduites, sous forme de blocs dans la formation de Wildflysch. Leur âge a été déterminé dès le dernier siècle (Mosisovics, 1873).

Calcaires gréseux. Ces roches forment quelques petits olistolithes dans la formation de Wildflysch. Leur âge triasique supérieur a été déterminé à l'aide de la forme *Monotis substriata* (Herbich, 1878).

Tandis que les calcaires de type Hallstatt appartiennent à la série de Perșani, les calcaires sableux caractérisent la série de Rarău-Häghimaș.

Lias

Nappe bucovinienne

Le Lias bucovinien n'est connu que sur le flanc interne du synclinal de Häghimaș. Il affleure sur des superficies restreintes au dessus des dépôts triasiques, aux alentours de Lacul Roșu.

On a pu séparer dans les dépôts du Lias bucovinien, en tant qu'unités lithostratigraphiques distinctes : le Sinémurien-Carixien et le Domérien.

Sinémurien-Carixien. Le Lias bucovinien débute par des calcaires oolithiques rouges, hématitiques, épais de 5-15 m. Le caractère hématitique, l'épaisseur réduite et la forte condensation stratigraphique leur confèrent un caractère de dépôt de haut-fond. On a déterminé dans les calcaires oolithiques une riche faune (Antanasiu, Răileanu, 1952; Grasu, Turculeț, 1967), dont l'inventaire doit être complété par des formes de : *Involutina*

liassica et *Involutina turgida*, déterminées en lames minces. On retrouve la plupart des formes citées dans le Lias de Gresten des Alpes Orientales. Les seules formes qui descendent en dessous de la limite Hettangien-Sinémurien sont : *Entolium lassimum*, *Entolium hehliti*, *Chlamis textorius* et *Aequipecten priscus*, mais elles sont citées aussi dans „le calcaire de Gresten” (T a u t h., 1909). Pour le Carixien sont caractéristiques les formes suivantes : *Spiriferina hauerii*, *Rynchonella varriabilis*, *Cintta numismalis*, *Cintta subnumismalis* etc. La forme de *Tetra rhinchia tetraedra* est, en échange, très fréquente, seulement dans le Lias moyen (A e g e r, 1965), alors que l'*Involutina liassica* et *Involutina turgida* touchent leur développement maximum dans le Lias inférieur. Ces considérations nous ont déterminé à attribuer les calcaires oolithiques au Sinémurien-Carixien.

Domérien. Le Domérien est représenté par des calcaires conglomératiques ou gréseux, grisâtres, touchant jusqu'à 10 m d'épaisseur. Ils recouvrent différents niveaux de dépôts jurassiques et triasiques, ce qui met clairement en évidence l'existence d'une lacune entre le Domérien et le Carixien. P e l i n en a déterminé une faune (P e l i n, 1967) qui peut être encadrée en général dans le Lias moyen. Mais, vu que les calcaires oolithiques renferment aussi le Carixien, les dépôts, calcaire-conglomératiques doivent être attribués seulement au Domérien.

Nappe sub-bucovinienne

Le seul endroit où ont été trouvés des dépôts susceptibles d'être attribués au Lias se trouve dans le lambeau de rabotage de Gura Dămcului.

Entre les dolomies anisiennes et les calcaires médio-jurassiques, dans le lambeau de rabotage mentionné ci-dessus, est intercalé un paquet épais de 0,5-1 m, constitué de conglomérats quartzitiques à matrice limonitique. Vu l'âge des dépôts du mur (Trias) et du toit (Dogger) et les possibilités de corrélation avec les dépôts similaires de la vallée de la Putna (Pojarita) attribués au Lias (S a n d u l e s c u, 1969), les roches mentionnées ci-dessus seront encadrées dans le Jurassique inférieur.

Nappe transylvaine de Hăgimaş

Le seul endroit, dans la nappe de Hăgimaş, où l'on connaît des dépôts liassiques c'est Piatra Unică. Ils y forment un lambeau de rabotage.

Le Lias de Piatra Unică est représenté par des calcaires argileux et schistes de couleur rouge ; leur épaisseur ne dépasse guère 5 m. On en a déterminé une faune très riche de type Adneth (H e r b i c h, 1878 ; V a d a s z, 1915). La présence des formes *Coroniceras rotiforme* et *Asteroceras stelare* et des Ariétitides en général établit d'une manière précise l'âge exclusivement sinémurien des dépôts liasiques de Piatra Unică.

Dogger

Nappe bucovinienne

Sur le flanc interne du synclinal de Hăgimaş, les dépôts médio-jurassiques de la nappe bucovinienne sont bien développés dans la région de Lacul Roşu, affleurant aussi sporadiquement

sur le ruisseau Pîrul Oii, dans le col de Ciofronca, entre Hâghimașul Mare et Piatra Unică, à l'ouest de Piatra Ascuțită et de Piatra Crăpată.

Sur le flanc externe le Dogger affleure sur de petites superficies dans le ruisseau Arșița, le mont Arșița Almașului, au N du ruisseau Strungi, dans le mont Bitca Neagră, dans la vallée du Bicaz, dans les monts Criminiș et Chicera.

Dans la succession des dépôts médicojurassiques nous avons séparé deux complexes, celui inférieur Aalénien-Bathonien et celui supérieur Callovien-Oxfordien.

Aalénien (+ Toarcien?)—Bathonien. La plupart des dépôts attribués au Dogger appartiennent à ce complexe. Leur épaisseur est, d'habitude, de 10-60 m, touchant, exceptionnellement, dans la région de Lacul Roșu, 210-270 m. Exceptant la partie terminale, l'Aalénien-Bathonien est représenté par des calcaires gréseux, parfois à silex, séparés par des joints silittiques ou par des marnes sableuses. La partie terminale de cet intervalle stratigraphique est constituée aux alentours de Lacul Roșu par des grès calcaires muscovitiques, des marnes sableuses grisâtres. Sur le flanc externe, dans la boutonnier située entre les ruisseaux Muntele Fagului et Valea Mare, le Dogger est représenté par des marnes sableuses et par des grès calcaires fins, correspondant à l'horizon des „siltites brun-noirâtres” séparé (P a t r u l i u s et al., 1969) dans le bassin supérieur de Trotuș. Ce paquet correspond à la partie terminale du Dogger de Lacul Roșu, décrite ci-dessus.

A partir des faunes citées dans les calcaires gréseux (B ă n c i l ă, 1941 ; G r a s u, 1969), ils peuvent certainement être attribués à l'Aalénien-Bathonien. La forme de *Harpoceras radians*, citée par B ă n c i l ă soulève le problème de la présence d'une partie du Lias à la base de ces dépôts. Vu que cette forme a été trouvée dans un bloc et pas „*in situ*”, nous suggérons, très prudemment d'ailleurs, l'hypothèse que l'extrême base des calcaires gréseux appartienne au Toarcien. De l'horizon des „siltites brun-noirâtres” B ă n c i l ă (1941) et M a t e i et al. (1968) citent des fossiles bathoniens ; ces dépôts sont équivalents de la partie terminale du Dogger de Lacul Roșu, les deux revêtant un lithofaciès similaire aux „marnes à *Posidonia alpina*”.

Callovien-Oxfordien. On va décrire l'Oxfordien au chapitre destiné au Jurassique moyen et pas au Malm, puisqu'il est intimement lié, au point de vue lithologique, au Callovien.

Nous avons attribué à l'intervalle Callovien-Oxfordien un paquet épais de 10-30 m, constitué de radiolarites rouges et vertes, à intercalations d'argiles, schisteuses siliceuses ; les radiolarites sont fort abondants, étant représentés par les types d'*Heliodiscus* (spécialement), *Rhopalastrum*, *Hagiastrum* et *Cenosphaera*. La teneur en quantité du matériel clastique diminue de la partie inférieure vers la partie supérieure de paquet de radiolarites, à la fois avec l'augmentation de la teneur en silice ; cette situation vient de souligner la continuité de sédimentation entre les radiolarites et les dépôts médicojurassiques de mur.

L'absence des fossiles caractéristiques nous oblige à accorder aux radiolarites l'âge callovien-oxfordien seulement par rapport à leur position géométrique. Elles appartiennent donc, étant situées entre les dépôts bathoniens au mur et ceux malm-néocomiens au toit, à l'intervalle stratigraphique mentionné. On y peut distinguer les radiolarites callovien-oxfordiennes de celles triasiques et de celles crétacées selon les critères suivants :

les radiolarites callovien-oxfordiennes surmontent, en continuité de sédimentation les dépôts médicojurassiques ;

les radiolarites crétacées ont à leur base un paquet de „brèches infrajaspiques”, transgressives sur divers termes du Mésozoïque bucovinien, ou s’intercalent dans le Wildflysch ; les radiolarites triasiques s’intercalent dans les dépôts de même âge ou passent latéralement à ceux-ci.

Nappe sub-bucovinienne

L’unique apparition du Dogger sub-bucovinien dans la région étudiée se trouve dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului. Il est représenté par des calcaires gris-noirâtres, fins, compacts, durs, nodulaires vers leur partie inférieure. Grasu et Turculeț (1967) y ont déterminé une faune bajocienne. Étant donné que nous avons déterminé en lames minces, à la partie supérieure, où les calcaires deviennent mieux stratifiés, *Trocholina ex. gr. alpina* et *Trocholina ex. gr. elongata*, nous supposons que la série des calcaires gris-noirâtres monte jusqu’au Bathonien, éventuellement jusqu’au Jurassique supérieur. Dans ce dernier cas la différenciation faciale, à ce niveau, entre les nappes bucovinienne et sub-bucovinienne est encore plus évidente.

Nappe transylvaine de Hăghimaș

Les seuls dépôts à faune médiourassique pouvant être attribués à la série de Hăghimaș sont les calcaires oolithiques ferrugineux d'où Herbich, Neumayr et Jekelius ont déterminé une faune d'âge bathonien. Ils apparaissent en tant que blocs incorporés dans la formation de Wildflysch.

Les calcaires oolithiques bathoniens renferment une faune à caractères nettement différents par rapport aux faunes médiourassiennes des nappes bucovinienne et sub-bucovinienne, dont elle diffère par l’abondance des ammonoïdées. Ce fait éclairent d’un nouveau point de vue la répartition des biofaciès du Jurassique moyen des unités charriées de la zone cristallino-mésozoïque. On constate qu'il y a une superposition presque parfaite entre les caractères biofaciaux des dépôts triasiques et du Dogger dans les trois unités superposées.

Malm-Néocomien

Nappe bucovinienne

Les dépôts du Malm et du Néocomien bucoviniens ont un développement dissymétrique, car on les rencontre seulement sur le flanc externe du synclinal de Hăghimaș. Ils sont représentés par les couches de Lunca, qui sont bien développées dans la région des sources du Dămuc. Au nord de cette zone on les rencontre encore dans la vallée du Dămuc à Ivănuș et dans le mont de Chicera. Ce dernier point est le seul où l'on trouve aussi les dépôts kimmeridgiens, de la nappe bucovinienne.

Kimméridgien. Les dépôts du Malm inférieur sont représentés par des calcaires fins, gréseux, rouges, d'environ 10 m d'épaisseur, admettant des intercalations de brèches à fragments de dolomies, jaspes et roches basiques. L'âge kimméridgien est prouvé par la présence des restes de *Saccocoma* (Sandulescu, 1969) et de plusieurs formes d'ammonites (Turculeț, Grasu, 1969). Les roches antérieurement décrites — que nous avons séparée comme une unité litho-stratigraphique indépendante — ont été encadrées, par erreur — aux couches de Lunca (Turculeț, Grasu, 1969), („couches à *Aptychus*”, selon la conception des auteurs).



Tithonique-Valanginien (Couches de Lunca). Les dépôts qu'on décrit sous le nom de „couches de Lunca” sont situés entre les radiolarites callovien-oxfordiennes „l'horizon siltistique-marneux” (Bathonien) ou les dépôts kimméridgiens au mur et la formation de Wildflysch ou „le flysch gréseux-calcaire et calcarénitique” au toit. A la constitution des couches de Lunca participent des : calcaires marneux, verts ou rouge-foncé, palmicritiques, à radiolaires et tintinnides ; marno-calcaires grisâtres ; marnes grises, vertes ou rouge-foncé ; grès calcaires, gris ou noirâtres, à rares et petites hiéroglyphes ; brèches calcarénitiques, à éléments de dolomies, radiolarites et schistes chloriteux ; radiolarites vertes ou grisâtres, riches en chlorite. Parmi les roches citées ci-dessus, les plus fréquentes sont : les marno-calcaires et les marnes. Les calcaires marneux rouge-foncé et les marnes de même couleur, séparées sous la dénomination de „couches à *Aptychus s. str.*” constituent quelques intercalations situées à différents niveaux stratigraphiques (dans les ruisseaux Valea Mare, Lupului et Brateș). Les grès calcaires sont intercalés irrégulièrement et sporadiquement dans la masse des couches de Lunca, dans les quelques secteurs où ils deviennent plus abondants, en leur imprimant un caractère flyschoïde, à séquences binaires (grès et marnes ou marno-calcaires) ou ternaires (grès-marnes-marno-calcaires). Les brèches apparaissent sporadiquement, sur les ruisseaux de Brateș, Pavaș, Gușa et dans la vallée du Dămuc à Ivănuș.

L'abondance des radiolarites et des tintinnides dans les roches pélítiques participant à la constitution des couches de Lunca nous détermine à considérer cette série comme résultant d'un sédiment du type des vases à radiolaires, pendant la sédimentation de laquelle sont intervenus, à certains intervalles plus ou moins réguliers, les apports de matériel détritique fin (grès calcaires) et rarement grossier (brèches). Certains auteurs ont rangé les couches de Lunca au préflysch (Contescu, 1967), point de vue difficile à soutenir, vu qu'elles ne précèdent guère le dépôt d'une formation de flysch (dans leur toit est développée la formation de Wildflysch) et qu'elles sont bien synchrones au flysch (couches de Sinaia), qui s'est accumulé dans une zone située beaucoup plus à l'est.

On a pu déterminer, à l'aide de l'analyse en lames minces du matériel micropaléontologique des couches de Lunca, 5 associations de tintinnides caractérisant le :

Tithonique supérieur (la partie inférieure) à *Crassicolaria massutiniana* (très fréquente), *Crassicolaria intermedia*, *Crassicolaria brevis*, *Calpionella alpina* ;

Tithonique supérieur (la partie supérieure) à *Crassicolaria massutiniana* (fréquente), *Crassicolaria brevis*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica* ;

Berriasien inférieur à *Crassicolaria parvula*, *Calpionella alpina* (fréquente); *Calpionella elliptica* (fréquente), *Tintinopsella longa*, *Tintinopsella carpatica* ;

Berriasien à *Tintinopsella carpatica*, *Tintinopsella longa* ;

Berriasien supérieur-Valanginien à *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionella alpina*.

Il faut remarquer qu'on peut — à l'aide des tintinnides — attribuer les couches de Lunca à l'intervalle Tithonique (supérieur)-Valanginien (au moins sa partie inférieure). Turculeț et Grasu (1969) ont y également déterminé une riche faune à *Aptychus*, selon laquelle ils les rangent au Kimméridgien-Berriasien. Il faut mentionner que les couches de Lunca ne correspondent qu'à l'horizon supérieur des „couches à *Aptychus*” décrites par les auteurs mentionnés. Les formes de *Laevaptychus*, selon lesquelles on leur accorde l'âge kimméridgien, ont été récoltées du ruisseau Brateș où, dans l'axe même de l'anticinal décrit par les couches de Lunca et à sa proximité, on a déterminé une association berriasiennne à *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex* et *Tintinopsella carpatica*. Une nonconcordance similaire a été constatée aussi sur le ruisseau Valea Mare, où — dans la base des couches de Lunca

— on a déterminé une association berriasiens-valanginienne (*Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionella alpina*, *Remaniella*) d'un paquet d'où Turculeț et Grasu citent *Punctaplychus punctatus*. Ces contradictions peuvent être tranchées seulement en admettant un processus de resédimentation des *Aptychus* ou de leur remaniement des dépôts plus anciens, dans le cas de ceux kimméridgiens. La solution adoptée par Patruilus et al. (1969), qui considère „les couches à *Aptychus s. str.*” comme des olistolithes dans les couches de Lunca a le désavantage qu'elle nécessite d'imaginer une zone de sédimentation supplémentaire par rapport à celles connues jusqu'à présent, où auraient été sédimentées seulement des „couches à *Aptychus*”, zone qui trouve difficilement, pour le moment, sa place dans le cadre paléogéographique des Carpates Orientales.

Hauterivien (?) (Conglomérats de Chicera). Dans le mont de Chicera, surmontant les couches de Lunca, mais reposant en discordance aussi sur des termes plus anciens, jusqu'aux dolomies médiotriasiques, se développent des conglomérats bréchiques de 160 m d'épaisseur, constitués presque exclusivement de fragments de schistes cristallins et de dolomies.

Les dépôts les plus jeunes, qui supportent les conglomérats de Chicera, sont les couches de Lunca, où même dans le mont de Chicera l'on a identifié, à leur partie terminale, une association de tintinnides berriasiens-valanginienne. La formation de Wildflysch, barrémien-albien, est nettement discordante sur une superficie d'érosion qui a déterminé aussi le contour actuel de la zone d'extension des conglomérats de Chicera. On a attribué les conglomérats de Chicera — tenant compte des faits exposés ci-dessus — à l'Hauterivien. Selon cette hypothèse, ils représenteraient un équivalent vers le N du „flysch calcaire-gréseux et calcarénitique” où Patruilus et al., (1969) ont cité *Lamellaplychus angulocostatus*. Ils pourraient être aussi mis en parallèle avec les conglomérats de Muncelu, du synclinal de Rarău.

Nappe sub-bucovinienne

On a rencontré des dépôts plus jeunes que les calcaires médiojurassiques de Gura Dămușului tant à leur proximité, dans le lambeau de rabotage du même nom, que plus loin, dans celui de Bitca Rotundă. Il s'agit des brèches à ciment calcaire, souvent limonistique, à éléments de quartz, schistes cristallins et dolomies, épais de 30-50 m, qui dans le lambeau de Gura Dămușului admettent des intercalations de marno-calcaires à tintinnides. Nous avons déterminé, de ces dernières : *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Calpionellites darderi*, *Tintinopsella carpatica* et *Calpionella alpina*. On peut attribuer aux brèches mentionnées — basé sur l'association de tintinnides — l'âge berriasiens supérieur-valanginien. Il est évident qu'elles sont synchrones, au moins à la partie supérieure des couches de Lunca, où l'on connaît aussi des intercalations (minces) de brèches similaires.

Le problème de l'existence du Malm dans la série sub-bucovinienne reste encore à éclaircir. Il faut retenir deux possibilités : 1) le Malm ou au moins sa partie inférieure, est inclus dans le paquet d'environ 1,5 m d'épaisseur des calcaires lités noirâtres de la partie terminale des calcaires médiojurassiques de Gura Dămușului, conservant des restes de *Trocholina ex. gr. alpina* et de *Trocholina ex. gr. elongata*, ou 2) à la base extrême des brèches est incluse aussi au moins une partie du Tithonique.

Il est à signaler que tant les brèches de la série sub-bucovinienne que celles des couches de Lunca de la nappe bucovinienne sont les plus anciens niveaux grossiers où apparaissent des dolomies triasiques. Bien qu'elles existent en tant que matériel détritique dès le Dogger, elles ne dépassent pas, dans ces dépôts, les dimensions de 0,5-1 mm et témoignent, selon le caractère

de l'arrondissement, d'un transport prolongé. Les brèches néocomiennes témoignent clairement de l'existence d'une source d'alimentation à un relief jeune et actif, apparue à ces temps. Le caractère subordonné des brèches dans la nappe bucovinienne et leur abondance dans celle sub-bucovinienne montre que la source était placée à l'extérieur (l'est) de l'aire de sédimentation de cette dernière.

Nappe transylvaine de Häghimas

Les dépôts malm-néocomiens constituent la majeure partie de la nappe de Häghimas, en formant les massifs montagneux Ocem, Häghimașul Mare, Telecul Mare, Häghimașul Negru et Ghilcoș. Dans la région des Gorges du Bicaz ils occupent seulement environ la moitié de la superficie de la nappe.

Kimméridgien. Les dépôts kimméridgiens apparaissent souvent laminés à la base de la nappe de Häghimas, leur mur stratigraphique ne pouvant être observé nulle part. La succession le mieux conservée dans les dépôts kimméridgiens peut être observée à la base de la paroi occidentale du mont Ghilcoș, où se succèdent, de bas en haut : 1) calcaires verdâtres durs, noduleux (2 m), 2) calcaires rouges, lités, finement sableux, à *Saccocomes*, 3) calcaires gréseux compacts, massifs, à crinoïdes, oncolithes et *Saccocomes* (5 m), 4) calcaires noduleux rouges, durs, où les *Saccocomes* abondent (12 m), 5) calcaires gréseux et marnes suivis de grès calcaires, grisâtres (20 m). Les termes 3 et 4 peuvent aussi être reconnus en superposition normale à la base de la nappe de Häghimas dans le col Ciofronca, les calcaires noduleux rouges (4) — sur le versant occidental du mont de Häghimașul Negru et les calcaires gréseux massifs (3) à Lacul Roșu et au chalet des Gorges du Bicaz.

La faune des dépôts kimméridgiens de Lacul Roșu et Ciofronca a été décrite en détail par plusieurs auteurs : Herbig (1878), Neumann (1873), Jekeliu (1922), Preda et Pelin (1965). On peut, en corroborant les données de ces auteurs et en analysant les associations paléontologiques, conclure les suivantes :

L'hypothèse de la présence de l'Oxfordien (Preda, Pelin, 1965) dans les couches à *A. acanthicum* de Ghilcoș est insoutenable vu que de l'association attribuée par les auteurs cités ci-dessus font partie des formes typiquement kimméridgiennes (*Streblites tenuilobatum*, *Lythoceras ulmense*, *Lythoceras geron* — Arkell, 1956; Nay, 1964) dont les deux premières sont des fossiles de zone.

La présence du Tithonique à la partie terminale des couches à *A. acanthicum* est un problème directement lié à la manière de considérer la limite Tithonique-Kimméridgien dans l'Europe, en général. La controverse entre les auteurs anglais (Arkell, 1956; Cope et al., 1964) et français (Nay, 1964, Collignon, 1964) a été tranchée par le Comité du Mésozoïque Méditerranéen, qui a décidé de placer la zone à *H. beckeri* à la limite supérieure du Kimméridgien. Si l'on se rapporte aux couches à *A. acanthicum* de Ghilcoș, on constate que, bien que la présence des formes *Pygope janitor*, *Aspidoceras avellanicum*, *Glochiceras lithographicum*, *Ortoaspidoceras zeuchneri* et *Aspidoceras raphaeli* permette de supposer (Patruiliu, 1969) l'existence du Tithonique à leur partie terminale, nous ne nous rallions pas à cette hypothèse, puisque : 1) *Pygope janitor* a été trouvé aussi dans les niveaux inférieurs des couches à *A. acanthicum* même à Ghilcoș et aussi dans le Kimméridgien des Préalpes (Arkell signalait même qu'elle ne peut plus être fossile-index pour le Tithonique), 2) *Aspidoceras avellanicum*, *Glochiceras lithographicum* *Orthaspidoceras zeuchneri* sont cités même à Ghilcoș avec des formes kimméridgiennes, typiques,



3) *Aspidoceras raphaeli* est cité, à la partie terminale des couches à *A. achanticum*, mais en association avec *A. longispinum*, forme citée dans le Kimméridgien (Arkeș, 1956).

Etant donné les considérations que nous venons de faire et le fait que dans la faune de Ghilcoș il y a des éléments appartenant aussi bien à la zone à *H. beckeri* qu'à la zone à *S. tenuilobatus*, nous considérons que les couches à *Aspidoceras achanticum* de la nappe de Hăghimaș ne renferment que le Kimméridgien, qui est en échange, complètement développé.

Tithonique-Néocomien. Les dépôts tithonique-néocomiens de la nappe de Hăghimaș peuvent être divisés en deux horizons calcaires, l'un inférieur et l'autre supérieur, séparés par un horizon marno-calcaire épais de 50-100 m.

Les deux horizons calcaires sont constitués de roches similaires, notamment : calcaires massifs oolithiques ou pseudoolithiques (intramicrites et intrasparites), calcaires massifs calcarénitiques, calcaires fins (pelmicrites) de différentes couleurs : grisâtres, blancs ou rougeâtres. L'horizon marno-calcaire est constitué seulement de marno-calcaires gris ou gris-jaunâtre bien lités. Tant la limite inférieure que la limite supérieure des dépôts tithonique-néocomiens de la nappe de Hăghimaș sont marquées par des discontinuités stratigraphiques.

L'analyse microfaciale de plusieurs coupes réparties à des distances approximativement égales entre le mont d'Ocem et les Gorges du Bicaz, nous a permis d'établir 5 associations d'algues calcaires et de foraminifères distribuées : une à l'horizon calcaire inférieur, une à l'horizon marno-calcaire et 3 à l'horizon calcaire supérieur. La présence, exclusive dans l'horizon calcaire inférieur, des formes *Clypeina jurassica*, *Cladocoropsis mirabilis* et *Ellipsactinia* nous permet de l'attribuer au Tithonique. En ajoutant qu'aux niveaux basal de cet horizon nous avons reconnu encore quelques exemplaires de *Saccocoma*, on peut considérer que le Tithonique y est entièrement représenté.

Dans l'horizon marno-calcaire abondent les formes de *Actinoporella*, *Ammobaculites coproliticiformis*, *Haplophragmium* et *Anchispirilina*. Grasu (1969) y cite aussi la forme de *Berriasiella cf. privasensis* et nous avons trouvé à plusieurs niveaux *Calpionella elliptica*, ces éléments permettant de l'attribuer au Berriasien. Nous avons aussi identifié dans l'horizon des marno-calcaires un niveau à Characées indiquant un moment de développement, dans la succession de type marin du Tithonique-Néocomien de la nappe de Hăghimaș du faciès de type Purbeckian limnique.

L'horizon calcaire supérieur, situé entre les dépôts berriasiens, au mur, et les calcaires transgressives de l'Urgonien, au toit, revient — logiquement — au Néocomien. Dans la partie basale de cet horizon on observe la persistance des formes caractéristiques pour l'association berriasiennne, ce qui souligne la continuité de sédimentation avec l'horizon des marno-calcaires.

Urgonien

Les dépôts développés sous ce faciès sont connus seulement dans la nappe de Hăghimaș. Ils se développent dans sa partie septentrionale, aux alentours de Lacul Roșu et des Gorges du Bicaz.

Les dépôts urgoniens sont représentés par des calcaires massifs, arénitiques ou ruditiques, riches en fragments de pachyodontes ; calcaires massifs à structure arénitique, parfois pseudoolithiques ; calcaires massifs, fins. La couleur des roches urgoniennes varie de rougeâtre à blanc-jaunâtre.

A part les pachyodontes éocrétacés déterminés par Preda et Pelin (1962, 1963), nous avons reconnu dans les lames minces aussi des formes assez fréquentes d'orbitolines, parmi lesquelles nous avons pu déterminer *Orbitolina conica* ; des restes d'*Acicularia* abondent également

Les calcaires urgoniens reposent en transgression aussi bien sur les formations de l'horizon calcaire supérieure (Néocomien) que sur celles de l'horizon inférieur (Tithonique).

Barrémien-Albien

(Formation de Wildflysch)

La formation de Wildflysch se développe uniquement dans la nappe bucovinienne, représentant l'un de ses éléments lithofaciaux caractéristiques.

Le terme de Wildflysch appartient à K a u f m a n n, qui le définit ainsi (K a u f m a n n, 1870) (page 553) : „Des schistes brillants, moux, gris-foncé jusqu'à noir, souvent plissés et à miroirs de friction striées, alternant avec des grès (d'habitude Macigno), quelquefois avec des congolomérats. Les couches, elles aussi sont souvent courbées (plissées) et déchirées, les grès fendus transversalement, les fragments entreséparés, frottés et plus ou moins revêtus de schistes... La cause de ces modifications dans les sédiments ne peut être cherchée que dans la pression de déformation...” Cette définition laisse assez clairement entendre que la formation du Wildflysch était supposée d'être en liaison avec des processus différent de ceux tectoniques. Plus tard, T e r c i e r (1947), en reprenant cette idée, considère que „la formation de Wildflysch est liée à l'érosion des reliefs marqués, érosion très certainement accompagnée par de puissants glissements sous-marins, ces derniers phénomènes favorisés par l'étroitesse de la plate-forme marginale et la proximité d'un talus maritime”. C a d i s c h (1953) précise qu'il entend par Wildflysch „une association de roches de faciès orogène... qui est formée d'une masse de base marneuse jusqu'à argileuse, où sont intercalés des bancs de matériaux calcaires, sableux ou quartzitiques et aussi des éléments de différentes sortes”. Cet auteur souligne que dans le Wildflysch, il faut différencier le matériel allochtone de celui autochtone. En résumant ces observations, on peut considérer comme principaux éléments caractéristiques pour définir le Wildflysch : l'existence d'une masse de base pélitique (autigène) et l'existence d'autres éléments étrangers (allogènes), à dimensions variables et aussi l'intervention des glissements sous-marins, comme agent important dans la détermination de l'aspect actuel du Wildflysch. C'est D u m i t r e s c u (1957) qui a mentionné des dépôts de Wildflysch en Roumanie, dans les monts de Lăpuș, tandis que G r. P o p e s c u (1954) compare des brèches à blocs de la zone du flysch avec le Wildflysch. B ăncilă (1958), P o p e s c u et P a t r u l i u s (1960) ont introduit pour la première fois cette notion dans la zone cristallino-mésozoïque.

La formation de Wildflysch est largement répandue dans le synclinal de Häghimaș, tant à l'ouest que surtout à l'est de l'actuel contour d'érosion de la nappe de Häghimaș. Elle a été souvent confondue, sur le flanc occidental, avec les dépôts du Dogger (A t a n a s i u, B ăncilă, P r e d a, P e l i n), ce qui a beaucoup retardé la juste solution des problèmes tectoniques concernant le synclinal de Häghimaș.

Au sein de la formation de Wildflysch, nous avons pu distinguer deux lithofaciès : celui typique (l'argile à blocs) et un autre, paratypique. Le faciès typique est souvent inférieur à celui paratypique, mais ils alternent parfois sur la verticale, ou le faciès paratypique est celui inférieur. Dans la formation de Wildflysch développée sur le flanc occidental du synclinal de Häghimaș on est arrivé à séparer un horizon basal à jaspes.

Horizon basal à jaspes. On a pu distinguer dans cet horizon deux niveau : les „brèches infrajaspiques” (inférieur) et les „couches à jaspes” (supérieur) (S ănduleșcu, 1969).

Les brèches infrajaspiques, d'une épaisseur de 5-25 m, sont représentées par des brèches calcaires, microconglomérats ou grès grossiers, constitués de fragments anguleux ou sub-anguleux de : quartz, schistes cristallins et dolomies, plus rarement calcaires sableux méadiojurassiques calcaires néojurassiques ou roches basiques.

Les couches à jaspes sont constituées de radiolarites rouges (hématitiques) ou vertes (chloritiques) bien stratifiées, séparées par des joints ou intercalations minces d'argiles siliceuses de la même couleur. On peut observer encore des intercalations minces de tufites ou même de cinérites, verdâtres, basiques, signalées aussi à Lacul Roșu par Băncilă et Papiu (1962).

On a pu séparer l'horizon basal à jaspes seulement sur le flanc interne (occidental) du synclinal de Hăgimaș. Sur le flanc externe, il s'effile au sein de la formation de Wildflysch. La preuve de ce passage latéral est la présence, en plusieurs endroits, sur le flanc E du synclinal, des paquets de jaspes rouges et verts, s'intercalant dans la partie basale de la formation de Wildflysch ; là ils ne sont plus accompagnés directement par des grès infrajaspiques. Un équivalent mieux individualisé, sur le flanc externe, de l'horizon basal à jaspes et spécialement des brèches infrajaspiques seraient les conglomérats à diabases et à mélaphyres séparés à la base de la formation de Wildflysch dans le bassin du Trotuș par Băncilă (1941) et Patrulius et al. (1969).

Lithofaciès typique (l'argile à blocs). La masse fondamentale du lithofaciès typique est argileuse, plus rarement marneuse, souvent siltique, de couleur gris-verdâtre. Y sont intercalés, sous forme de lentilles à épaisseurs variables des : conglomérats tilloïdes, conglomérats polymictiques, calcaires ou argileux, brèches et microbrèches calcaires souvent calcarénitiques ; argiles rouges ; grès moux calcaires ; calcaires sidéritiques, manganésifères, jaspes d'habitude de couleur noire ; cinérites basiques. Les intercalations les plus fréquentes sont celles de grès, de conglomérats et de brèches et aussi de calcaires sidéritiques. A l'ordre de fréquence, se succèdent : grès moux, jaspes noirs, cinérites basiques et argiles rouges.

Lithofaciès paratypique (flyschoïde). On a séparé, sous cette dénomination, certains paquets de la formation de Wildflysch présentant une texture stratifiée, parfois même à caractère de flysch. Les roches qui participent à la constitution de ce lithofaciès sont : marnes et argiles, souvent sableuses, schistes marno-gréseux ou sableux, grès, calcaires grossiers, grès argileux muscovitiques. Sur ce fond général s'intercalent, en proportions et à niveaux différents : calcaires sidéritiques, brèches et conglomérats calcaires, polymictiques, calcarénitiques.

Les principaux caractères qui font distinguer le faciès paratypique de celui typique sont : la présence de la stratification dans les roches pélítiques, le caractère souvent rythmique de l'alternance des pélites avec les psammites ou les pséphites, la proportion réduite en roches basiques ou en klippes sédimentaires, bien qu'elles ne fassent pas défaut.

Klippes sédimentaires. Le matériel allocone de la formation de Wildflysch a des dimensions variables, de quelques centimètres cubes jusqu'à plus de 10.000 m³. Les éléments à petites dimensions, généralement égaux, aux fragments de conglomérats ou de brèches sont dispersés d'une manière plus ou moins uniforme dans la masse argileuse du Wildflysch. Les klippes sédimentaires sont plus grandes que 15-20 m³.

La plupart des klippes sédimentaires de la formations de Wildflysch du synclinal de Hăgimaș sont constituées de calcaires tithoniques-néocomiens ou urgoniens, identiques aux roches du même âge de la nappe de Hăgimaș. Moins fréquentes sont les klippes des roches triasiques, liasiques et médio-jurassiques.



La présence des klippes urgoniennes dans la formation de Wildflysch qui a partiellement le même âge (Barrémien) réclame certaines explications. Il est presque unanimement admis que la genèse de la formation du Wildflysch est contrôlée par des processus importants de glissements sous-marins. Il est aussi évident que la source des klippes sédimentaires, que cette formation renferme, doit être cherchée dans les nappes transylvaines de la partie frontale desquelles celles-ci se sont détachées en glissant ensuite dans l'aire où le Wildflysch s'accumulait. Il est donc obligatoirement nécessaire de considérer les dépôts renfermant les klippes urgoniennes plus jeunes que l'âge des dépôts de ces klippes, ce qui nous porte à croire que dans la nappe de Hăghimaș ne soit représentée qu'une partie de l'Urgonien (sans l'Aptien et seulement avec une partie, inférieure, du Barrémien) et que la formation de Wildflysch débute seulement à la partie supérieure du Barrémien.

Mégabrèches. On a décrit — sous cette dénomination — dans le synclinal de Hăghimaș (Săndulescu 1968, 1969; Patrulius et al., 1969) des dépôts grossiers massifs à développement lenticulaire formés par l'agglomération des blocs exclusivement calcaires massifs, entre-soudés; la matrice est presque toujours calcarénitique, rarement gréseuse. Les plus importantes masses de brèches sont intercalées, à la partie moyenne et supérieure de la formation de Wildflysch. Leur constitution exclusivement à base de blocs appartenant à la nappe de Hăghimaș montre que leur source est liée à celle-ci. Elles semblent être de véritables éboulis sous-marins, rapidement résédimentés.

Roches basiques. Les plus fréquentes roches basiques associées à la formation de Wildflysch sont les diabases et les mélaphyres. Elles forment des corps lenticulaires ou des filons. Chez quelques-unes on a observé aussi des formes de pillow-lava. Leur âge crétacé-inférieur, admis par la plupart des chercheurs (Herbich, 1878; Uhlig, 1903, 1907; Băncilă et Papiu, 1962) est prouvé par : 1) la présence des cinérites basiques intercalées dans le Wildflysch, 2) la présence des intercalations de jaspes dans cette formation, 3) la présence des enclaves de calcaires urgoniens dans les mélaphyres du chalet „Gorges du Bicaz”.

Moins fréquentes sont les serpentinites qui forment des corps lenticulaires allongés. Vu les dimensions réduites des corps de serpentinites et leur forme lenticulaire, rarement rencontrées chez des roches effusives, on considère qu'à la différence des diabases et des mélaphyres, elles sont d'âge triasique et apparaissent dans le Wildflysch sous forme d'olistolithes provenant de la nappe transylvaine de Perșani.

Age de la formation de Wildflysch. La formation de Wildflysch peut être attribuée au Barrémien-Albien. L'âge barrémien et aptien peut être prouvé à l'aide des fossiles trouvés à différents endroits dans la formation de Wildflysch par Noszky (1950), Patrulius (1960), Atanasiu (1929), Băncilă (1941), Săndulescu (1968). La présence de l'Albien est prouvée par l'association micropaléontologique trouvée à la partie supérieure du Wildflysch (J. Săndulescu, 1967) et par les Neohibolites (Preda et Pelin, 1963).

Vraconien-Cénomanien

(Conglomérats de Birnadu)

Les dépôts gréseux-conglomératiques qu'on attribue au Vraconien-Cénomanien représentent des formations post-tectoniques, qui recouvrent en transgression tant la nappe de Hăghi-



mais que celle bucovinienne. Nous les avons séparées sous le nom de conglomérats de Birnadu. Ils occupent des superficies importantes au nord de la vallée du Bicaz (les monts Criminiș, Munticelu, Jidanu, Giurgău et Hăgheș). Au sud de cette vallée, ils constituent quelques bandes (lambeaux) discontinues (Surduc, le mont Vete — la vallée Javardi).

Les conglomérats de Birnadu sont polymictiques, à ciment gréseux, argileux ou calcaire. Les éléments constitutifs proviennent de la nappe de Hăgheș et aussi de celle bucovinienne. En quelques endroits, situés au voisinage de l'actuel contour l'érosion de la nappe de Hăgheș les conglomérats renferment de très grands blocs (200-50.000 m³) de calcaires tithoniques, néocomiens ou urgoniens. On a séparé ces blocs sous le nom de klippes sédimentaires d'érosion, issues de la destructions de la nappe de Hăgheș après sa mise en place, afin de les différencier des klippes sédimentaires de glissement, qui se trouvent dans la formation de Wildflysch.

Outre les conglomérats polymictiques, on connaît encore des conglomérats oligomictiques, constitués surtout de fragments de quartz. Les grès sont intercalés irrégulièrement et à différents niveaux, avec la possibilité de remplacer parfois, latéralement, les conglomérats. Les passages, d'un type lithologique à l'autre, sont d'ailleurs très rapides et fréquents.

L'âge des conglomérats de Birnadu a été établi à l'aide des études micropaléontologiques (J. Sandulescu, 1967), qui ont mis en évidence une microfaune cénonmanienne collectée à plus de 300 m au-dessus de la base des conglomérats, dont l'épaisseur est d'environ 600-700 m. Vu que partout dans la zone cristalino-mésozoïque la transgression post-albienne débute par le Vraconien, qui est associé au Cénomanien, nous rangeons les conglomérats de Birnadu dans le Vraconien-Cénomanien.

TECTONIQUE

Uhlig (1907) a appliqué le premier la théorie des charriages dans la zone cristallino-mésozoïque, en distinguant la nappe bucovinienne et la nappe transylvaine, qu'il considère d'âge mésocrétacé. Plus tard, Atanasiu (1929), Macovei (1927) et Băncilă (1941) vont contester l'existence des charriages dans cette zone, idée qui est encore admise par quelques auteurs (Preda, Pelin) jusqu'à présent. Popescu-Voitești (1928) et Preda (1940, 1953) soutiennent toujours l'idée des charriages et Băncilă (1958) admet le charriage en bloc de la zone cristallino-mésozoïque (qu'il dénommait „l'unité centrale") sur la zone du flysch.

TECTONIQUES ANTÉALPINE DES SCHISTES CRISTALLINS

La tectonique antéalpine des schistes cristallins est dominée par l'existence du charriage de la série des gneisses de Rărău sur la série de Tulgheș (Popescu-Voitești, 1928; Streckeisen, 1933; Kräutner, 1938; Băncilă, 1941; Mureșan, 1967 etc.).

La superposition de la série des gneiss de Rărău sur la série de Tulgheș est visible dans la région que nous avons étudiée au nord de la vallée du Toșorog. D'ici vers le sud, le plan de charriage approche d'abord la verticale et après, depuis la vallée de Tepeșeni vers le sud il est renversé, avec un fort pendage vers l'est. Dans ce dernier secteur, bien que, géométriquement, la série de Tulgheș soit supérieure à celle des gneisses de Rărău, on doit toujours admettre l'existence d'un charriage des gneisses au-dessus de l'épizone puisque : 1) la série de Tulgheș vient en contact avec la série des gneisses de Rărău par ses niveaux supérieurs et non pas par son horizon de base, 2) au contact avec la série de Tulgheș, la série des gneiss de Rărău est souvent rétromorphisée, bréchifiée ou a subi des laminations tectoniques évidentes, 3), dans



le secteur où le plan marquant le contact entre les deux séries cristallines à pendages vers l'est, tout le flanc externe du synclinal de Häghimas est replissé et présente des déversements vers l'ouest.

On peut donc considérer que l'existence de la nappe des gneiss de Rarău est une réalité. Il reste à établir son âge. Nous nous rallions à l'opinion avançant l'âge préalpin, pour les raisons suivantes : 1) on ne connaît nulle part, au-dessous du plan de charriage, des formations mésozoïques ou plus jeunes, 2) les dolomies anisiennes et aussi les dépôts jurassiques (couche de Lunca) recouvrent d'une manière discordante et transgressive sur la trace du plan de charriage (la partie S de la „crête de Dămuc”), 3) des formations sédimentaires paléozoïques supérieures (brèches de Häghimas) surmontent d'une manière discordante tant la série des gneiss de Rarău que la série de Tulgheş, 4) les dernières manifestations magmatiques, liées au massif de Ditrău, dont l'âge hercynien a été démontré à l'aide des données radiométriques, traversent le plan de charriage situé entre la série des gneiss de Rarău et la série de Tulgheş, en marquant l'âge plus ancien de celui-ci.

La vergence du charriage des gneiss de Rarău est généralement admise comme orientale dans le même sens que celle des charriages alpins. Vu que dans la répartition des faciès des terrains cristallins préalpins, la série des gneiss de Rarău et la série de Bretila devraient occuper la même zone ou tout au plus des zones voisines et que la série de Bretila occupe la position paléogéographique la plus externe, nous considérons que le charriage de la nappe des gneiss de Rarău s'est déroulé de l'est vers l'ouest en transportant ainsi des formations ayant, normalement, une position externe, vers des zones plus internes, d'où elles ont été reprises ensuite par la tectogenèse alpine et charriées de nouveau vers l'est (au sein de la nappe bucovinienne). La vergence occidentale de la nappe des gneiss de Rarău est conforme aux vergences hercyniennes, également occidentales, mises récemment en évidence dans les monts de Rodna (Kräutner et Kräutner, 1969).

Tectonique de la nappe bucovinienne

La nappe bucovinienne est une nappe de charriage de II-e degré, c'est -à-dire une nappe de cisaillement. Vu le niveau où s'est produit le cisaillement, c'est une nappe de socle. Elle peut être comparée, au point de vue de son type, à la nappe gétique, à la nappe de Biharia ou aux nappes austro-alpines inférieures des Alpes Orientales. Le caractère de nappe de cisaillement est visible sur le flanc externe du synclinal de Häghimas, où le plan de charriage de la nappe bucovinienne coupe d'une manière oblique les formations cristallophylliennes et sédimentaires, déterminant le cisaillement subséquent des noyaux de plusieurs structures anticlinales. La largeur minimale du charriage de la nappe bucovinienne mesurée sur la transversale de la région étudiée est de 20 km ; c'est sûrement une valeur minime, vu que sur la transversale des monts de Rodna elle atteint une valeur de plus de 70 km.

Le caractère de nappe de l'unité bucovinienne est relevé par plusieurs faits : 1) elle est bordée à l'extérieur (est) par une dislocation frontale ininterrompue, 2) le long de cette ligne frontale prennent contact des dépôts synchrones mais à faciès différents (les couches de Sinaia et les couches de Lunca;) leur épaisseur est aussi nettement différente (les couches de Sinaia sont dix fois plus épaisses que celles de Lunca) et les formations de leurs toits sont également synchrones et hétéropiques (le Wildflysch et les couches de Bistra), 3) sous le plan de charriage de la nappe bucovinienne sont coincés des lambeaux de rabotage constitués de dépôts mésozoïques (trias-néocomiens) dont le faciès diffère tant de ceux de la nappe bucovinienne (d'en dessus) que de ceux de la nappe de Ceahlău (d'en dessous) dépôts qui proviennent d'une autre unité tectonique—la nappe sub-bucovinienne. Ces dépôts sub-bucoviniens apparaissent, en effet,



d'en dessous de la nappe bucovinienne dans les fenêtres de Tomești et de Valea Putnei, en marquant la réalité du charriage.

La nappe bucovinienne a été mise en place après l'accumulation du Wildflysch et avant la sédimentation des congolérats de Birnadu, donc pendant la phase mésocrétacée. Mais on y reconnaît aussi les traces des déformations plus anciennes, préparoxysmales.

Discontinuités intra-triasiques. La première discontinuité de la série bucovinienne est celle intra-werfénienne, liée à la phase montenegro. Cette discontinuité est exagérée par endroits, par le décollement local des dépôts médico-triasiques de leur substratum. La deuxième discontinuité est placée entre le Ladinien et l'Anisien, ayant le caractère d'une discordance simple. Au dessus des calcaires ladinien, on peut difficilement reconnaître les discontinuités ; il serait possible de placer une à la base des calcaires oolithiques liasiques, bien qu'eux aussi aient partout, dans leur lit, les mêmes dépôts (Trias supérieur).

Structures liées à la phase donetz. Avant la sédimentation des calcaires gréseux médico-jurassiques ont eu lieu des déformations qui ont engendré des plis à flancs inclinés jusqu'à 40-50°. Ces plis sont couverts, avec une discordance de 30-50°, par les dépôts du Dogger. Ils peuvent être observés dans la région de Lacul Roșu, orientés N-S. Il y a aussi une série de failles transversales, qui peut-être ont été engendrées par les mouvements tectoniques liés à la phase donetz ; ces failles, qui ont rejoué, plus tard, sont caractérisées par le fait que de leur deux côtés les dépôts du Dogger reposent sur différents termes du Trias, plus jeunes dans les compartiments effondrés et plus anciens dans ceux élevés, en marquant le fait que le déplacement le long des failles a eu lieu avant l'érosion qui a précédé la sédimentation du Dogger. On a reconnu des structures de ce type sur le flanc occidental du synclinial.

Structures liées aux phases névadienne et austro-alpine. A plusieurs endroits, on peut mettre en évidence des discordances angulaires liées à l'une de ces deux phases. Les structures de cet âge sont marquées par les rapports de discordance, sous différents angles, entre les couches de Lunca et le Dogger (le Mont Pavaş, le Mont Fagul — Valea Mare) ou entre la formation de Wildflysch et les couches de Lunca (la crête de Dămuc). Les premières ont été engendrées pendant la phase névadienne, les autres pendant la phase austro-alpine. Mais, il y a des endroits où on a constaté l'existence d'une discordance angulaire à la base de la formation de Wildflysch, sans pouvoir préciser si elle est liée à la phase austro-alpine ou à celle névadienne, vu que dans le mur du Wildflysch les dépôts les plus jeunes sont ceux médico-jurassiques. C'est le cas de plusieurs structures (plis ou failles inverses) tant sur le flanc externe (Piatra Pințărenilor, Bitca Neagră, S Bitca Neagră) que sur le flanc interne (2 plis anticlinaux, placés entre les ruisseaux Cupașu et Lapoș, le graben transversal à l'ouest de Piatra Unică).

Les structures liées aux phases névadienne et austro-alpine sont, en général, des structures à moyen rayon de courbure et à extension longitudinale réduite. C'est seulement l'anticlinal frontal de la nappe bucovinienne esquisse pendant la phase austro-alpine qui fait exception

Structures liées à la phase paroxysmale (autrichienne). Le charriage de la nappe bucovinienne a eu lieu pendant la phase autrichienne, vu que les dépôts les plus jeunes participant à la constitution de la nappe sont albiens et que les dépôts discordants les plus anciens qui recouvrent la trace du plan de charriage sont vraconien-cénomaniens (les congolérats de Șoimul, en URSS, Kruglov, 1966).



L'une des principales structures engendrées pendant la phase autrichienne est l'anticinal frontal de la nappe bucovinienne. Il peut être poursuivi le long de la „crête” de Dămuc et, au sud de l'affaissement périclinal de celle-ci, dans l'anticinal de Lunca. La continuité structurale entre la „crête” de Dămuc et l'anticinal de Lunca est évidente, les couches de Lunca constituant la majeure partie de celui-ci, revêtant d'une manière périclinale les schistes cristallins et les dépôts triasiques de la „crête”. La ligne frontale de la nappe bucovinienne est placée à l'est de la „crête” de Dămuc et de l'anticinal de Lunca. Sur le flanc oriental de ce dernier les couches de Lunca, ranversées ou à forts pendages vers l'est, viennent en contact tectonique avec les couches de Sinaia de la nappe de Ceahlău, qui constituent à proximité de la dislocation le flanc occidental d'un anticinal appartenant à cette dernière nappe.

A l'ouest de l'anticinal frontal on peut reconnaître le synclinal Dealul Stinjeni, dont la partie N supporte le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc, l'anticinal Trei Fintini, dont le flanc occidental est recouvert par la grande masse de la nappe de Hăghimaș, et „le synclinal de la nappe” qui n'est marqué que par ses flancs, son remplissage étant en réalité représenté par la nappe de Hăghimaș elle-même. Tous ces plis sont développés dans la partie centrale du synclinal de Hăghimaș; vers le N et vers le S, sa structure devient beaucoup plus simple,

Tectonique de la nappe sub-bucovinienne

On ne connaît, dans la région étudiée, que les lambeaux de rabotage arrachés à la nappe sub-bucovinienne, coincés au front de la nappe bucovinienne, à Gura Dămucului et à Bitca Rotundă.

Dans le lambeau de rabotage de Gura Dămucului il a été possible d'effectuer quelques observations permettant de déchiffrer une partie de l'évolution des mouvements tectoniques dans le domaine sub-bucovinien. Ce lambeau est constitué de deux écailles coupées d'une manière subséquente par le plan de cisaillement de sa base; les écailles sont donc plus anciennes que le moment de l'arrachement du lambeau, qui doit être autrichien, pouvant être engendrées pendant la phase austro-alpine, vu que les dépôts les plus jeunes entraînés dans ces écailles sont les brèches néocomiennes. Tenant compte de cette hypothèse, la phase austro-alpine a été suivie, dans le domaine sub-bucovinien, par une période d'exondation, car on ne connaît nulle part dans cette unité des dépôts barrémiens ou plus jeunes.

On a constaté — par des coupes de reconnaissance effectuées dans la région des fenêtres de Tomești et de Valea Putnei, où apparaît la nappe sub-bucovinienne, qu'elle ne présente pas de dislocations importantes, ce qui nous fait penser que les lambeaux de rabotage ont été arrachés à la partie frontale de la nappe où les dislocations ont été plus accusées. La présence des schistes cristallins dans l'une des écailles du lambeau de Gura Dămucului démontre que les dislocations mentionnées ont affecté aussi le socle.

Tectonique de la nappe de Hăghimaș

La nappe de Hăghimaș est supérieure à la nappe bucovinienne notamment à la formation de Wildflysch de celle-ci. Cette position nous autorise à placer l'aire d'origine de la nappe de Hăghimaș à l'ouest de celle de la nappe bucovinienne. Une interprétation contraire serait infirmée par plusieurs faits, notamment : 1) on connaît à l'extérieur du domaine bucovinien d'autres domaines de faciès que celui connu dans la nappe de Hăghimaș, 2) la vergence générale des nappes alpines est — dans les Carpates Orientales — vers l'est, 3) le faciès nettement médi-



terranén du Trias et du Jurassique transylvain montre que celui-ci ne peut pas être placé plus proche de l'avant-pays que celui bucovinien.

Si l'on considère, conventionnellement, que la nappe de Hăgħimāṣ ne dépasse pas le front de celle bucovinienne, la largeur minimale du charriage de la première est d'environ 60-70 km.

Structures liées aux déformations préparoxysmales. La forme de lambeaux de rabotage sous laquelle apparaissent les dépôts triasiques et jurassiques de la nappe de Hăgħimāṣ rend difficile l'analyse des phases de déformation prékimméridgiennes. La première discontinuité à saisir est celle située entre le Kimméridgien et le Tithonique. Elle est marquée par une discordance angulaire de 10-15°. Elle peut correspondre à la phase névadienne, placée entre le Néocomien et le Barrémien, étant marquée par le recouvrement transgressif des calcaires urgoniens. Dans la région de la vallée du Bicaz il y a des arguments permettant de considérer cette discontinuité du type d'une discordance angulaire. Elle serait le résultat des déformations austro-alpines. Une série d'écailles de la nappe de Hăgħimāṣ (l'écaille d'Ocsem) sont probablement nées aussi pendant la phase austro-alpine, vu qu'elles sont coupées obliquement par le plan de charriage de la nappe.

Mise en place de la nappe de Hăgħimāṣ. Le processus de mise en place de la nappe de Hăgħimāṣ, qui est une nappe de décollement par gravitation (Sandulescu, 1967, 1968, 1969) n'est pas strictement lié à une phase de compression. Le déplacement de la nappe s'est déroulé probablement à une vitesse moins grande que dans le cas des nappes de cisaillement, ce qui explique la présence, à plusieurs niveaux dans la formation de Wildflysch, des klippes sédimentaires détachées du front de la nappe qui avançait.

Eléments structuraux de la nappe de Hăgħimāṣ. Le contour d'érosion fermé de la nappe de Hăgħimāṣ permet l'analyse de son plan de charriage. On constate qu'il est, dans la partie occidentale de la nappe, presque horizontal. Vers l'est, il est plus ou moins déformé, atteignant des inclinaisons jusqu'à 35° dans la vallée du Bicăjel ou même de 40-60° dans le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc.

Le lambeau de recouvrement de Munticelu-Surduc est le plus grand lambeau de recouvrement appartenant à la nappe. Un lambeau de recouvrement de dimensions bien plus réduites, constitué de dépôts triasiques dont la succession stratigraphique est inverse, apparaît dans le mont Criminiș.

On connaît à la base de la nappe de Hăgħimāṣ, une série de lambeaux d'entrainement, constitués de dépôts triasiques et liasiques (le col de Ciofronca, Hăgħimāṣul Mare, Piatra Unică, Piatra Crăpată). La surface le long de laquelle ils ont été entraînés présente tous les caractères du rabotage basal décrit par Faillot (1944). Ce caractère est évident à une analyse des rapports entre le plan de charriage de la nappe et les pendages des couches dont elle est formée, qui sont obliques par rapport au plan. La présence du rabotage basal explique d'une manière satisfaisante les dimensions et la forme des lambeaux d'entrainement laminés et dilacérés pendant le processus de charriage. Le rabotage basal a été probablement accentué par un processus de décollement entre la mase de calcaires malm-néocomiens et les formations sousjacentes, processus qui a déterminé

l'avancement plus rapide des calcaires massifs par rapport aux dépôts prékimméridgiens. L'existence du rabotage basal rend impossible l'interprétation d'une superposition normale des calcaires du Malm sur les formations sous-jacentes, même si l'on exclut, par absurd, la présence du Wildflysch au-dessous de la nappe.

Une série de fenêtres et demi-fenêtres soulignent le caractère d'unité charriée de la nappe de Häghimas. Il s'agit de la fenêtre de Gropile au sud du mont Ghileoş et de la fenêtre „dypire” des Gorges du Bicaz, les deux exposant, sous la nappe, la formation de Wildflysch. La demi-fenêtre des Gorges du Bicaz fait apparaître la même formation d'au-dessous les calcaires tithoniques de la nappe de Häghimas.

Teetonique post-paroxysmale

Les déformations post-paroxysmales ont affecté tant la couverture post-tectonique que les nappes qu'elle recouvre. Elles sont du type de rétrochevauchement, étant postérieures à la principale phase de déformation et ayant une vergence inverse par rapport à la vergence générale de la chaîne.

Les structures formées pendant les déformations post-paroxysmales apparaissent tout le long du synclinal de Häghimas tant sur les flancs oriental (les écailles du mont Chicera, la position rétrodéversée de „la crête” de Dämucul) et occidental (l'écaille du mont Cupaşu, l'écaille de Lacul Roşu, l'écaille du „canton forestier” qui cisaille également la nappe bucovinienne et la nappe de Häghimas), qu'au milieu du synclinal (les synclinaux de Häghieş, du mont Criminiş, du mont Jidanu, tous remplis par les conglomérats de Birnadu et rétrodéversés). On connaît, également — appartenant à la phase post-paroxysmale — des plis droits ou déversés vers l'est (l'anticlinal de Şugău, le synclinal du mont Vete, le synclinal de Javardi).

Les caractères généraux des déformations post-paroxysmales peuvent être ainsi résumés : 1) les failles sont du type des rétrochevauchement, 2) les plis sont soit droits soit rétrodéversés, 3) les directions des éléments structuraux sont obliques par rapport aux structures paroxysmales, 4) les structures post-tectoniques et celles paroxysmales ne sont pas coaxiales.

Les déformations post-paroxysmales dans le synclinal de Häghimas sont plus jeunes que le Vraconien-Cénomanien. En ce qui concerne l'ensemble de la zone cristallino-mésozoïque, l'on constate qu'il y a deux moments pendant lesquels des rétrochevauchements ont été engendrés : l'un laramique et l'autre savique ou styrique (Postăvaru, Sănduleşcu, 1964; Birgău, Atanasiu et al., 1956).

CONSIDÉRATIONS PALÉOTECTONIQUES SUR LE SYNCLINAL DE HÄGHIMAS DANS LE CADRE GÉNÉRAL DE LA STRUCTURE DES CARPATES ORIENTALES

Le système géosynclinal carpatique, qui se rattache au rameau septentrional de la grande région géosynclinale alpine, est constitué d'une série d'éléments de second ordre du type des sillons géosynclinaux, des rides et des cordillères. Une grande partie des dépôts accumulés sur les rides ou dans les sillons géosynclinaux constituent à présent des nappes de charriage, déplacées parfois loin de leur aire d'origine. L'étude de ces nappes permet de reconstituer les conditions de sédimentation de ces séries, tout comme les caractères paléotectoniques des zones de sédimentation. Mais, en certains cas, l'érosion avancée ou le laminage tectonique ont supprimé partiellement ou même entièrement certains termes des successions primaires, ce qui rend encore plus difficile leur reconstitution. A partir de l'étude détaillée que nous avons effectuée sur le



synclinal de Hăghimaș et des données actuelles sur la zone cristallino-mésozoïque, nous allons analyser l'arrangement des éléments géosynclinaux, d'où sont issues les principales unités tectoniques de cette zone, précisément celles du massif de Maramureș.

Le but envisagé réclame une brève analyse de la structure du massif de Maramureș. Nous l'avons déjà montré, dans ce massif on peut reconnaître deux systèmes de nappes (fig. 19) : le système ou le groupe des nappes centrales et celui des nappes transylvaines. A la constitution du premier participent des nappes de socle, du type des nappes de cisaillement, au deuxième — des nappes de couverture du type des nappes de décollement. On connaît jusqu'à présent dans le groupe des nappes centrales, la nappe bucovinienne, la nappe sub-bucovinienne et l'unité de Bretila, formée à son tour de plusieurs subunités qui peuvent avoir le rang de dupliciture. La nappe de Rodna (K răutn e r, 1969), supérieure à l'unité de Bretila, semble appartenir aussi à la nappe sub-bucovinienne. Toutes les nappes du groupe central sont constituées de formations cristallophylliennes et de dépôts mésozoïques, triasique-éocrétacés. Les formations sédimentaires ont des faciès propres à chaque unité, contrairement aux séries cristallophylliennes qui participent quelquefois à la constitution de plusieurs unités.

Le groupe des nappes transylvaines est constitué au moins de deux nappes, la nappe de Persani (Ilie, 1953, 1954; P a t r u l i u s et al., 1966) et la nappe de Hăghimaș (S ăndulescu, 1967, 1968, 1969). A leur constitution participent des dépôts généralement calcaires, triasique-éocrétacés.

Les épaisseurs, le nombre des discordances, et le contenu stratigraphique varient d'une nappe à l'autre, de sorte qu'on peut, dès le début, apprécier qu'on a affaire à des zones de sédimentation distinctes, à caractères différents.

Une première série, dont on peut facilement établir le caractère paléotectonique, est celle sub-bucovinienne. L'épaisseur réduite de cette série, le petit nombre de termes stratigraphiques représentés et les nombreuses lacunes sont les principaux arguments qui nous portent à considérer que la zone d'où est issue la nappe sub-bucovinienne est une zone de ride. Sur la ride sub-bucovinienne se sont sédimentés seulement des dépôts triasiques inférieurs et moyens, liaisiens inférieurs, médio-jurassiques, tithoniques (?) et néocomiens. Leur épaisseur totale (cumulée des différents points de la nappe) ne dépasse guère 150 m, mais par endroits elle touche seulement quelques mètres. Cette condensation remarquable et l'abondance des discordances révèle assez bien la similitude de la ride sub-bucovinienne avec celle briançonnaise, des Alpes Occidentales. Ce rapprochement doit être considéré seulement comme une comparaison des deux éléments paléotectoniques à fonctions et constitutions pareilles.

L'unité de Bretila trahit, par rapport à la ride sub-bucovinienne, des traits en quelque sorte semblables, bien qu'entre ces deux unités il y aient assez de différences. Tout d'abord le faciès des dépôts mésozoïques de l'unité de Bretila est différent de celui sub-bucovinien. C'est ici, dans le Trias moyen, que se sont développées des dolomies bitumineuses bien stratifiées qui ne ressemblent à aucune autre séquence du Trias des autres nappes du massif de Maramureș. Ces dolomies bitumineuses supportent des calcaires et des schistes rouges et jaunâtres, probablement ladiniens, surmontés de dépôts médio-jurassiques, gréseux (D im i t r e s c u, 1960, 1965; M u t i h a c, 1968). Il est à remarquer que toujours dans le massif de Maramureș, mais au-delà des frontières du pays, en URSS, dans cette unité (connue là sous le nom d'unité de Beli Potoc) on décrit un Permien assez épais à intercalations d'éruptions porphyriques (H a i n et al., 1968) qui n'est connu chez nous qu'au sud de la zone cristallino-mésozoïque, dans la région de Vulcan (Brașov) (S ăndulescu, 1967 b). Ces traits font différencier l'unité de Bretila par rapport aux autres unités tectoniques du massif de Maramureș. La faible largeur et le nombre réduit des termes nous permettent de la rapprocher — en ce qui est du type d'élé-

ment paléotectonique—à la ride sub-bucovinienne tandis que la présence des éruptions permises plaident pour une zone plus affaissée adjacente à la ride, avec la possibilité de placer, sur la zone de liaison des deux éléments, les points d'alimentation des produits volcaniques.

La zone de sédimentation de la série bucovinienne doit être placée à l'intérieur de la ride sub-bucovinienne et adjacente à celle-ci. Les caractères de cette série nous portent à considérer qu'elle provient d'un sillon. L'épaisseur cumulée des dépôts bucoviens dépasse 1500 m. Le caractère facial de quelques termes qui participent à la constitution de cette nappe indique une zone dont la profondeur était assez grande. Il s'agit d'abord de la formation de Wildflysch dont la genèse, liée à des glissements sous-marins, suppose une profondeur accusée, afin de permettre l'existence d'un talus assez incliné pour déclencher ces glissements. Le caractère de sillon de la zone de sédimentation des dépôts de la nappe bucovinienne est étayé aussi du fait que les séquences détritiques y sont présentes ; nous envisageons surtout les dépôts médico-jurassiques, accumulés sous l'influence des apports détritiques qui, évidemment, étaient transportés vers des zones plus basses. Nous citons, à la faveur de la même idée, le développement presque complet de la succession stratigraphique triasique-éocrétacée qui, bien qu'elle présente des discordances, n'a pas de lacunes trop grandes, ce qui prouve que les périodes d'interruption de la sédimentation ont été beaucoup plus brèves que dans les autres zones. Enfin, la présence des roches éruptives basiques serait un argument de plus plaident pour l'encaissement de cette zone dans la catégorie des sillons géosynclinaux.

En général, on peut conclure, pour l'instant, de ce que nous venons d'exposer, que le groupe des nappes centrales correspond, au point de vue paléotectonique, à un couple sillon-ride, dont le dernier élément, c'est-à-dire la ride, est compliquée sur son bord externe par un „gradin” plus affaissé, réalisant le passage vers un autre sillon. Ce dernier serait le sillon qui a engendré de la nappe de Ceahlău, où la présence de la série épaisse de flysch éocrétacé ne laisse pas de doute sur son caractère paléotectonique. Il faut remarquer que la ride sub-bucovinienne, avec son seuil externe affaissé, représente le plus haut élément géosinclinal des Carpates Orientales (excepté les cordillères ayant alimenté à matériel détritique les différentes zones de sédimentation du flysch, mais dont aucune n'est conservée dans l'actuelle structure de ce segment, à l'exception de la ride envisagée).

Si l'on pousse plus loin l'essai de reconstitution, il faut analyser les caractères des zones d'où proviennent les nappes transylvaines. Dans ce but, on est obligé tout d'abord de préciser la position des deux nappes, l'une par rapport à l'autre. Les relations dans le temps et dans l'espace existant entre ces deux unités ont permis de conclure que la nappe de Perșani est inférieure à celle de Hăghimaș (Săndulescu, 1967, 1968, 1969). La nappe de Perșani est charriée sur le Wildflysch bucovinien et supporte d'une manière transgressive et discordante une couverture post-tectonique, qui dans les monts Perșani débute par l'Aptien supérieur ou par l'Albien (Patrulius et al., 1966). Donc, son âge est intra-aptien, plus ancien que celui de la nappe de Hăghimaș, que l'on a vu se mettre en place à la fin de l'Albien. D'autre part, dans l'extrême-est septentrionale des monts Perșani, à Merești, des calcaires massifs tithoniques allochtones identiques à ceux de la nappe de Hăghimaș ont une position supérieure aux lambeaux de recouvrement de la nappe de Perșani. En même temps, dans les synclinaux de Hăghimaș et de Rarău, dans la formation de Wildflysch, il y a des klippes sédimentaires appartenant à la nappe de Perșani, dont la position est inférieure à la nappe de Hăghimaș ; il s'agit des calcaires de „Guttenstein” dans le Rarău ou des serpentines qu'on attribue au Trias dans le Hăghimaș.

Tout ce que nous venons d'exposer nous permet de considérer comme justifiée l'hypothèse selon laquelle la nappe de Hăghimaș occupe une position supérieure à celle de Perșani. Il s'ensuit évidemment que la zone de sédimentation de la première nappe est plus interne (occidentale)

que la deuxième. Cependant, l'analyse de la répartition en surface des deux nappes réclame quelques précisions : tandis que la nappe de Hăghmaş est développée tout spécialement dans la partie centrale et septentrionale de la zone cristallino-mésozoïque, celle de Persani touche son principal développement dans la partie méridionale de celle-ci. Cette situation suggère une sorte de relais qui pourrait exister entre les deux nappes, relais dû à une situation primaire dans les rapports des deux zones de sédimentation, qui ont engendré ces nappes. Le relais des deux zones de sédimentation présentes du nord vers le sud n'exclut guère la position plus interne de la nappe de Hăghmaş, mais rétrécit la largeur totale du domaine d'origine des nappes transylvaines (fig. 20).

Si l'on revient au problème concernant la reconstitution des éléments géosynclinaux des Carpates Orientales internes, nous pouvons faire, maintenant, après avoir passé en revue les problèmes liés aux rapports entre les nappes transylvaines, l'analyse de leur position par rapport au couple sillon-ride du groupe des nappes centrales.

Les caractères faciaux des séries triasiques des nappes transylvaines nous permettent de les considérer en tant que dépôts de type pélaqique, de mer ouverte, à caractères fauniques méditerranéens. La présence des calcaires de Hallstatt rapproche le Trias supérieur transylvain du type facial „ammonitico rosso”, type auquel on peut rattacher aussi les dépôts calcaires du Kimméridgien des mêmes nappes. La sédimentation de ce type est considérée caractéristique à la période de vacuité des sillons géosynclinaux (A u b o u i n , 1968). Même si l'on refuse le modèle d'Aubouin quant à l'évolution et la division des géosynclinaux, on retient quand même que ce type de sédimentation est caractéristique pour les sillons et pas pour les rides. La même idée est étayée encore de la présence des roches éruptives basiques du Ladinien de la nappe de Persani (P a t r u l i u s et al., 1966). La présence dans leur cadre, outre les diabases et les mélaphyres, des roches ultrabasiques y renforce la conclusion ci-dessus formulée.

En considérant les nappes transylvaines provenant d'un sillon géosynclinal situé à l'intérieur de la zone qui a engendré la nappe bucovinienne, il faut choisir l'une de ces deux possibilités d'interprétation : 1) les deux zones appartenaient au même sillon géosynclinal ou 2) le sillon transylvain était indépendant de celui bucovinien et ils étaient tous les deux séparés par une zone de ride ou par une cordillière (prétransylvaine). Les caractères très différents des facies de ces deux domaines nous portent à préférer la deuxième possibilité, mais — dans cette situation — il nous est impossible d'apporter des précisions quant au caractère des éventuels dépôts qui seraient déposés sur la ride séparant les deux sillons. Il paraît plus facile de considérer qu'entre les deux domaines il y avait une zone étroite, dans la plus grande partie exondée ou avec une sédimentation extrêmement réduite. Cette zone aurait été, probablement, dépassée par le charriage des nappes transylvaines sans avoir engendré, à son tour, d'une unité tectonique. Cette interprétation rapproche, en quelque sorte, les nappes transylvaines des nappes de la zone du flysch, qui ont dépassé, elles-aussi, par charriage, les cordillères séparant les sillons géosynclinaux. Ce rapprochement pourrait ne pas être fortuit, vu que les nappes du flysch, de même que les nappes transylvaines sont des nappes de couverture.

Nous ne croyons pas qu'entre les domaines de sédimentation des deux nappes transylvaines existaient d'importants éléments de séparation. Seulement l'évolution dans le temps, surtout après le Lias, paraît être différente. Dans ce moment s'est produit un processus semblable à l'inversion, bien que de moindres dimensions (proportions). Au cours du Trias, la zone correspondant à la nappe de Persani était plus affaissée (ici se déposaient des calcaires bitumineux, avaient lieu des éruptions et des intrusions basiques et ultrabasiques, etc.) celle correspondant à la nappe de Hăghmaş semble être un peu plus élevée (à dolomites).



mies, calcaires gréseux), mais n'avait pas le caractère d'une ride, si l'on tient compte qu'on y trouvent les calcaires de Hallstatt. Pendant le Lias inférieur, les conditions sont uniformes, dans les deux secteurs du sillon transylvain se déposant les calcaires d'Adneth. Après ce moment, de le secteur qui va engendrer la nappe de Persani subit un soulèvement assez accusé — ici ne se déposent plus que très sporadiquement des dépôts carixiens, aaléniens et bathoniens (Patruilus et al., 1966), tandis que le domaine de la nappe de Häghimäş subit un affaissement correspondant aux conditions de sédimentation du Kimmeridgien („ammonitico rosso“) et ensuite un soulèvement progressif, pendant lequel se déposent les calcaires tithoniques, qui ne sont pas des dépôts trop profonds. Un moment de désalinisation a eu lieu au début du Crétacé inférieur — l'horizon marneux renferment des characées — puis le régime marin est revenu dans les mêmes conditions de bathymétrie (profondeur moyenne).

On peut conclure, de ce qu'on vient de présenter, que, si au début le sillon transylvain était bien individualisé, vers la fin du Jurassique et durant le Crétacé inférieur il a subi d'une manière différenciée par secteurs un soulèvement, qui a abouti à la genèse d'une ride. Ce fait a certainement favorisé la genèse des nappes de couverture transylvaines, facilitant le décollement des dépôts calcaires massifs, de leur socle. Leur écoulement dans la plus grande partie gravitationnel, vers le sillon bucovinien a commencé dès le milieu du Crétacé inférieur. La nappe de Persani, qui occupait une position plus externe et plus élevée, est partie la première, suivie ensuite par celle de Häghimäş, cette dernière ayant continué d'avancer davantage et, éventuellement plus loin, jusqu'à la fin de l'Albien.

Ces considérations nous permettent de conclure que, dans les Carpates Orientales internes, l'on a affaire à trois sillons parallèles : le sillon du flysch de la nappe de Ceahlău, le sillon bucovinien et le sillon transylvain, les deux premiers séparés par la ride sub-bucovinienne, qui comporte un „gradin“ plus bas vers l'extérieur, les deux derniers — par une cordillère qui a été dépassée, au point de vue tectonique, pendant les processus de charriage. On peut en déduire que dans cette partie des Carpates Orientales il y a un couple et demi du type de ceux décrits par Abubouin (1959, 1965) ; si l'on considère l'entier segment des Carpates Orientales, leur nombre va augmenter. On peut pousser plus loin ces comparaisons et attribuer le sillon transylvain et celui bucovinien au type de sillon eugéosynclinal, tenant compte de la présence des roches éruptives basiques. Ces comparaisons révèlent, tout d'abord, que l'encaissement des éléments paléotectoniques dans le schéma proposé par Abubouin soulève des difficultés, le nombre des sillons éo- et respectivement mio-géosynclinaux étant plus grand que celui proposé par cet auteur pour un segment geosynclinal.

La présence des roches ultrabasiques dans les nappes transylvaines soulève la question des fractures profondes ayant existé dans le socle des zones de sédimentation, fractures qui ont déterminé l'épanchement des magmas. Le caractère des nappes de couverture rend difficile l'analyse directe du socle initial des nappes transylvaines. Nous pouvons seulement supposer que dans le soubassement de l'actuelle dépression de la Transylvaine soit resté au moins une partie de ce socle, situé à l'ouest de la nappe bucovinienne. Nous sommes d'avis que la fracture qui a permis l'ascension des magmas basiques et ultrabasiques a été placée sur la bordure vers le domaine de la nappe de Persani, vu qu'on y connaît des produits ultrabasiques. C'est très probable qu'elle ait délimité, vers l'intérieur, c'est-à-dire vers le sillon transylvain, la cordillère que nous avons soupçonnée de l'avoir séparée du sillon bucovinien.

Il ne faut pas chercher la zone d'alimentation des effusions basiques de la nappes bucovinienne, si l'on tient compte de leurs caractères pétrographiques, à une profondeur trop grande, mais on peut la placer, en tout cas, plus haut que celle des serpentines, de sorte qu'on puisse admettre qu'elle ne doit pas coïncider avec cette dernière, bien qu'on puisse leur accorder —

afin de simplifier l'analyse — une source commune. Dans ce cas-là, elle serait liée à la même cordillière, étant placée seulement sur le flanc oriental de celle-ci. Il est très probable que, dans la cas contraire, la source des effusion basiques du sillon bucovinien soit localisée dans la zone de jonction de celui-ci avec la ride sub-bucovinienne. Ce qui plaide pour la deuxième hypothèse c'est que les éruptions basiques sont plus riches sur le flanc externe du synclinal Hăgihimăş que sur celui interne, bien qu'elles n'y fassent guère défaut.

Les rides, les sillons et les cordillères ci-dessus définis représentent les éléments paléotectoniques du massif de Maramureş. On peut les retrouver, partiellement, au nord ou au sud de celui-ci. Toutes les conclusions que nous avons avancées envisagent uniquement ce massif et seulement d'une manière partielle les autres segments carpathiques. Mais, il ne faut pas encore dépasser le cadre du massif de Maramureş, de sorte que nous allons arrêter ici nos considérations sur la reconstitution paléotectonique. En synthétisant les considérations que nous venons de faire dans ce chapitre, nous désirons retenir quelques idées considérées importantes :

la zone cristallino-mésozoïque, bien qu'elle représentât seulement une partie du segment oriental du système orogénique carpatique, a résulté d'un ensemble complexe de sillons et de rides ou de cordillères ;

leur évolution dans le temps a été inégale au point de vue de la conservation de leur caractère primaire. Quelques uns, notamment le sillon transylvain, ont subi des inversions partielles ou totales, se transformant en zone à caractère de ride ;

dans la zone cristallino-mésozoïque on peut reconnaître au moins deux sillons à caractère eugéosynclinal ; si l'on y ajoute le sillon qui a engendré de la nappe du flysch noir, leur nombre va augmenter à trois ;

c'est la ride sub-bucovinienne qui est le plus haut élément paléotectonique des Carpates Orientales conservé dans l'une de leurs unités structurales.

CONCLUSIONS

Les recherches effectuées dans la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăgihimăş ont permis de distinguer trois nappes d'âge alpin, superposées : la nappe sub-bucovinienne, la nappe bucovinienne et la nappe de Hăgihimăş. Elles sont caractérisées par des successions stratigraphiques propres, renfermant des dépôts sédimentaires d'âge triasique — éocrétacé. Les trois successions sont :

Dans la nappe bucovinienne :

Schistes cristallins	— la série de Bistriţa-Barnar
	— la série de Tulghes
	— la série des gneisses de Rarău
Paléozoïque supérieur	— les conglomérats de Hăgihimăş
Séïsien	— grès et conglomérats quartzitiques
Campilien-Anisien	— dolomies
Ladinien	— calcaires à <i>Diplopora</i>
Ladinien(?)—Carnien	— calcaires et dolomies
Sinémurien-Carixien	— calcaires oolithiques ferrugineux
Domérien	— calcaires conglomératiques et gréseux
Aalénien(+Toarcien-Bathonien)	— calcaires gréseux
Callovien-Oxfordien	— radiolarites
Kimméridgien	-- calcaires rouges lités



Tithonique-Néocomien — couches de Lunca
 Barrémien-Albien — la formation de Wildflysch

On a réussi à séparer, dans la partie N-W de cette région, un faciès particulier du Trias — le faciès à radiolarites — où au niveau du Séisien et du Campilien-Anisien sont intercalées des radiolarites rouges et vertes.

Dans la nappe sub-bucovinienne :

Schistes cristallins	— la série de Tulgheş
	— la série de Bistriţa-Barnar
Séisien	— grès et conglomérats quartzitiques
Campilien	— schistes de Campil
Anisien	— dolomies
Lias inférieur	— conglomérats quartzitiques, grès, marnes noirâtres
Dogger	— calcaires noirâtres
Néocomien	— grès et marnocalcaires

Dans la nappe de Häghimaş :

Werfénien	— couches de Werfén
	— schistes de Campil
Trias moyen	— dolomies, calcaires à silex, radiolarites
	— calcaires gréseux rouges à <i>Daonella lõmmelli</i>
Trias supérieur	— calcaires de Hallstadt
	— calcaires gréseux gris à <i>Monotis substriata</i>
Sinémurien	— calcaires marneaux rouges d'Adneth
Bathonien	— calcaires ferrugineux oolithiques
Kimméridgien	— calcaires rouges, calcaires gris, grès calcaires (couches à <i>acanthicum</i>)
Tithonique	— calcaires massifs (Stramberg)
Néocomien	— marnocalcaires
	— calcaires massifs
Urgonien	— calcaires massifs à pachyodontes et à orbitolines

On a séparé — en transgression au-dessus de la nappe bucovinienne et de celle de Häghimaş — une couverture post-tectonique représentée par des conglomérats et des grès, qu'on a dénommés les conglomérats de Bîrnadu d'âge vraconien-cénomanien.

Au point de vue tectonique, on a pu distinguer dans les trois nappes séparées et surtout dans celle bucovinienne une ou plusieurs phases de déformations pré-paroxysmales :

dans la nappe bucovinienne elles correspondent aux phases donetz, névadienne et austro-alpine ;

dans la nappe sub-bucovinienne — au moins à la phase austro-alpine ;

dans la nappe de Häghimaş — aux phases névadienne et austro-alpine.

C'est la phase mésocrétacée qui est la phase paroxysmale pendant laquelle ont été mises en place les nappes séparées.

On a pu distinguer aussi des déformations post-paroxysmales, qui se sont réalisées — très probablement — en deux phases différentes : laramienne et savique.

Les déformations post-paroxysmales ont été considérées du type des rétrochevauchements et des plis rétrodéversés, vu qu'elles ont une vergence contraire à la vergence générale de la chaîne orogénique et sont plus jeunes que les déformations principales.



Dans les séries antéalpines, on a admis l'existence d'un charriage d'âge hercynien, par lequel la série des gneisses de Rarău chevauche la série de Tulgheş. Ce charriage a, très probablement, une vergence occidentale, comparable à d'autres vergences hercyniennes distinguées dans les Carpates Orientales.

En reconstituant les éléments paléotectoniques, on est arrivé à distinguer dans la partie interne, des Carpates Orientales :

le sillon transylvain, d'où proviennent les nappes du même nom ; il a subi, après le Lias inférieur, une inversion, tout d'abord partielle et ensuite totale, en achevant son évolution avec le caractère d'une ride d'où ont décollé les nappes :

la cordillère pré-transylvaine, qui sépare vers l'extérieur le sillon transylvain ; elle a été dépassée pendant les processus de charriage ;

le sillon bucovinien, correspondant à la nappe du même nom ; c'est le plus important élément paléotectonique négatif de la zone cristallino-mésozoïque ;

la ride sub-bucovinienne, qui présente vers l'extérieur un échelon plus bas ; ce dernier correspond à l'unité de Bretila (la plus profonde unité tectonique de la zone cristallino-mésozoïque), le reste de la ride représentant la nappe sub-bucovinienne ;

le sillon du flysch de Ceahlău, d'où est issue la nappe de Ceahlău.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la partie centrale et septentrionale du synclinal de Hăgimaş.
Holocène : 1, alluvions ; 2, a) éboulements : b) cônes de déjection : c) éboulis ; Pléistocène : 3, terrasses.

Couverture post-tectonique. Cénomanien-Vraconien : 4, conglomérats de Bîrnadu ; a) Klippes sédimentaires d'érosion ; Nappe de Hăgimaş. Urgonien : 5, calcaires massifs à pachyodontes et orbitolines ; Néocomien-Tithonique : 6, calcaires massifs, a) horizon marno-calcaire (Berriasien) ; Kimméridgien : 7, calcaires nodulaires rouges, calcaires verts, grès (couches à *A. acanthicum*) ; Ladinien-Anisien : 8, dolomies, jaspes ; Werfénien : 9, couches de Werfen, couches de Campil. Nappe bucovinienne. Albien-Barrémien : 10, formation de Wildflysch, a) brèches tilloïdes ; b) mégabrèches ; c) klippes sédimentaires ; d) klippes sédimentaires plus petites que 500 m³ ; e) brèches infrajaspiques ; f) couches à jaspes ; g) roches éruptives basiques ; Hautevien : 11, conglomérats de Chicera ; Valanginien-Tithonique : 12, couches de Lunca ; Oxfordien-Callovien-Bathonien-Domérien : 13, grès-calcaires, grès ; a) jaspes ; b) siltites à *P. alpina* ; Carixien-Sinémurien : 14, calcaires oolithiques ferrugineux ; Trias supérieur : 15, calcaires et dolomies ; Ladinien : 16, calcaires blancs ; Anisien-Campilien : 17, dolomies a) jaspes ; Séïsien : 18, grès quartzitiques : a) jaspes ; Paléozoïque supérieur (Carbonifère supérieur?) : 19, brèches de Hăgimaş ; schistes cristallins : 20, série de Tulgheş ; 21, série de Dămuc ; 22, série des gneiss de Rarău (sur le flanc ouest, y compris les brèches de Hăgimaş).

Nappe sub-bucovinienne. Néocomien : 23, brèches ; Dogger-Lias : 24, calcaires noirâtres ; grès quartzitiques ; Trias : 25, dolomies, schistes de Campil ; schistes cristallins : 26, série de Tulgheş.



Nappe de Ceahlău. Néocomien : 27, couches de Sinaia ; signes conventionnels : 28, limite géologique ; 29, nappe de charriage ; 30, faille inverse ; 31, faille normale, ; 32, décrochement ; 33, position des couches ; 34, direction des coupes géologiques.

Planche II

Coupes géologiques dans la partie centrale et septentrionale du synclinal de Häghimaș.

Dépôts non-consolidés. Holocène : 1, alluvions. Couverture post-tectonique. Cénomanien-Vraconien : 2, conglomérats de Bîrnadu.

Nappe de Häghimaș. Urgonien : 3, calcaires massifs à pachyodontes ; Néocomien-Tithonique-Kimméridgien : 4, calcaires massifs et couches à *A. acanthicum* ; a. horizon marnocalcaire (Berriasien) ;

Nappe bucovinienne. Albien-Barrémien : 5, formation de Wildflysch : a. brèches tilloïdes ; b. mégabrèches ; c. Klippes sédimentaires ; d. roches éruptives basiques ; e. couches à jaspes ; f. brèches infrajaspiques ; Hauterivien : 6, conglomérats de Chicera ; Valanginien-Tithonique : 7, couches de Lunca ; Bathonien-Domérien ; 8, gréo-calcaires, grès ; Carixien-Sinémurien ; 9, calcaires oolithiques ferrugineux ; Trias supérieur : 10, calcaires et dolomies ; Ladinien : 11, calcaires blanches ; Anisien-Campilien : 12, dolomies, jaspes, ; Séïsien : 13, grès quartzitiques : a. jaspes ; schistes cristallins : 14, a. série de Tulgheș ; b. série des gneiss de Rarău.

Nappe sub-bucovinienne. Néocomien : 15, brèches ; Dogger-Lias ; 16, calcaires noirâtres, grès quartzitiques ; Trias : 17, dolomies, schistes de Campil ; schistes cristallins ; 18, série de Tulgheș.

Nappe de Ceahlău. Néocomien : 19, couches de Sinaia ; 20, limite géologiques ; 21, faille ; 22, nappe de charriage.

Planche III

Colonnes stratigraphiques des dépôts triassiques de la nappe bucovinienne.

1, schistes cristallins ; 2, conglomérats quartzitiques ; 3, grès quartzitiques ; 4, dolomies ; 5, calcaires ; 6, calcaires à Halobies ; 7, calcaires gréseux : 8, argiles à blocs.

Planche IV

Corrélation des dépôts mésozoïques du bord N-W et N du synclinal de Häghimaș.

1, schistes cristallins : 2, grès quartzitiques : 3, jaspes ; 4, dolomies ; 5, dolomies à silex ; 6, grès calcaires ; 7, calcaires brècheux : 8, Wildflysch.

Planche V

Colonnes stratigraphiques des dépôts néojurassiques et éocrétacés de la nappe bucovinienne.

1, schistes cristallins : 2, dolomies ; 3, calcaires ; 4, marno-calcaires ; 5, couches à *Aptychus* ; 6, marnes ; 7, calcaires gréseux ; 8, calcaires gréseux à silex ; 9, grès calcaires ; 10, grès ; 11, brèches ; 12, brèches à dolomies (dans les couches de Lunca) ; 13, argiles à blocs (Wildflysch) ; 14, schistes argileux ; 15, jaspes.

cp-an = Campilien-Anisien ; J₂ = Dogger ; cl-ox = Callovien-Oxfordien ; Km = Kimméridgien ; th-vg = Tithonique-Valanginien ; hv = Hauterivien ; ba = Barrémien ; s. cr = schistes



cristallins ; s. l = couches de Lunca ; cgl. ch = conglomérats de Chicera ; br. ifj = brèches infrajaspiques ; s. jp = couches à jaspes ; „s. Ap.” = couches à *Aptychus* ; wfl = Wildflysch.

Planche VI

Colonnes stratigraphiques du Néojurassique et de l'Eocrétacé de la nappe de Hăgħimāš.

Planche VII

Colonnes stratigraphiques de la Formation de Wildflysch.

1, conglomérats ; 2, brèches ; 3, mégabrèches, 4, argiles à blocs ; 5, schistes rouges ; 6, marno-calcaires ; 7, calcaires ; 8, dolomies, 9, roches éruptives basiques ; 10, jaspes ; 11, cinérites ; 12, contour d'olistolithe.

Planche VIII

Coupe géologique synthétique des Carpates Orientales centrales.

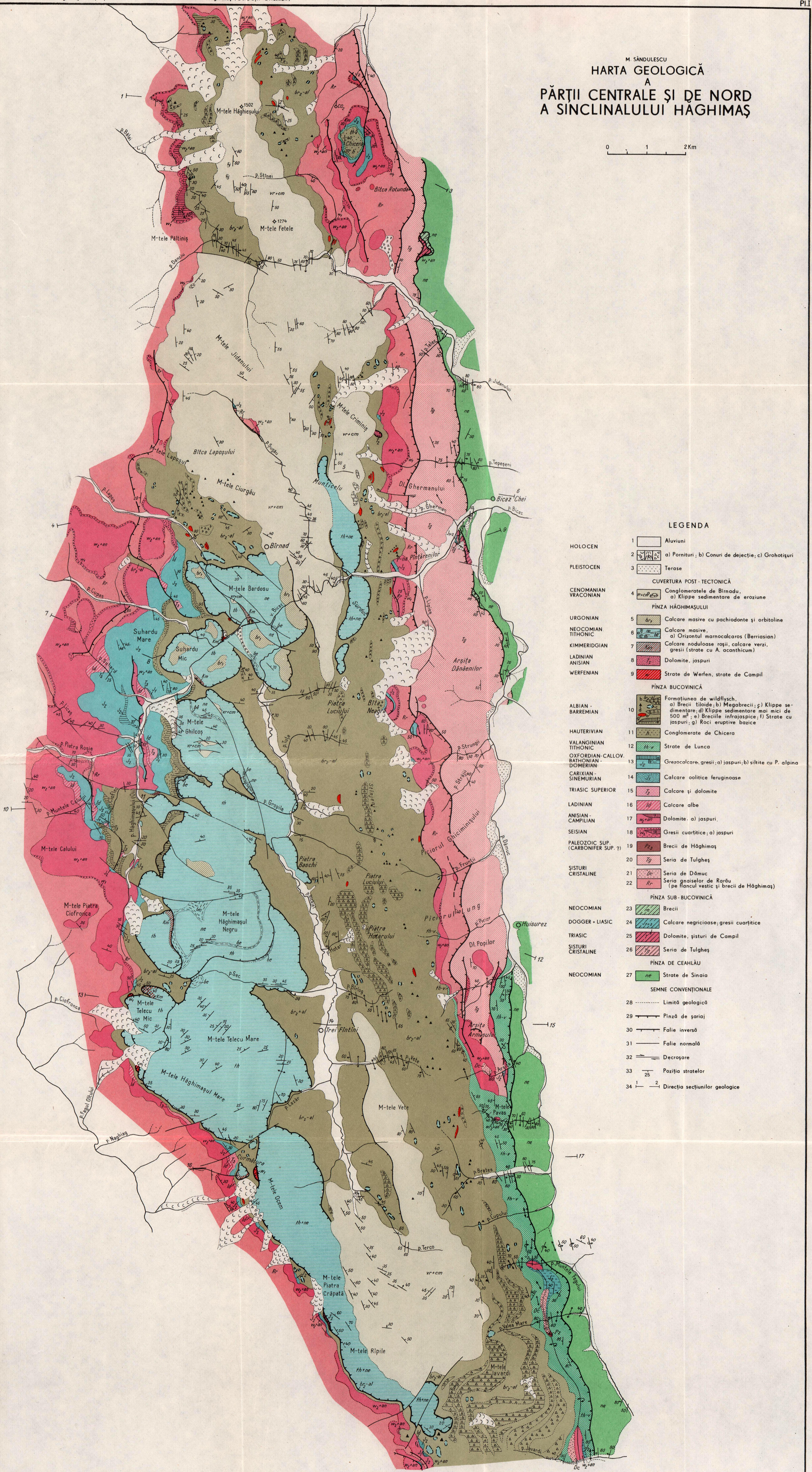
1, plate-forme moldave ; 2, unité sous-carpatique ; 3, unité des plis marginaux ; 4, nappe de Tarcău ; 5, nappe d'Audia ; 6, nappe de Macla-Zăgon ; 7, nappe du Flysch Courbicortical ; 8, nappe de Ceahlău ; 9, unité de Bretila ; 10, nappe sub-bucovinienne ; 11, nappe bucovinienne ; 12, nappe de Hăgħimāš ; 13, couverture post-tectonique ; 14, dépression de la Transylvaine ; 15, zone volcanique ; 16, dépressions intramontagneuses.

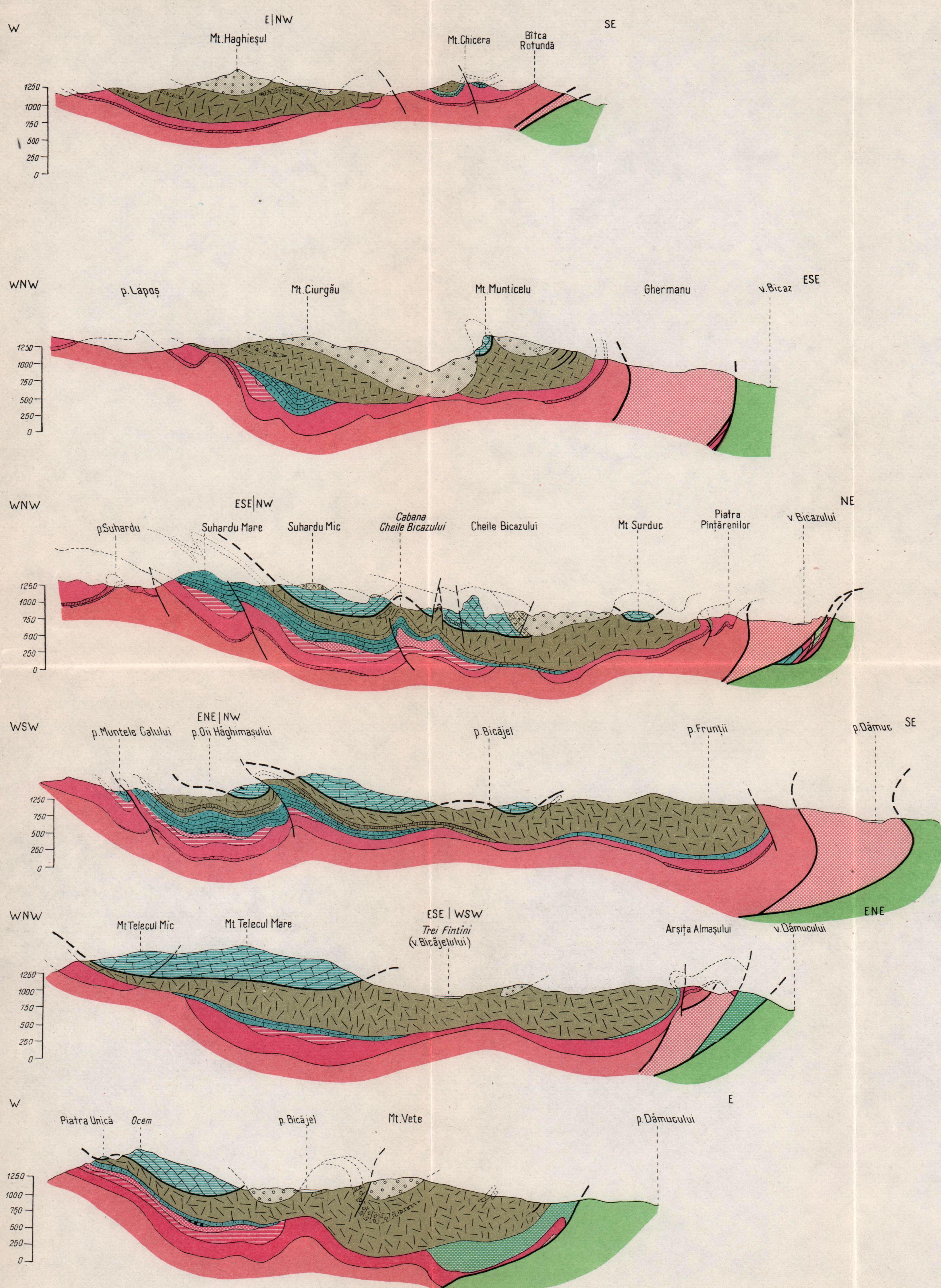
Ma — cristallin mésozonal, Mv — cristallin épizonal ; G — roches alcalines, T — Trias, J — Jurassique, K₁ — Crétacé inférieur, K₂ — Crétacé supérieur, Pg₁ — Paléocène, Pg₂ — Eocène, Pg₃ — Oligocène, M₁ — Miocène.



M. SĂNDULESCU
HARTA GEOLOGICĂ
A
PĂRȚII CENTRALE ȘI DE NORD
A SINCLINALULUI HAGHIMAŞ

0 . 1 2 Km





MIRCEA SĂNDULESCU
SECȚIUNI GEOLOGICE
ÎN PARTEA CENTRALĂ ȘI DE NORD
A SINCLINALULUI HÂGMAŞ

0 1000 2000

LEGENDA

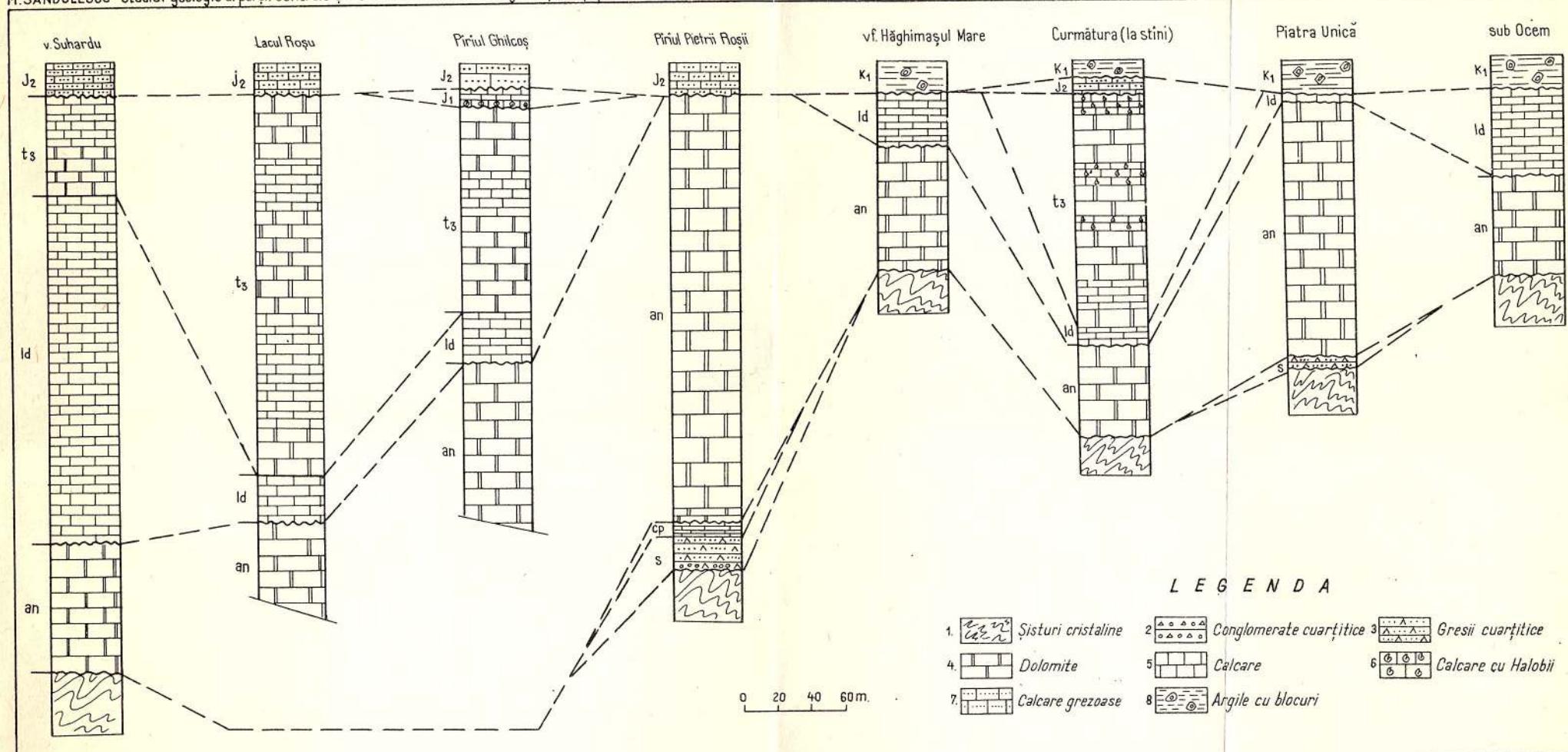
DEPOZITE NECONSOLIDATE	
HOLOCEN	1 Aluvioni
CUVERTURA POST-TECTONICĂ	
CENOMANIAN VRACONIAN	2 Conglomerate de Birnadu
PINZA HÂGMAŞULUI	
URGONIAN	3 Calcare masive cu Pachiodonte
NEOCOMIAN TITHONIC KIMMERIDGIAN	4 Calcare masive și strate cu A. acanthicum a. orizontal marnocalcaros (Berriasian)
PINZA BUCOVINICĂ	
ALBIAN-BARREMIAN	5 Formatione de Wildflysch a. brecii tilloide d. roci eruptive bazice b. megabrecii e. strate cu jaspuri c. klippe f. brecii infraspinare
HAUTERIVIAN	6 Conglomerate de Chicera
VALANGIAN-TITHONIC	7 Strate de Lunca
BATHONIAN-DOMERIAN	8 Grezocalcare, gresii
CARIAN-SINEMURIAN	9 Calcare oolitic feruginoase
TRIASIC SUP	10 Calcare și dolomite
LADINIAN	11 Calcare albe
ANISIAN-CAMPILIAN	12 Dolomite, jaspuri
SEISIAN	13 Gresii quartice; a. jaspuri
SISTURI CRISTALINE	14 Seria de Tulgeș a. Seria gnaiseelor de Rărău
PINZA SUB-BUCOVINICĂ	
NEOCOMIAN	15 Brecii
DOCKER+ LIASIC	16 Calcare negrioase, gresii quartice
TRIASIC	17 Dolomite, sisturi de Campil
SISTURI CRISTALINE	18 Seria de Tulgeș
PINZA DE CEAHLĂU	
NEOCOMIAN	19 Strate de Sinaia
Limită geologică	
Folie	
Pinza de șariaj	

M. SĂNDULESCU

COLOANELE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR TRIASICE DIN PÎNZA BUCOVINICĂ

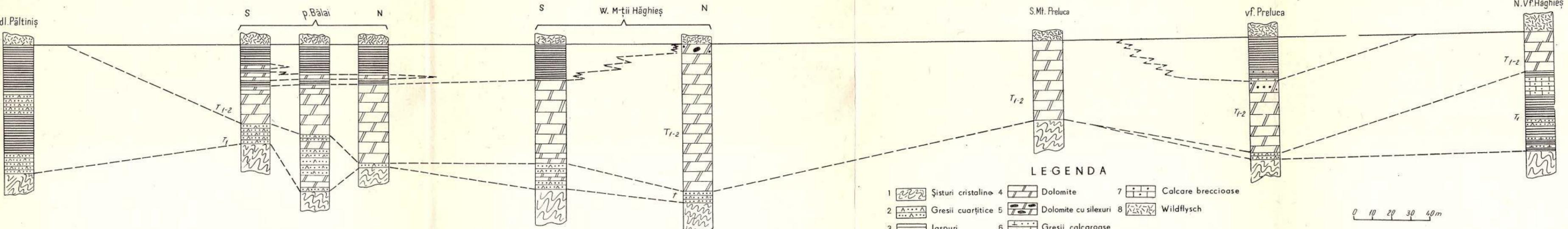
M. SĂNDULESCU Studiu geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăgihimăș (Carpații Orientali)

Pl.III



M. SĂNDULESCU

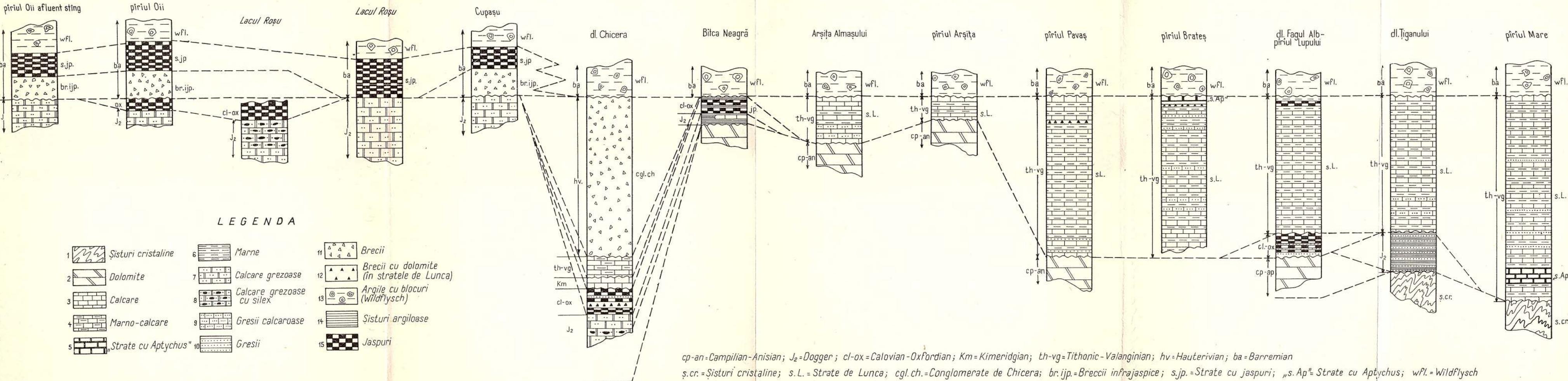
CORELAREA DEPOZITELOR MEZOZOICE DE PE MARGINEA NORD-VESTICĂ SI NORDICĂ A SINCLINALULUI HÀGHIMÀS

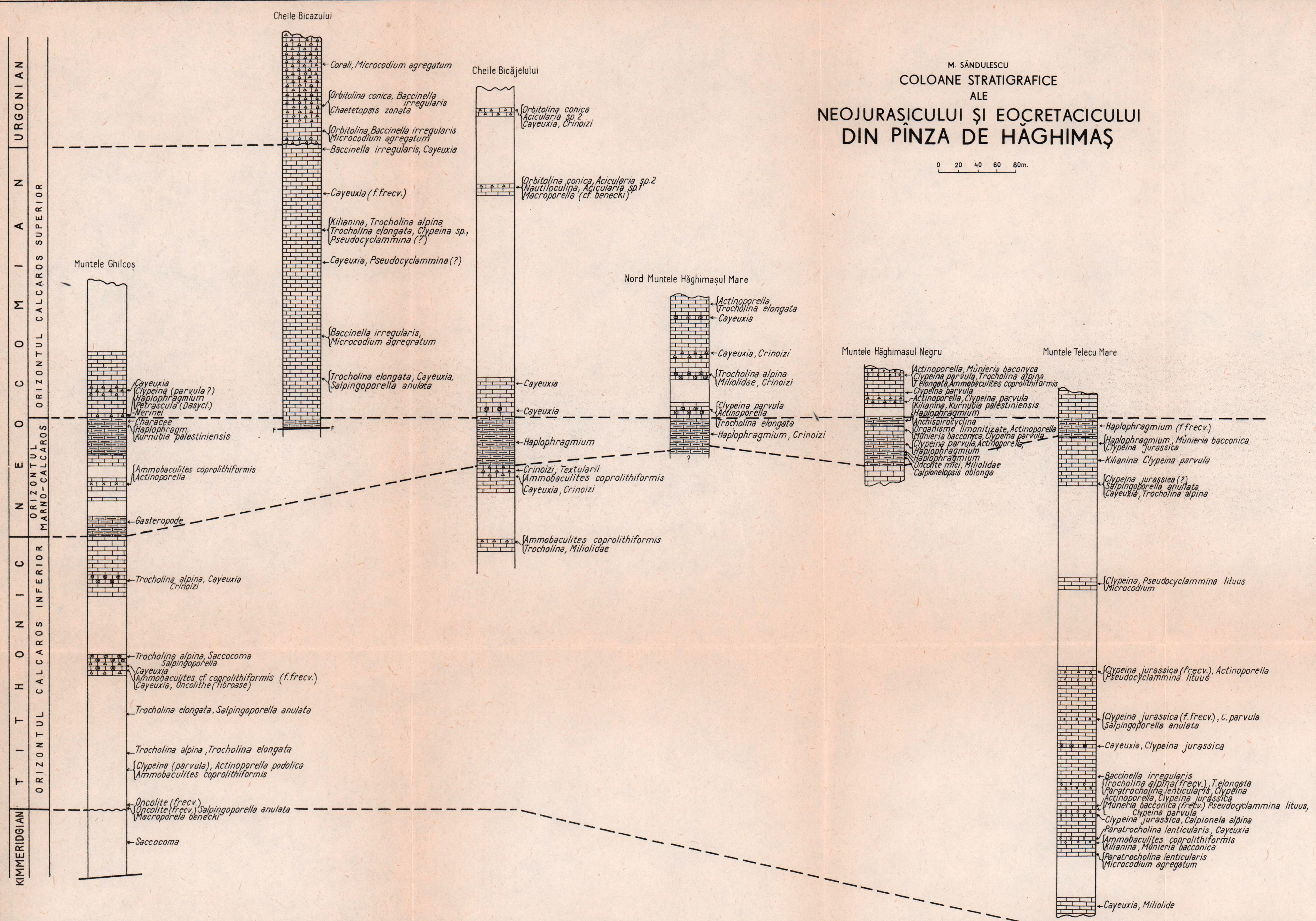


M. SĂNDULESCU

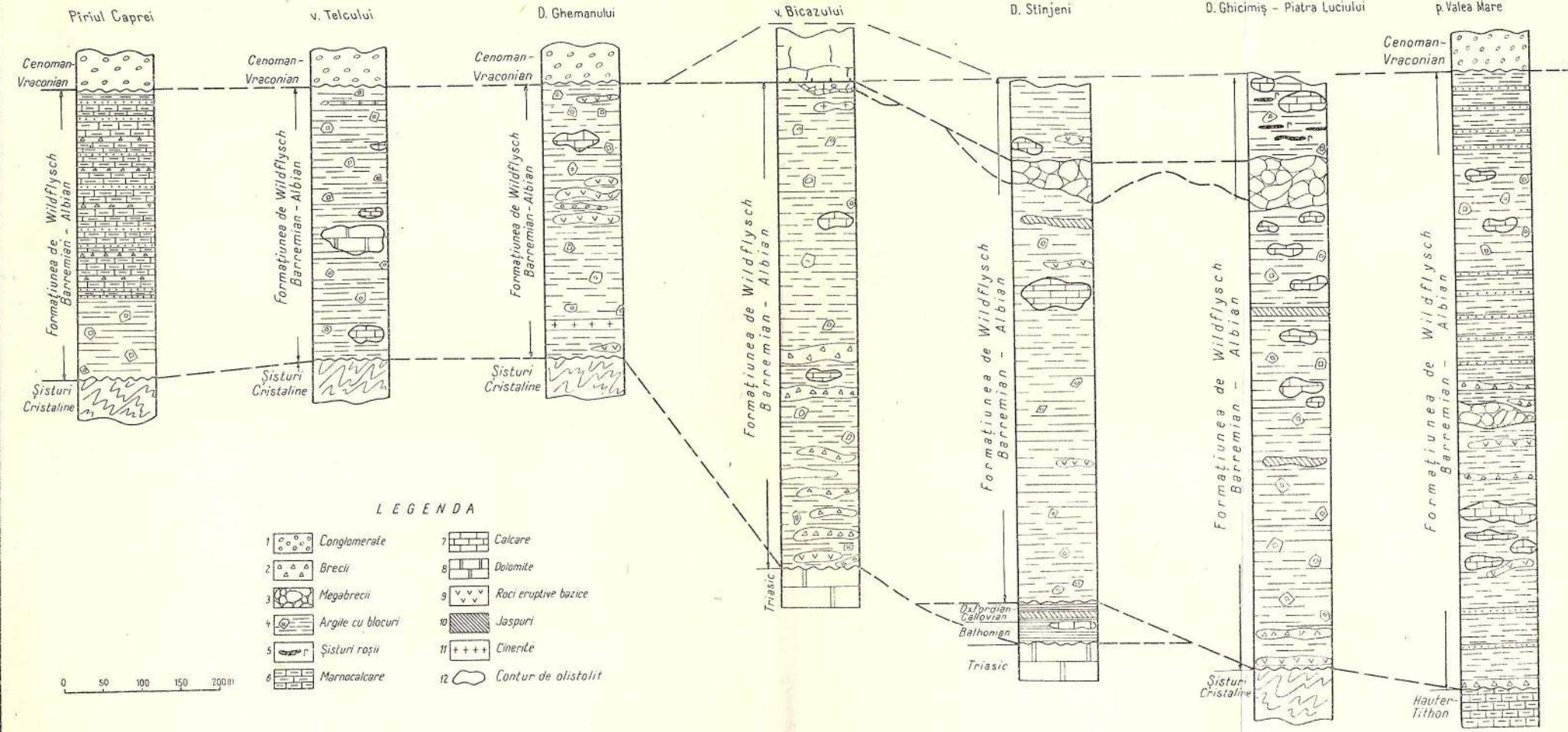
COLOANE STRATIGRAFICE ALE DEPOZITELOR NEOJURASICE ȘI EOCRETACICE DIN PÎNZA BUCOVINICĂ

0 20 40 60 80m.





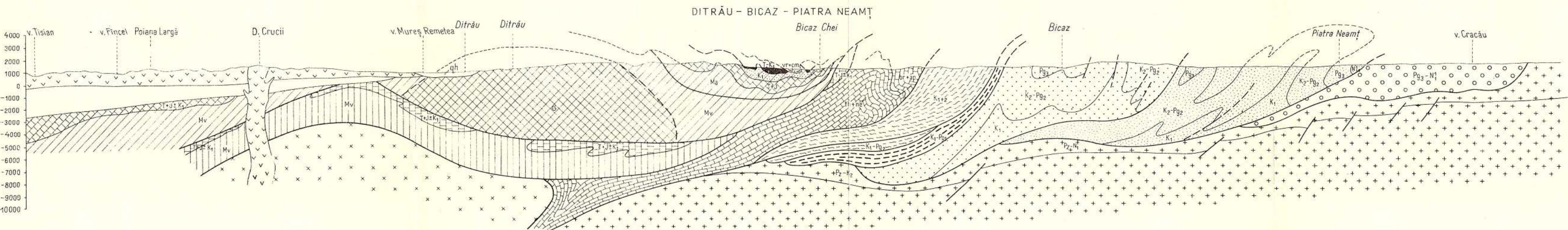
M. SĂNDULESCU
COLOANE STRATIGRAFICE ALE FORMAȚIUNII DE WILDFLYSCH



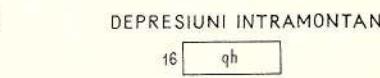
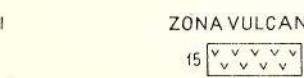
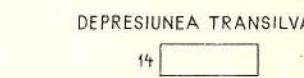
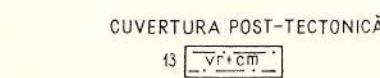
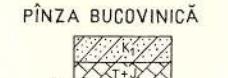
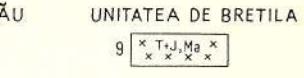
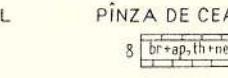
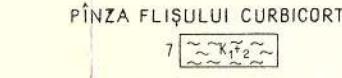
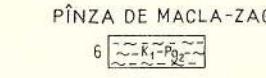
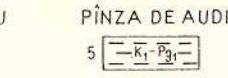
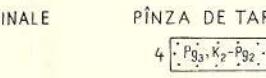
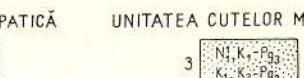
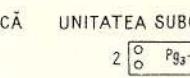
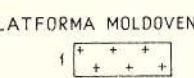
M. SĂNDULESCU

SECȚIUNE GEOLOGICĂ SINTETICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI CENTRALI

0 5 10 Km



L E G E N D A



Ma - Cristalin mezozonal, Mv - Cristalin epizonal, G - Roci alcaline, T - Triasic, J - Jurasic, K₁ - Cretacic inferior, K₂ - Cretacic superior, Pg₁ - Paleocen, Pg₂ - Eocen, Pg₃ - Oligocen, N₁ - Miocen

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT
DE
GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLV



Institutul Geologic al României