

B. I. G.
15969

Romanian Journal of TECTONICS AND REGIONAL GEOLOGY

continuation of

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINTELOR INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
COMPTE RENDUS DES SÉANCES DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE
(5. Tectonică și Geologie regională)

Founded 1906 by the Geological Institute of Romania

ISSN 1221-4663

15969
Vol. 75

CONTENTS

Geologia zonei de creastă a munților Făgăraș între vîrfurile Negoiu și Tătaru. <i>Balintoni I., Pană D.</i>	1
Paleomagnetism of the Upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the Romanian Carpathian Arc. <i>Bazhenov M. L., Burtman V. S., Săndulescu M.</i>	9
Paléomagnétisme des séries sédimentaires mésozoïques de l'unité de Bihor (Monts Apuseni Septentrionaux, Roumanie); Conséquences paléotectoniques. <i>Bordea S., Surmont J., Săndulescu M.</i>	15
The structure and metamorphic history of the Getic Crystalline in the NW area of the Godeanu and Tarciu Mountains. <i>Conovici M., Săbău G.</i>	27
Asupra unor concepții despre structura părții de nord-vest a munților Hăgiș. <i>Dimitrescu R.</i>	39
Aspecte noi privind structura geologică și metalogenia regiunii Drăgoiasa-Bolovăniș (Carpații Orientali). <i>Frâncu D.</i>	45
The Neojurassic and the Cretaceous of the Drocea Mts: The stratigraphy and the structure of an ensialic marginal basin. <i>Lupu M., Avram E., Antonescu E., Dumitrică P., Lupu D., Nicolae I.</i>	53
Geology of the Tarciu Nappe between the Asău springs and the Uzu valley. <i>Micu M., Constantin P.</i>	67
La Nappe Infrasévrénienne des Carpathes Méridionales. <i>Năstășcanu S.</i>	73
Grès de Benia – Position tectonique, âge et considérations paléogéographiques (Carpathes Orientales). <i>Săndulescu M., Antonescu E., Neagu Th., Platon E.</i>	85
Remarks upon the cleavage of sedimentary deposits in the basins of the Finiș and Seasa valleys – The Codru-Moma Mts (Northern Apuseni Mts). <i>Ştefănescu M., Panin S., Tomescu C.</i>	91



24° E

45° N

Institutul de Geologie și Geofizică
București – 1993

Institutul Geologic al României

Romanian Journal of TECTONICS AND REGIONAL GEOLOGY

Published annually by the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest
Director Ion Rădulescu

Scientific Editor:

Mircea Săndulescu

Technical Editor:

Petre Andăr

Translation and

language review by:

Adriana Băjenaru
Dana Rădulici

Editorial Staff:

Gabriela Ioane

Editorial Board:

Chairman: Tudor Berza

Members: Petre Andăr

Emil Avram

Marcel Lupu

Florian Marinescu

Nicolae Panin

Grigore Pop

Vlad Roșca

Mircea Săndulescu

Gheorghe Udubăsa

Executive Secretary:

Felicia Istoceșcu

Editorial Office:

Institute of Geology and Geophysics
Str. Caranșebeg 1
78344 București-32, Romania
Tel. 65 75 30; 65 66 25
Fax. 010-40-0-12 84 44

The manuscripts should be sent to the scientific editor and/or executive secretary and the correspondance concerning advertisements, announcements and subscriptions to the executive secretary.

The Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology (Rom. J. Tect. & Reg. Geol.) is now at its first volume in the new form. However, the publication goes back to 1910, as the first volume of the "Dări de seamă ale Ședințelor" (D.S.) has appeared as proceedings of geologists working with the Geological Institute of Romania. The journal (D.S.) appeared initially as a single volume (till volume 54, 1969), then with five series, the present issue being a direct continuation of the D.S./series 5(Tectonics and Regional Geology).

The editor has changed the name as follows: Institutul Geologic al României (vol. I-XXXVI, 1910-1952), Comitetul Geologic (vol. XXXVII-LII/1, 1953-1966), Comitetul de Stat al Geologiei (vol. LII/2-LV/1, 1967-1969), Institutul Geologic (vol. LV/2-LX, 1970-1974), Institutul de Geologie și Geofizică (vol. LXI-74, 1975-1990).

The Institute of Geology and Geophysics is now publishing the following periodicals:

Romanian Journal of Mineralogy

Romanian Journal of Stratigraphy

Romanian Journal of Petrology

Romanian Journal of Tectonics and Regional Geology

Romanian Journal of Mineral Deposits

Romanian Journal of Geophysics

Romanian Journal of Paleontology

as well as other publications.

Copyright 1993, Institute of Geology and Geophysics
Classification index for libraries 55(058)

Printed by the Institute of Geology and Geophysics



Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ZONEI DE CRESTĂ A MUNTILOR FĂGĂRAŞ ÎNTRE VÎRFURILE NEGOIU ŞI TĂTARU

Ion BALINTONI, Dumitru PANĂ

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



155969

Key words: Metamorphic rocks. Proterozoic. Polymetamorphism. Retrograde metamorphism. Nappes. Tectogenesis. South Carpathians - Getic and Supragetic Crystalline Domain - Făgăraş Mountains.

Abstract: *Geology of the Făgăraş Mountains Crest Area between the Negoiu and Tătaru Peaks.* The Făgăraş Mts crest area between the Negoiu and Tătaru peaks is made up of the following Austrian overthrust nappes (from down upwards): the Argeş nappe; the Pîrîul Moaşa nappe; the Moldoveanu nappe. By a Mediterranean retrooverlapping the front part of the Argeş nappe is raised above the Moldoveanu one. The Mediterranean tectogenesis also generated more kilometre-long antiforms and synforms, overturned northwards. Within the three Austrian overthrust nappes the following informal lithostratigraphical entities were described: the Cumpăna lithogroup in the Argeş nappe; the Moaşa lithogroup in the Pîrîul Moaşa nappe; the Făgăraş lithogroup in the Moldoveanu nappe. All these sequences represent Proterozoic polymetamorphites, first metamorphosed in the staurolite and/or kyanite and that were first retromorphosed in the Variscan orogenesis. Between the mentioned thermo-tectonic events (M_1 , M_3) one can distinguish a M_2 event correlated to the presence of sillimanite in the Moaşa lithogroup rocks, as well as the regional migmatizations which affected the Cumpăna lithogroup rocks.

INTRODUCERE

Nota de față descrie o zonă amplasată pe ambele versanți ai crestei Făgărașului, între vîrfurile Negoiu la est și Tătaru la vest (Pl. I, II). Din căldările glaciare de pe versantul sudic izvorăsc râurile Topolog și Boia, iar din cele de pe creșnă nordică râurile Moaşa Sebeșului, Rîul Mare al Avrigului cu affluentul pe stînga, Pîrîul Moaşa, și Rîul Mare al Porumbacului cu affluentul pe stînga, Porumbăcelul. Ca relief și climat este o arie de maximă dificultate a Carpaților românești. Dintre cei care au publicat lucrări referitoare la perimetru în discuție cităm pe Reinhard (1911), Ghika-Budești (1940), Dimofte (1967), Chivu (1985), Balintoni et al. (1986), Pană (1989). Lucrări esențiale pentru înțelegerea evoluției metamorfose a unor dintre secvențele ce alcătuiesc munții Făgăraș se datorează lui Arion, Ignat (1970), Balintoni (1975) și Giușă et al. (1977).

O problemă de principiu pe care o abordăm aici este aceea a divizării litostratigrafice a terenurilor metamorfe carpatiche, în special a celor proterozoice. De la publicarea în 1976 de către Sub-comisia internațională de clasificare stratigrafică (Comisia de stratigrafie a

IUGS) a *Ghidului stratigrfic internațional* sub direcția lui Hedberg, s-au făcut diverse tentative de clasificare formală a metamorfitelor din Carpații românești. O asemenea clasificare, pentru ansamblul metamorfitelor precambriene, este aceea a lui Kräutner (1980), iar pentru masivul cristalin al Carpaților Meridionali de la est de Olt sau a unor părți din el, sint de menționat încercările lui Balintoni et al. (1986), Gheuca (1988), Pană (1989). O revizuire critică a informațiilor disponibile ne-a convins, însă, că o clasificare formală, în spiritul Ghidului amintit, a metamorfiteelor carpatiche și, în mod special, a celor polimetamorse precambriene, deși de dorit, este în majoritatea cazurilor prematură. Astfel, dacă se poate accepta că unele secvențe indeplinesc condițiile pentru a fi individualizate ca *formațiuni*, nu există secvențe care să poată fi reunite în *grupuri* sau *supergrupuri*. Clasificările menționate mai sus nu respectă rigurozul indicațiile generale ale Ghidului referitor la clasificările stratigrafice, nu corespund modalităților de identificare și descriere ale unităților litostratigrafice formale și, ceea ce este regretabil, s-au delimitat *formațiuni* ale căror părți componente s-a dovedit curind să se separate prin plane de șariaj ori succesiunea

entităților litostratigrafice elementare a avea polaritate inversă. Aceste aspecte se pot constata atât în aria descrisă în prezență notă, cât și pentru partea superioară a grupului *Sebeș-Lotru, sensu Kräutner (1980)*. De aceea pentru majoritatea metamorfitele polimetamorfe precambriene considerăm de actualitate promovarea unei clasificări litostratigrafice *informale*, care să se transforme treptat, pe măsura îmbunătățirii cunoașterii, într-o formă *formală*. Este de necontestat că stivele de metamorfite pot fi divizate în entități litologice elementare, care să se grupeze apoi în asociații de rang superior, pe baza unor criterii litologice de unificare. Dar, o entitate litologică elementară poate să reprezinte, frecvent, un diferențiat metamorf, succesiunea de jos în sus să se înșiruie în ordine cronologică inversă, aceeași entitate litologică elementară poate să se repete pe un profil de mai multe ori, datorită transpoziției prin cutare etc. Aceasta fără a ne referi la secvențele intens migmatizate în care s-au modificat pînă la dispariție relațiile inițiale dintre strate sau la cele în care s-au descris eclogite, metaultrabazite, granulite, și care pot reuni secvențe din cruste de tipuri diferite. Concluzia care reiese din cele expuse este că, în prezent, noi operăm divizări în metamorfite utilizând în principal aspecte lito-geometrice și, numai în subsidiar, litostratigrafice. De aceea, ca fază tranzitorie în preocupările de acest gen propunem următoarea clasificare litostratigrafică informală pentru metamorfitele precambriene din masivul Făgăraș, care ar putea fi extinsă și în alte zone.

Unitatea litostratigrafică informală fundamentală este *litozona* definită în Ghidul Hedberg (1976) astfel: "o unitate litostratigrafică informală, utilizată pentru a indica o grupare de strate care au în comun anumite caracteristici litologice generale" (p. 41, pgf. 2, Ed. Doin, 1979, Paris). *Litozona* poate primi un nume geografic dacă se consideră necesar. Având în vedere că terenurile metamorfice carpatiche sunt constituite din pînze de șariaj, pentru suma litozonelor presupuse de aceeași vîrstă (ne referim la vîrsta metamorfitele) dintr-o anumită unitate tectonică, vom utiliza numele de *litogrup*. Termenul de *litogrup* ar corespunde celui de *serie* întrebuișat în literatura română de specialitate. Ghidul Hedberg specifică însă că acesta din urmă este un termen chronostratigrafic corespunzător *epocii* și nu trebuie utilizat în alt mod. Ghidul Hedberg acceptă ca subdiviziuni informale ale litozonei: *membrul*, *stratul*, *orizontul*, *nivelul*, scrise fără majusculă, chiar dacă primesc un nume geografic. Opinăm că, asemenea limbii engleze, termenii litostratigrafici formalii ar trebui scriși cu majusculă și în limba română, aceasta permitînd utilizarea același termen în două sensuri, adică și formal și informal. Deoarece recunoașterea sau chiar existența stratului sub forma în care se prezintă el în stivele sedimentare este o problemă fără soluții în

cazul metamorfitelor precambriene, sugerăm evitarea acestui termen. Ca termen subordonat *litozonei*, care să descrie entități litologice cu compoziție complexă ale căror componente nu pot fi separate cartografic, chiar la scări foarte mari, îl vom folosi pe cel de *membru*. Cu termenul de *orizont* desemnăm unitățile litologice caracterizate prin predominarea netă a unei anumite litologii, incluzind intercalări minore și puțin frecvente de alte specii de roci, separabile cartografic la scări mari. În fine, *nivelul* sau *litonul* urmează să desemneze unitățile litologice elementare omogene macroscopic sau cu rol de marker.

După opinia lui Balintoni et al. (1986), suma secvențelor de metamorfite presupuse de aceeași vîrstă, adică generate de același eveniment metamorf, care prezintă asemănări litofaciale, și pentru care există indicații că provin dintr-un același tip de crustă, ar putea constitui un *metalitofacies*, noțiune absolut informală, care să primească un nume geografic. În fine, totalitatea metalitofaciilor presupuse de aceeași vîrstă ar putea fi înmănușiate în *stiva varistică*, *stiva caledonica*, *stiva cadomiană* etc., după caz. Ca termen informal intermediar între cel de *litogrup* și cel de *metalitofacies* s-ar putea utiliza cel de *multilitogrup*. Pe această cale s-ar putea evita în clasificările informale prefixele *sub* și *supra*.

I. PÎNZE DE ȘARIAJ

În aria cartată sunt prezente trei unități tectonice cu rang de pînze de șariaj, și anume: pînza de Argeș (Balintoni et al., 1986) în poziție inițială inferioară, dar adusă ulterior prin cutare-deversare spre nord și forfecare pe o retroîncălcare, în poziție superioară (partea ei frontală); pînza de Moldoveanu (Balintoni et al., 1986), în Făgărașul de est, situată imediat deasupra celei de Argeș; pînza de Pîrul Moașa, individualizată de Pană (1989), interpusă în zona crestei între pînza de Moldoveanu și probabil cea de Argeș. Relația tectonică inițială dintre pînzele de Argeș și de Moldoveanu este vizibilă în Făgărașul de est, unde între ele se află o serie sedimentară mezozoică. Relațiile tectonice dintre pînzele de Moldoveanu și de Pîrul Moașa sunt argumentate prin trei tipuri de observații: prezența la contactul dintre unități a unui nivel continuu de roci milonitizate, remarcat deja de Reinhard în 1911, care și figurează o falie între Șaua Negoiului și Capra, denumită *falia crestei*, și urmărit apoi pe mare distanță de Pană (1989); dispariția în lungul planului de șariaj a unor niveli, membri sau chiar litozone din ambele litogrupuri care alcătuiesc cele două pînze de șariaj, ori alăturarea mereu a unor alți termeni de-a lungul planului; apariția cu totul neregulată a porțiunii retromorse din litogrupul Moașa sub planul de șariaj al pînzei de Moldoveanu, precum și contactul în lungul planului de



șariaj al unor secvențe cu grad de retromorfism diferit, ceea ce echivalează cu o discordanță de metamorfism.

II. LITOSTRATIGRAFIA

În conformitate cu Balintoni et al. (1986) masivul Făgăraș este format în întregime din metamorfitice pre-cambriene. Litogrupul Cumpăna, care compune pînza de Argeș, nefăcind obiectul prezentei note, ne vom ocupa în continuare de litogrupurile care alcătuiesc pînzele de Pîrul Moașa și de Moldoveanu.

1. Litogrupul Moașa

Acest litogrup constituie corpul pînzei de Pîrul Moașa. Numele provine de la cele două piraie Moașa Sebeșului și Moașa Avrigului, care îl întrețină transversal pe clina nordică. Continuitatea litogrupului pe cei doi versanți este întreruptă de o sinformă în care se conservă o secvență a litogrupului Făgăraș din pînza de Moldoveanu. Litogrupul Moașa corespunde în parte cu formațiunea de Pîrul Moașei conturată de Pană (1989). Acest litogrup poate fi divizat pe criterii litologice în două litozone: litozona Scara, foarte probabil în poziție inferioară litostratigrafic și litozona Șerbota, în poziție superioară. Superpoziția este apreciată, printre altele, pe admiterea creșterii intensității retromorfismului regional varistic spre partea superioară a secvenței – în momentul producerii lui – situație modificată ulterior, după cum se va vedea în alt capitol.

1.1. Litozona Scara. S-a denumit aşa după vîrful cu același nume, unde se închide spre est antiforma în al cărei ax aceasta aflorează. Morfologia ariei acoperite de litozona Scara impune alegerea de profile tip în jurul vîrfului Scara. Accesul este ușurat, totuși, de cărările turistice care trec de la cabana Bîrcaciu prin Șaua Scării spre Topolog sau spre traseele de creastă. Dinspre sud drumul forestier urcă spre rîul Topolog pînă la confluența pîraielor Negoiu și Scara. În jurul vîrfului Scara, litozona cu același nume, este alcătuită de jos în sus din următoarele patru subdiviziuni: orizontul micașisturilor și paragnaiselor cu staurolit și disten predominant microblastice, dar uneori și faneroblastice; orizontul rocilor carbonatice, reprezentat prin unul sau două nivele de roci carbonatice discontinue; orizontul amfibolitelor, în general cu o continuitate mai marcată decit cel al rocilor carbonatice; membrul cuarțitic-grafitos roșu, care încheie succesiunea litozonei. Membrul roșu are o compozitie complexă și caracteristică: paragnaise microblastice negre, uneori foarte bogate în plagioclazi; cuarțite grafitoase microblastice; sisturi cuarțitice; sisturi amfibolice și amfibolite, totul impregnat în general cu pirită foarte fină, care prin oxidare dă o culoare ruginie-roșcată specifică. Trecerea la litozona Șerbota, care începe

cu paragnaise faneroblastice cu staurolit și disten este aproape întotdeauna netă, linita punindu-se relativ ușor în aflorimente. Ca în orice secvență metamorfozată, aceste separații au grosimi variabile îngroșindu-se sau chiar efilindu-se pe direcție. Baza litozonei nu este deschisă, motiv pentru care nu s-a putut crea o unitate litostratigrafică formală, adică o formațiune. Cu cît se merge mai spre vest succesiunea subdiviziunilor notată mai sus își pierde stabilitatea; în special amfibolitele se destramă în mai multe nivele care alternează cu paragnaise, rocile carbonatice devin mai subțiri și mai discontinue, iar membrul roșu se mai recunoaște doar pe flancul nordic al antiformei, uneori cu dificultate. Totuși, asociația ca atare își păstrează caracterele, iar limita cu litozona Șerbota rămîne mereu netă, aceasta începînd cu același orizont al paragnaiselor faneroblastice cu disten și staurolit. În antiforma de pe versantul sudic, litozona Scara nu mai este așa de bine exprimată, părînd a aflora doar orizontul inferior și tranziția spre acesta.

1.2. Litozona Șerbota. Numele său provine de la muntele Șerbota, unde orizontul paragnaiselor faneroblastice cu staurolit și disten aflorează impresionant și a fost utilizat inițial de Ghika-Budești (1940) spre a desemna *zona paragnaiselor cu granat de Șerbota* în sens de zonă metamorfică. Un profil complet și accesibil din această litozonă începe de la cabana Poiana Neamțului, pe cărarea spre cabana Bîrcaciu și în continuare, apoi fie spre șaua Scara peste muntele Bîrcaciu, fie spre pîrul Auriștea, pe cărarea spre lacul Avrig. Litozona Șerbota este alcătuită predominant din paragnaise și micașisturi, are o mare grosime aparentă pe flancul nordic al antiformei Scara, posedă intercalări subțiri și discontinue de amfibolite și roci carbonatice, iar în cadrul său pot fi deosebite net două orizonturi. În poziție inferioară se separă un orizont alcătuit din paragnaise faneroblastice cu staurolit și disten, iar în poziție superioară un orizont compus din roci micașace predominanță microblastice, în care staurolitul și distenul dispar. Deoarece aceste două aspecte se datorează probabil, doar în parte, compozitiei inițiale, orizontul superior fiind în realitate o secvență puternic retromorfozată, limită dintre cele două unități litologice nu este netă, ci tranzitorie. Separarea lor se justifică totuși, pentru că ele pot fi individualizate cartografic relativ ușor și sunt importante pentru dezlegarea structurii ariei în discuție și descifrarea istoriei metamorfe a litogrupului Moașa. Dacă grosimea orizontului inferior, deși variabilă, este totuși măsurabilă, nu același lucru se poate spune despre orizontul superior ce pare a alcătui în parte o sinformă deversată spre nord. Deocamdată nici litozona Șerbota nu îndeplinește condițiile spre a fi clasificată formal ca formațiune, deoarece la partea superioară este limitată tectonic de planul de șariaj al pînzei de Moldoveanu.



În timp ce litozona Scara este bine reprezentată pe ambele flancuri ale antiformei cu același nume, litozona Șerbota se ingustează rapid pe flancul sudic al aceleiași antiforme, esilindu-se dincolo de izvorul Riu Mare al Avrigului.

2. Litogrupul Făgăraș

Litogrupul Făgăraș constituie corpul pinzei de Moldoveanu. Deși el ocupă o întindere apreciabilă la scara masivului, în perimetru cartat astorează doar partea sa inferioară, adică *litozona Suru*. Considerăm că este cazul să facem o scurtă incursiune în istoricul acestei denumiri.

Pentru prima dată *zona calcarelor cristaline și a paraamfibolitelor de Suru* a fost separată de Ghika-Budești (1940) în sensul de zonă de metamorfism, deși tenta mai curind de asociație petrografică particulară a acestei secvențe reiese din denunțire. În accepția lui Ghika-Budești, zona calcarelor cristaline și a paraamfibolitelor de Suru includea întreaga succesiune de roci cu compoziția respectivă care ocupă virful Suru și poalele acestuia, ce coboară spre nord pînă la contactul cu *zona paragnaiselor cu granat de Șerbota*. Cu alte cuvinte zona de Suru, în sensul lui Ghika-Budești (1940), acoperă litozona Scara și litogrupul Moașa, litozona Suru a litogrupului Făgăraș și, de asemenea, litozona Șerbota din zona crestei. Dimitrescu (1963) înglobează zona de Suru la *zona micașisturilor de Vemeșoaia* a lui Ghika-Budești (1940), echivalind-o apoi pe aceasta din urmă cu *zona micașisturilor de Valea Satului-Porcești* a aceluiași autor. La Dimitrof (1967) apare numele de *zona Suru-Vîrful Boului*. Dimitrescu (1976) individualizează între metamorfitele masivului Făgăraș un etaj structural mediu, assynotic, care la rîndul său ar fi format în partea mediană din *complexul de Iezer-Șerbota* către a cărui parte superioară s-ar situa *orizontul de Suru*. În 1978, Dimitrescu revine cu altă clasificare a metamorfitelor masivului Făgăraș, în care *seria de Cumpăna* s-ar termina pe flancul nordic cu *complexul de Șerbota*, constituit la rîndul său dintr-un orizont inferior de Suru și unul superior metapelitic. În 1980 Kräutner aşază seria de Făgăraș în grupul Aluta, la partea inferioară a acestei serii și în continuitate stratigrafică peste seria de Cumpăna aflindu-se formațiunea carbonatică "Cp 5", adică a cincea formațiune carbonatică a supergrupului carpian. Balintoni et al. (1986) vorbesc de grupul Făgăraș în a cărui parte mediană, deasupra formațiunii de Șerbota și dedesubtul formațiunii de Valea Rea, aşază formațiunea carbonat-amfibolică de Suru. În 1988 Dimitrescu vorbește de *grupul Făgăraș și formațiunea de Suru* ca diferențe de *grupul Cumpăna*, flancul nordic al Făgărașului fiind format din *formațiunea de Suru* și din *formațiunea de Cîrșișoara*, fără să fie clar dacă *formațiunea de*

Cîrșișoara aparține grupului Făgăraș sau nu, mai ales că la baza *formațiunii de Cîrșișoara* se presupune un plan tectonic. Kräutner et al. (1988) individualizează totuși un *grup Făgăraș* compus din formațiunea Suru la partea inferioară și formațiunea Cîrșișoara la partea superioară, urmând peste grupul Cumpăna. Pană (1989) recunoaște aproximativ în sensul Balintoni et al. (1986) grupul Făgăraș, în care separă la partea inferioară *formațiunea de Pîrîul Moașei*, urmată de formațiunile de Suru, de Albota și de Simbăta. Meritul deosebit al acestui autor este că pune un plan tectonic între formațiunea de Pîrîul Moașei (litozona Șerbota - în prezentă notă) și formațiunea de Suru (litozona Suru - în prezentă not). Observațiile pe care le facem la această succintă trecere în revistă a secvenței amfibolit-carbonatice Suru sunt următoarele: de la început se poate remarcă o inconsecvență a terminologiei, explicabilă doar prin lipsa de informații suficiente; utilizarea clasificării lithostratigrifice formale se dovedește, așa cum am specificat în introducere, prematră și lipsită de fundament; la toți autori citați secvența amfibolit-carbonatică din munțele Suru a fost considerată unitară, assertiune care s-a dovedit a fi ne-sigură.

Litozona Suru se aseamănă, din punct de vedere litologic, cu litozona Scara, numai că ea este în mod evident superioară geometric litogrupului Moașa. Aspectele cartografice sugerează că litozona Suru alcătuiește pe o distanță considerabilă o sinformă strinsă, asemănătoare - din acest punct de vedere - cu antiforma Scara. În această situație profilele de referință, ce se pot recunoaște pe piraiele Scara și Negoiu, expun cele două flancuri ale sinformei deversate spre nord, cu repetițiile de rigoare, cel puțin în parte. Pe flancul sudic, litozona Suru începe cu un orizont de paragnaise în general variabil ca grosime și uneori absent din motive tectonice. În Valea Topologului orizontul admite intercații subțiri de amfibolite și micașisturi cu granați mari. Urmează apoi un orizont de amfibolite remarcabil în ceea ce privește continuitatea, care pe direcție admite indințări cu roci gnaisice foarte biotitice, cu aspect caracteristic. De la amfibolite, spre axul sinformei urmează o secvență groasă de paragnaise cuarțitice cu granați. Pe flancul nordic al sinformei, aproape pe toată lungimea cartăță, litozona Suru începe cu un membru roșu asemănător din toate punctele de vedere cu membrul roșu din litozona Scara. Acesta este un excelent reper recunoscut încă de Reinhard (1911), care a observat și intensă milonitizare la care a fost supus, planul de şariaj al pinzei de Moldoveanu aflindu-se în regiunea de care ne ocupăm în baza lui. Membrul roșu este urmat de orizontul amfibolitelor și apoi de orizontul paragneiselor cuarțitice cu granați. Am lăsat la urmă problema rocilor carbonatice, deoarece ele nu sunt continue dezvoltindu-se



neuniform. În aria cartatărocile carbonatice apar de regulă în apropierea orizontului amfibolitelor, fie deasupra, fie dedesubtul lui, dar predominant deasupra (în sens stratigrafic), cît și în interiorul lui. Pot fi una sau mai multe lente suprapuse, cum arată situația din izvorul Budislavului și din muntele Ciortea. Spre est rocile carbonatice se dezvoltă pînă la substituirea în întregime a orizontului paragnaiselor cuarțitice cu granați (situația din valea Buda). Tectonica extrem de complicată ne oprește, deocamdată, să ne referim mai pe larg la perimetru din afara celui reprezentat pe hartă. În interiorul orizontului paragnaiselor cuarțitice se mai întîlnesc nivale subțiri de amfibolite. Cu totul uimitoare este constanța orizontului amfibolitelor care spre vest îmbracă antiforma Cocoriciu, pe de o parte, iar pe de alta este pensat în sinforma care separă cele două antiforme constituite din roci ale litogrupului Moașa. Alte detalii în ce privește litostratigrafia ariei cartate se pot vedea pe harta și profilele anexate. Litogrupurile Moașa și Făgăraș aparțin metatalofaciesului Negoi, după Balintoni et al. (1986). Deși litozonele Scara și Suru se asemănă mult în ceea ce privește conținutul litologic, ordinea diverselor entități litologice ce le alcătuiesc nu este aceeași, motiv pentru care ele nu pot fi paralelizate în mod direct. Referitor la rigoarea cu care a fost individualizat anterior grupul Făgăraș și, în cadrul lui, formațiunea de Suru, considerăm de prisos comentariile făcute prin prismă informațiilor cuprinse în prezența notă.

III. CUTE ȘI FALII ALPINE

Structurile simmetamorse nu constituie obiectul noiei. Ele cer studii speciale care, în general, nu pot fi realizate decit cu totul sporadic în cadrul cartării pentru foile hărții geologice a României, scara 1:50 000. Desigur, ne-am străduit să facem și asemenea observații, indispensabile înțelegerei istoriei geologice a unei stive metamorse, dar o opinie în domeniul respectiv este mult mai greu de formulat decât pare la prima vedere. Despre cel mai pregnant element structural metamorf, foliația, putem afirma cu siguranță că sunt mai multe seturi, cel predominant în aria cercetată fiind probabil setul S_2 . Într-un sens larg foliația S_2 pare a fi paralelă cu limitele corupilor petrografice și poate fi folosită în construcția hărții. Totuși, nu se poate admite decit o siguranță relativă în rezultatele utilizării foliației respective, care frecvent poate fi confundată cu foliații ulterioare. De aceea harta s-a construit exclusiv prin urmărirea unităților litologice pe direcție. Credem că structurile plicative pe care le vom descrie în continuare sunt alpine, pentru că ele afectează secvențele deja retromorfozate regional în orogeniza varistică, precum și planele de șariaj care milonitizează retromorfitele respective, fără

a fi însoțite de o neomineralizație semnificativă. Pe hartă sunt conturate trei cute: antiformele Cocoriciu și Scara și sinforma Suru. Cele trei cute au amplitudini măsurabile depășind 1000 de metri și lungimi de undă neperiodice de ordinul a 3-4 km, deși aceste noțiuni sunt utilizate cu totul relativ, cutele nefiind simetrice și periodice. Descrierea lor în continuare o facem conform tratatului lui Turner și Weiss (1963). Din punct de vedere geometric sunt cute nonplane și noncilindrice, adică suprafețele lor axiale sunt curvate și pe direcție și pe inclinare. Din punctul de vedere al orientării sunt cute longitudinale, parțial în eșalon, iar cele două antiforme prezintă plonj axial estic. Antiforma Cocoriciu se închide definitiv în piciorul sudic al Budislavului, în timp ce antiforma Scara, cu tot plonjul estic marcat de peste 30 de grade în zona de dispariție a litozonei cu același nume, se continuă spre est în ceea ce s-ar putea numi antiformă creștei pînă dincolo de valea Dejani. Din punctul de vedere al stilului cele trei cute sunt cute strinse izoclinale, trăsătură cu deosebire vizibilă la antiforma Scara și sinforma Suru, care se mențin mai mult pe direcție. Un aspect mai greu de apreciat, deși foarte important, este dacă aceste cute sunt concentrice sau similare. Forma rotunjită a șanierelor antiforme Scara ar fi un indiciu de cută concentratică, dar, după cum se știe, asemenea cute au dezvoltare limitată pe inclinare, presupunind un plan de decolare în bază ca să se poată forma. Pe de altă parte, poziția foliațiilor în zona de creastă a Făgărașului, spre est de virful Scara, indică o șanieră ascuțită, ceea ce dezvăluie în realitate o cută de tip similar. Despre antiforma Cocoriciu se poate afirma că este asimetrică, despre celelalte două cute nu se poate spune același lucru cu certitudine. Toate cele trei cute sunt deversate spre nord pe toată lungimea sănătății în parte, trăsătură ce intră în acord și cu deversarea și retroîncălcarea spre nord a litogrupului Cumpăna. Proprietățile comune ale cutelor ne permit să susținem că aparțin aceleiași generații și menținem părerea lui Balintoni et al. (1986) că se pot datora tectogenezei mediteraneene, dat fiind că afectează un edificiu de pînze constituit în tectogeneza austrică, după cum se poate vedea în Făgărașul de est. Primul care a bănuit existența în această zonă a unor cute deversate spre nord a fost Ghika-Budești (1940), ideea reînviată de Dimitrescu (1963, 1978), dar dezvoltată la semnificația ei majoră de Balintoni et al. (1986). Consecința de mare însemnatate a aspectelor tectonice descrise mai sus este transpoziția, prin cutare alpină deci, a entităților metamorse din care este format masivul Făgăraș. Altfel spus, nu numai că "formațiunea de Suru", în accepția autorilor comentanți mai înainte, nu reprezintă un monoclin cu polaritate normală, ci se repartizează la două unități tectonice diferite și se repetă de două ori, o dată în sinforma Suru și o dată în



antiforma Scara. Prin urmare am fi în prezență a patru *formațiuni de Suru*, ceea ce nu este cazul. Atragem încă o dată atenția asupra dificultăților întâmpinate de clasificarea formală a metamorfiteelor precambriene carpaticice, la ora actuală. În ceea ce privește tectonica disjunctivă alpină, este de reținut falia majoră care întrerupe spre vest pînza de Pîrul Moașa.

IV. METAMORFISM

Giușcă et al. (1977) au constatat că, pe profilul şoselei transfăgărășene, totalitatea metamorfiteelor întîlnite denotă un metamorfism mai vechi, la nivelul stabilității termodynamice a staurolitului și distenului, urmat de un retromorfism în condițiile termodynamice caracteristice pentru zona cloritului. Pe toată porțiunea, de la contactul tectonic cu litogrupul Cumpăna și pînă la limita depresiunii Transilvaniei, șoseaua transfăgărășeană întreacă litogrupul Făgăraș. Balintoni (1975) a arătat că în cadrul litogrupului Cumpăna se pot deosebi două metamorfisme de grad ridicat, prevaristice, celui de al doilea datorindu-i-se migmatizarea intensă. Observațiile noastre, făcute de-a lungul mai multor ani, indică faptul că părțile neretromorfozate ale litogrupurilor Moașa și Făgăraș, cum ar fi, de exemplu, orizontul inferior al paragnaiselor faneroblastice cu staurolit și disten al litozonei Șerbota, denotă o reorganizare structurală accentuată, în timpul formării foliației S_2 , care afectează mecanic staurolitul și distenul și posterior căreia cristalizează în unele locuri sillimanit pe disten (Stelea, date nepubl.). Transpoziția foliației S_1 este generală, vizualizată de omniprezenta cutelor intrafoliale dezrădăcinante (*sensu* Turner, Weiss, 1963). Cartarea efectuată de noi a pus în evidență, în cadrul litogrupului Moașa, relațiile spațiale ale secvenței puternic retromorfozate varistic cu părțile sale neretromorfozate. Dacă desfășurăm antiforma alpină Scara se poate remarcă, fără dubii, că intensitatea retromorfismului scade de sus în jos, pînă la o suprafață aproximativ plană în poziția sa inițială, care întreacă oblic litarea și, deci, unitățile lithostratigrafice. În pîrul Moașa Avrigului este bine deschisă, extinzîndu-se pe cîteva sute de metri zona de tranziție de la partea inferioară neretromorfă la partea superioară intens retromorfă a litogrupului Moașa. Zona de tranziție se caracterizează prin apariția, abia perceptibilă la început, unei noi foliații (S_3), care va deveni repede penetrativă, precum și prin cataclazarea asociațiilor minerale preexistente, însoțite de transformări mineralogice parțiale, de astă manieră că roca ia uneori aspect de cataclazit dintr-o zonă de falie. Mergînd în sus în litogrup (stratigrafic) se ajunge la roci cu aspect fîlitic, în care staurolitul și distenul dispar, doar rareori mai persistînd granat cloritizat. Deversarea nordică a

antiformei Scara a plasat zona retromorfă în poziție geometrică inferioară comparativ cu zona neretromorfă, situație ce l-a determinat pe Chivu (1985) să pună un contact de șariaj între cele două orizonturi ale litozonei Șerbota. Acest autor a inclus orizontul inferior al paragnaiselor faneroblastice la *seria de Cumpăna*, mezozonală, iar orizontul microblastic superior la *seria de Poiana Neamțului* epizonală. Se poate aprecia că partea retromorfă a litozonei Șerbota – separată de noi ca orizontul superior microblastic – formează o sinformă prin intermediul căreia se trece spre nord, în apropierea contactului cu sedimentele depresiunii Transilvaniei, la o antiformă normală. Bazîndu-ne și pe cercetările noastre din alte regiuni, considerăm că părțile retromorfozate în orogeneza varistică ale stivelor precambriene pot fi utilizate în raport cu structurile alpine ca un indice al polarității litajului.

Bibliografie

- Arion M., Ignat V. (1970) Considerații asupra migmatitelor din versantul nordic al munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/1 (1968–1969), p. 151–166, București.
- Balintoni I. (1975) Studiu petrogenetic comparativ al unor migmatite din munții Făgăraș și Sebeș. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 54, p. 133–179, București.
- , Hamm P. H., Gheuca I., Nedelcu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1986) Considerations on a Preliminary Structural Model of the South Carpathian Crystalline, East of the Olt River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71/5 (1983–1984), p. 23–44, București.
- Chivu C. (1985) Date noi privind lithostratigrafia și metalogenie părții de nord a munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 69/2 (1982), p. 27–39, București.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a munților Făgăraș. Al V-lea Congr. Asoc. Geol. Carp.-Balc., (1961), București.
- (1976) Macrostructure et microstructure dans les roches cristallines du massif de Făgăraș. *Rev. roum. géol.*, 20, 1, p. 103–108, București.
- (1978) Structure géologique du massif cristallin Făgăraș-Ezer-Leaota. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 22, p. 43–51, București.
- (1988) Elements structuraux préalpins dans le massif cristallin de Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/5 (1985–1986), p. 59–68, București.
- Dimofte C. (1967) Serile și zonele formațiunilor cristaline din extremitatea vestică a munților Făgăraș. *An. Univ. București, Șt. Nat. (Geol.-Geogr.)*, XVI/1, p. 19–29, București.
- Gheuca I. (1988) Versantul sudic al munților Făgăraș, lithostratigrafie și tectonică. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/5 (1985–1986), p. 93–117, București.
- Ghika-Budești St. (1940) Les Carpathes Meridionales Centrales. *An. Inst. Geol.*, 20, p. 175–220, București.
- Giușcă D., Anastasiu N., Popescu Gh., Șeclămanu M. (1977) Observații asupra sisturilor cristaline din zona cen-

- trală a munților Făgăraș (Cumpăna-valca Cîrțișoara). *An. Univ. București, Geol.*, 26, p. 3-17, București.
- Hedberg G. et al. (1976) International Stratigraphic Guide J., Wiley and Sons, New York, London.
- Kräutner H. G. (1980) Lithostratigraphic Correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *Ann. Inst. Géol. Géophys.*, LVII, p. 229-296, București.
- , Berza T., Dimitrescu R. (1988) South Carpathians Precambrian in Younger Fold Belts, European Variscides, the Carpathians and Balkans. Zoubek V. (ed.), John Wiley and Sons Ltd., Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.
- Pană D. (1989) Central and Northern Făgăraș - Lithological sequences and structure. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/1 (1987), p. 239-250, București.
- Reinhard M. (1911) Sisturile cristaline din munții Făgărașului (clina română). *An. Inst. Geol. Rom.* (1909), p. 165-223, București.
- Turner F. J., Weiss L. E. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. Ed. Mc. Grow-Hill Book Company, New York.

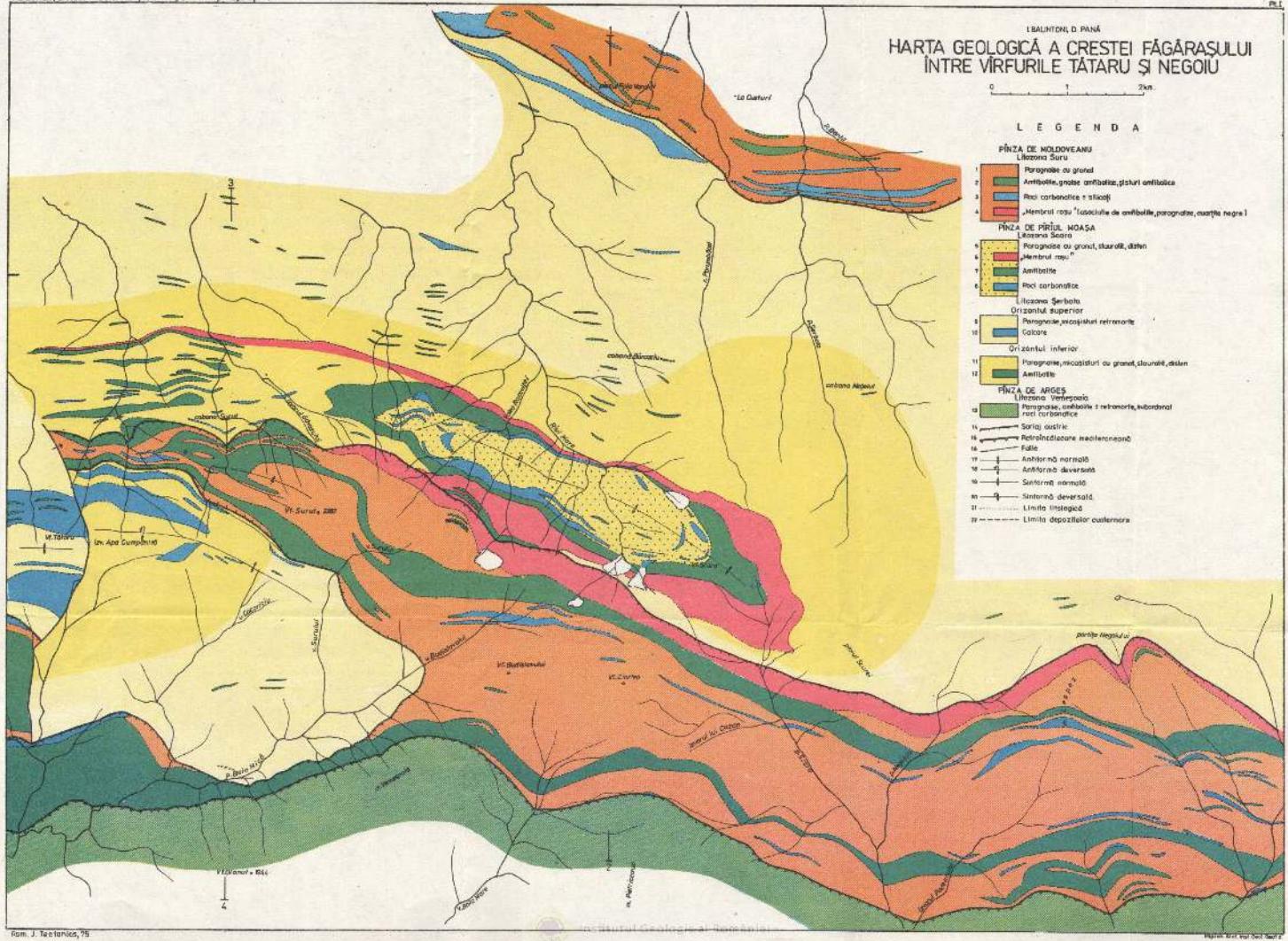
Received: May 5, 1989

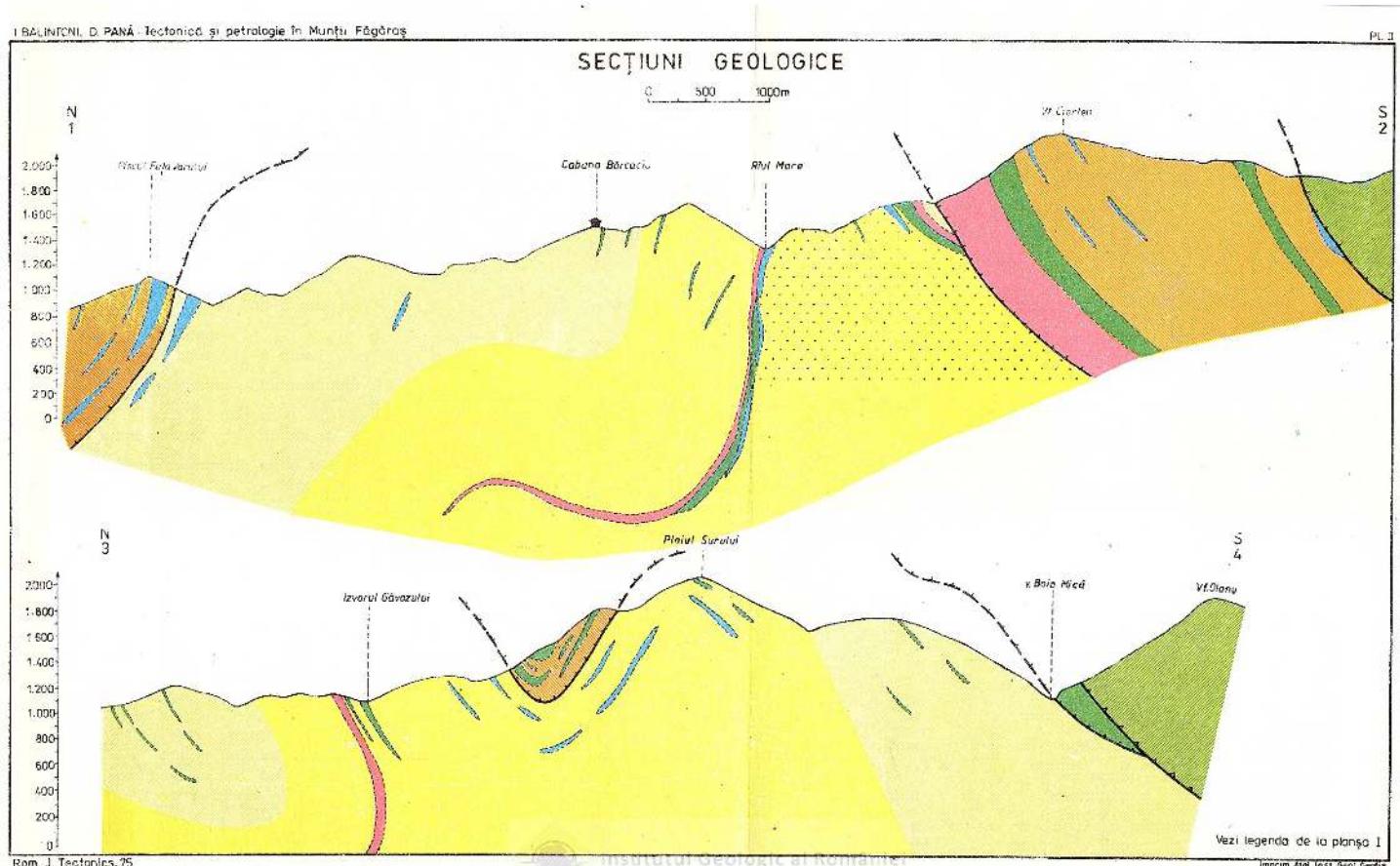
Accepted: May 11, 1989

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 19, 1989







PALEOMAGNETISM OF THE UPPER CRETACEOUS ROCKS AND ITS BEARING ON THE ORIGIN OF THE ROMANIAN CARPATHIAN ARC

Michael L. BAZHENOV

Institute of Geology, St. Petersburg.

Valentin S. BURTMAN

Institute of Geology, Pyjevski per., 9, Moscow.

Mircea SĂNDULESCU

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caranșești 1, 78344 București 32.



Key words: Upper Cretaceous. Paleomagnetism. Magnetization. Thermal demagnetization. Carpathians.

Abstract: Studies carried out in the Bend Area of the Romanian Carpathians show that the Upper Cretaceous paleomagnetic directions are related with several tens of degrees clock-wise with relation to the Eurasian reference declination which is about NE-15° in this region. This stresses out that the bent chain is not of primary but of secondary generation.

Introduction

The large loop-like Carpathian Arc is one of the most prominent features within the Alpine Fold Belt whose origin has long been debated. In the past, several authors accepted that this structure was primary and the tectonic zonation of the Carpathians has been formed *in situ*. Such a conception is still worked on (e.g. Čech and Zeman, 1982). Most authors now favour the secondary origin of the arc, but there is no agreement concerning its age and dynamics. Some stress out mostly the Cretaceous age of the arc genesis (Beer, 1980; Biju-Duval et al., 1978; Dercourt et al., 1986; Kovacs, 1982), while others hypothesize Neogene or Neogene-Quaternary bending (Balla, 1982; Boccaletti et al., 1974; Horvath et al., 1981). There are also opinions that the actual bent shape of the Carpathians is the result of Cretaceous and Neogene progradational and partly concentric bendings (Săndulescu, 1980, 1984).

In order to answer such questions paleomagnetic studies were carried out within the Academic cooperation. Paleomagnetic investigations of the Upper Cretaceous rocks in the West Carpathians as well as in the East Ukrainian Carpathians showed that the northern part of the arc is secondary (Bazhenov et al., 1980;

Bazhenov and Burtman, 1980). The here supposed horizontal displacements (Săndulescu, 1975) were confirmed (Burtman, 1984, 1986).

The only pre-Neogene paleomagnetic result reported so far from the Romanian Carpathians Bend Zone is that of Pătrașcu (1970) from the Perșani Mountains (Fig. 1), based on four samples of Neocomian age.

Geological Setting and Sampling

The important salient bending area of the Romanian Carpathians represents the junction zone of the tectonic units known in the East and South Carpathians (Fig. 1). There may be recognized (Săndulescu, 1980, 1984) mid-Cretaceous, end-Cretaceous and Neogene deformed units, namely nappes. The inner nappes (Transylvanides and Median Dacides) of mid-Cretaceous age are covered by an Upper Cretaceous and Paleogene post-tectogenetic (post-nappe) sedimentary cover (neoautochthonous). The end-Cretaceous and Neogene nappes group together within the East Carpathians Flysch Zone. One of the important end-Cretaceous nappes of the inner part of the Flysch Zone is the Ceahlău Nappe (Tithonian, Lower Cretaceous and Upper Cretaceous up to Senonian sedimentary rocks). Its frontal part is covered by the Up-



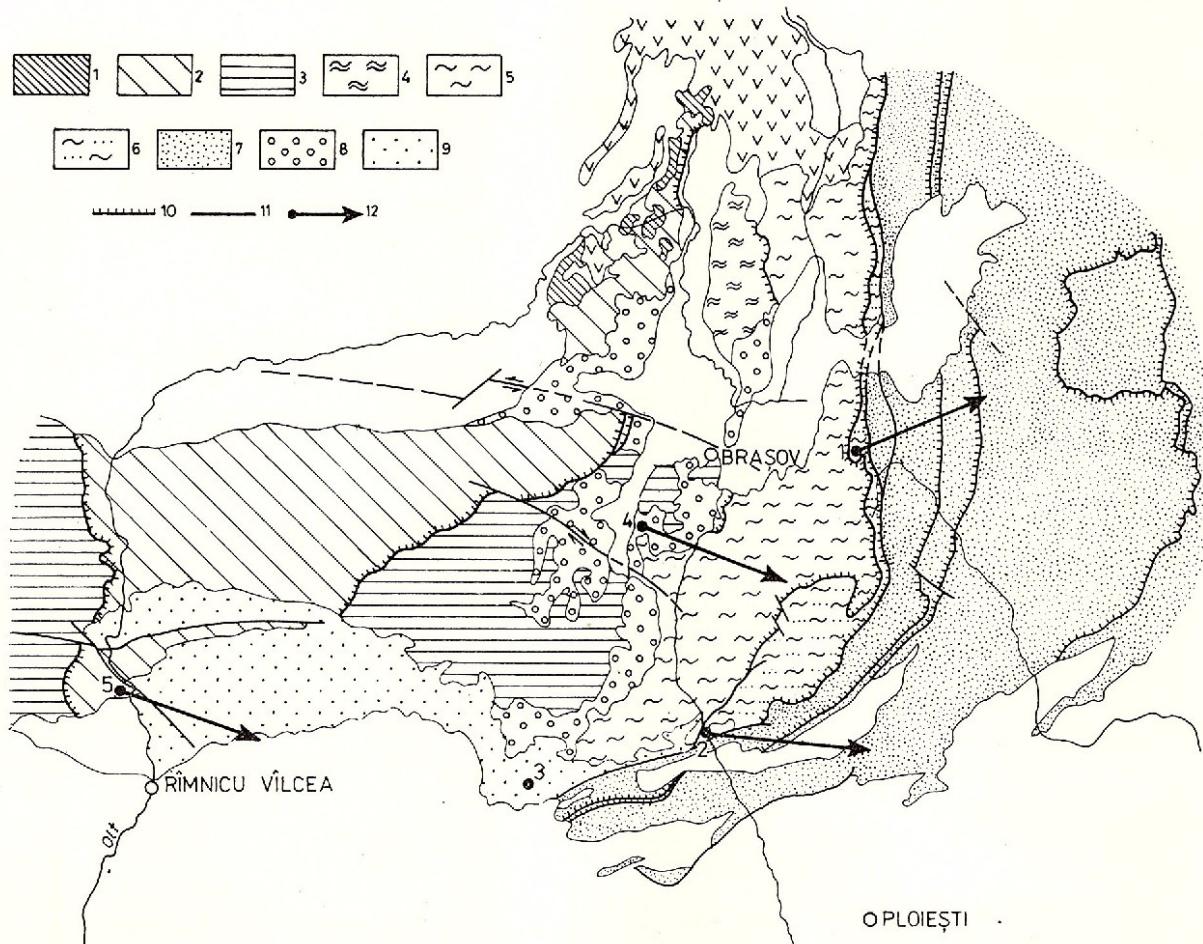


Fig. 1 Paleomagnetic sampling localities.

Legend: 1, Transylvanian nappes; 2+3, Median Dacides (2, Supragetic, Bucovinian and Sub-bucovinian nappes; 3, Getic Nappe); 4–6, External Dacides (4, Baraolt Nappe; 5, Ceahlău Nappe; 6, Bobu Nappe); 7, Moldavides; 8, Post-tectogenetic cover of mid-Cretaceous units; 9, Post-tectogenetic cover of end-Cretaceous units; 10, nappe contour; 11, fault; 12, mediated declination.

per Senonian-Paleogene post-nappe sedimentary cover which starts with the Gura Beliei Marls. External with respect to the Ceahlău Nappe, also of end-Cretaceous age, there develops the Bobu Nappe, built up by Lower and Upper Cretaceous sedimentary formations. Concomitantly with the end-Cretaceous overthrusting of the Ceahlău and Bobu nappes, deformations (foldings, thrustings, retrothrustings) of the more inner Median Dacides and of their Upper Cretaceous post-tectogenetic cover took place, but with different intensities following different sectors separated by transversal normal and strike-slip faults (i.e. Dealu Mare or Bran faults).

Sixty-five hand samples were taken at five localities (Fig. 1) (see also Table for sampling details). At locality 1 near the Teliu village, east of the Brașov town, light and dark-grey marls of Campanian-Maastrichtian age, belonging to the youngest formations of the Bobu

Nappe, crop out. Two sites have been sampled. At the site 1-A the strata dip to the west at an angle of $15^{\circ}-0^{\circ}$. At the site 1-B Upper Cretaceous rocks of the upper limb of a lying fold are in overturned position and dip gently to the south-west.

Locality 2 is situated on both banks of the Prahova River, close to its tributary, the Gura Beliei Brook, south of the Comarnic town. Gura Beliei Maastrichtian marls overlie here the frontal part of the Ceahlău Nappe. At the site 2-A on the left river-bank red marls dip steeply northwards. Site 2-B on the other bank is about 50 m higher stratigraphically and the ENE-striking strata of alternating red and light-grey marls are subvertical.

At locality 3 light-grey, sometimes pink-tinted Campanian-Maastrichtian marls crop out on the left slope of the Dimbovița River Valley, upstream the Lăicăi village. These rocks dip south-eastwards at an

Table
Upper Cretaceous Palaeomagnetic Results

Loc.	Site	A^0	d^0	TH	n		Before tilt-correction				After tilt-correction			
					a	b	D ⁰	I ⁰	k	alpha-95 ⁰	D ⁰	I ⁰	k	alpha-95 ⁰
1	1-A	285	25	40	9	7	68	4	15	13.9	64	25	21	11.6
	1-B	55	155	6	4	1	227	0			72	30		
Mean for locality					8	72	5	3		28.9	65	26	24	10.2
2	2-A	0	65	15	9	8	126	16	57	6.6	85	42	90	5.2
	2-B	20	85	30	5	4	170	11	9	23.5	100	59	17	17.1
Mean for locality					12	140	15	10		13.1	89	48	27	7.8
3	3	135	25	18	12	5	353	73	16	15.8	98	73	20	14.0
4	4-A	335	10	3	4	3	120	29	14	22.0	115	37	13	23.0
	4-B	150	40	65	11	7	61	62	11	16.3	111	42	13	14.6
Mean for locality					10	87	56	6		17.9	112	41	14	11.7
5	5-A	135	15	5	5	2	72	61			91	55		
	5-B	150	15	10	6	1	125	50			131	36		
Mean for locality (samples)					3	93	59	16		20.2	108	51	13	22.3
Mean for locality (specimens)					8						111	49	8	17.6
Overall mean: N = 5(2-A, 2-B, 4-A, 4-B, 5)					124	40	4.8	29.1			104	47	44	9.4

Footnotes: A^0 - mean dip direction; d^0 - mean angle of dip; TH - true thickness studied, meters; n - number of samples: a, taken; b, accepted; D,I, mean declination and inclination; k, concentration parameter; alpha-95, radius of confidence circle; N, number of mean vectors used for CPR-test.

angle of 20°-30°. They are in the same tectonic position as those of locality 2, but in a more internal area.

Locality 4 is on the right bank of the Ghimbav River, south of the Rîșnov town. Medium- to fine-grained sandstones (10 samples) and marls (5 samples) of Turonian-Campanian age were taken on both limbs of a WSW striking synclinal fold. The strata dip at an angle of 10°-15° on the southern limb (site 4-A) and steeper, from 30° to 50° on the northern one (site 4-B).

Locality 5 is situated in the valley of the Căciulata River, right tributary of the Olt River north of the Călimănești town. Campanian-Lower Maastrichtian sandstones and marls overlying the Getic and Supragetic nappes are exposed along the south-west dipping homocline where angles of dip range from 10° to 20°. The two sites studied are about 250 m apart stratigraphically.

Paleomagnetic Investigations

Four specimens were cut from each hand-sample in the laboratory. Two specimens per sample were subjected to stepwise thermal cleaning up to 400°C in a furnace shield with two μ -metal layers and placed within three-pair system of Helmholtz coils; due to furnace design the collection could not be heated above this temperature. If the within-sample scatter of paleomagnetic vectors was high, an additional specimen was heated. Mutual orientation of specimens was changed after each step of cleaning in order to detect and evaluate laboratory-induced magnetizations. All

measurements were made with Czechoslovakian JR-4 spinner magnetometer placed within large Helmholtz coils in order to diminish viscous magnetization in the ambient field. Results of thermal cleaning were analyzed with stereonets. Besides, storage tests were carried out on weakly magnetized marls from localities 1 and 3 by placing two specimens per sample into μ -metal shield for thirty days. These results were used only for qualitative evaluations of natural magnetization (NRM) stability.

The rocks studied are characterized by NRM intensities from 2 to $28 \cdot 10^{-6}$ emu per ccm in redbeds (loc. 2), of about $1 \cdot 10^{-6}$ emu per ccm in grey sandstone (loc. 4 and 5) and as low as $0.1 \cdot 0.9 \cdot 10^{-6}$ emu per ccm in light- and dark-grey, sometimes pink-tinted marls (loc. 1, 3 and 4).

Thermal demagnetization of redbeds at 200°C resulted in two or three-fold drop of remanence and considerable shift of paleomagnetic directions. Afterwards, magnetization intensity decreased much slower and vectors were stable within 2°-3° limits. Three samples of relatively strongly magnetized grey-marls from this locality yielded magnetization directions similar to those of redbeds at 200°C and 250°C but at 300°C within-sample scatter grew drastically and remanences dropped near to noise-level of the magnetometer.

Magnetization values in grey sandstone often differ by factor two or three within a sample. About half of this collection is characterized by very high within-sample scatter of paleomagnetic vectors and according to randomness criteria set forth by Irving (1964) such



samples were omitted. However, other sandstone samples revealed moderate to low scatter and corresponding sample-means are rather well grouped (see table) and directionally stable within-sample scatter in these rather coarse-grained rocks is mainly due to generally poor orientation of ferromagnetic particles.

After storage, grey marls showed marked changes both in intensity and direction of NRM thus testifying to considerable imprint, most probably of viscous origin. These rocks were heated from 100° to 300°C in five steps and the main part of this collection became unmeasurable within this range. Many samples revealed very high or even chaotic scatter of specimen directions partly due to the low magnetization of the marls. Only those samples had been taken into consideration, which had been measurable at or above 200°C and passed the randomness criteria. To our astonishment, these sample-means are rather clustered (see table). However, the mean vector for locality 3 before correction for tilt nearly coincides with the modern dipole of this region. A very recent age of magnetization was suspected here and this result was omitted.

From the very beginning, both true thickness and number of samples studied at each site and locality were inadequate for reliable averaging of all kinds of paleomagnetic noise, including secular variations. Besides, many samples were rejected. There seems to be no reason to believe that site-means should be parallel to each other even if magnetization of the rocks under study is the single-component prefolding one. Thus an application of fold test as suggested by McFadden and Jones (1981) did not seem justified for this data set and we had to use much less rigorous concentration parameter ratio (CPR) test (McElhindy, 1964). This test gave no definite results at site level as bedding attitudes are almost uniform at each site. At locality level, this test was positive for localities 1 and 2 and marginally so for locality 4. However, this test is critically dependent on a single accepted sample from site 1-B. Further on the CPR test was applied at site-mean level. The mean for locality 5 was used as a single entry here, as bedding attitudes are very similar at sites 5-A and 5-B and only three samples yielded acceptable results. The Carpathians structures trend nearly north-south only at locality 1, while they are sublatitudinal at the other ones, and we preferred to carry out this test only for the latter group (see table). The ratio of concentration parameters for these five means, after and before tilt-correction, is 9.2, while the critical value at 95 % confidence level is $F(8.8) = 3.44$. The test is clearly positive. Thus it can be concluded that prefolding magnetization prevails in our collection for locality 3.

All the Upper Cretaceous rocks revealed normal polarity except for two reversedly magnetized samples.

These two directions are nearly antiparallel to the normal ones, but it is clearly not enough for conclusive reversal test.

Our results (Fig. 2) differ greatly from any Mesozoic and Cenozoic paleomagnetic directions reported so far for the Eurasian and African plates. On the contrary, they are similar to those by Pătrașcu (1970) from the Perșani Mountains: $D = 252^{\circ}$, $I = -19^{\circ}$, or after reversal $D = 72^{\circ}$, $I = 19^{\circ}$.

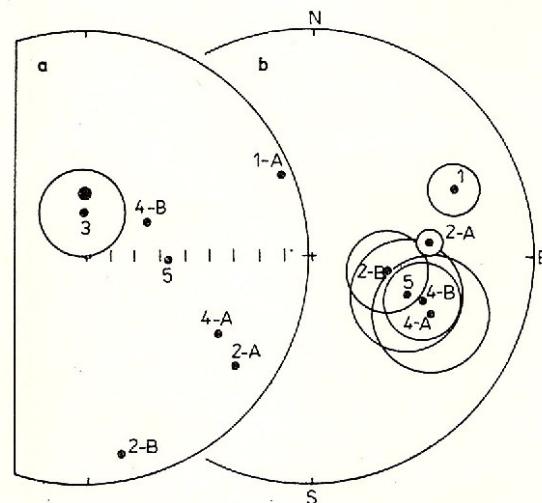


Fig. 2 - Stereoplots of Upper Cretaceous paleomagnetic data.

A: Site- and locality-means (dots) before tilt-correction. Full circle denotes the present dipole field direction. Confidence circle is shown only for mean vector for locality 3; B: Site- and locality-means after tilt-correction together with their confidence circles (mean for locality 3 is omitted). Sites and localities are numbered according to the text and Figure 1. All data are projected to lower hemisphere.

It seems reasonable to conclude that tectonics is the only plausible explanation of the anomalous paleomagnetic directions from the bend area of the Romanian Carpathians. However, these data are clearly of preliminary character because of incomplete cleaning, rather small statistics etc. Thus they are unfit for quantitative estimations of displacements and/or rotations and can be used only for qualitative interpretations.

Interpretations and Conclusions

The Upper Cretaceous paleomagnetic directions from the Romanian Carpathians are clearly rotated with several tens degrees clockwise with relation to the Eurasian reference declination which is about NE- 15° in this region.

At the same time it is to stress out that the paleomagnetic data show that the bent chain is not primary but of secondary generation.

Taking into account the paleomagnetic results as well as the mutual relations between the different major tectonic units of the area, it is possible to show a model of the Senonian paleotectonics (palinspastics) (Fig. 3). On it the results of the mid-Cretaceous deformations are cumulated but not yet those of the end-Cretaceous overthrustings and foldings.

In a more detailed analysis of the relations between the paleomagnetic directions and the tectonic elements, it is necessary to take into consideration the following situations:

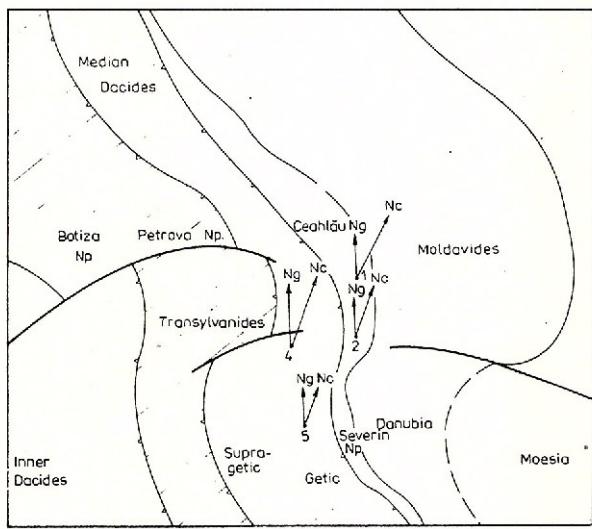


Fig. 3 Palinspastic sketch of the Romanian Carpathians during the Lowermost Senonian time.
Ng, actual north orientation; Nc, Cretaceous north orientation.

— Localities 1, 2 and 4 are situated north of the Intramoesian Fault which, at the end of the Cretaceous, developed as right-lateral strike slip, while locality 5 is west of the fault. The dextral character of the fault allowed a more important displacement of the western block of the Moesian Platform (with respect to the Intramoesian Fault), generating the South Carpathians recess bending in its present form. North of the Intramoesian Fault the bendings may be both end-Cretaceous and Lower/Middle Miocene.

— Some differences between the paleomagnetic directions in localities 4 and 5 with respect to those in the localities 1 and 2 could be explained as a result of additional local clockwise rotations due to the existence in their vicinity of left-lateral strike-slip faults, namely the Dealu Mare fault for the locality 4 and the north Căciulata Fault for locality 5. These additional local rotations of small blocks may be of Miocene age.

References

- Balla Z. (1982) Development of the Pannonian Basin Basement Through the Cretaceous-Cenozoic Collision: A New Synthesis. *Tectonophysics*, 88, 1-2, p. 61-102, Amsterdam.
- Bazhenov M. L., Began A., Birkenmajer K., Burtman V. S. (1980) Paleomagnetic Evidence for the Tectonic Origin of Curvature of the West Carpathian Arc. *Bull. Acad. Pol. Sci., (Sci. Terre)*, 28, 4, p. 281-290, Warszawa.
- , Burtman V. S. (1980) Origin of the Northern Arc of the Carpathians. *Doklady Acad. Nauk. SSSR*, 255, 6, p. 1336-1339 (in Russian).
- Beer M. A. (1980) Peculiarities of Geodynamics of the Carpatho-Dinaric Region. In: Tectonics of the Mediterranean Belt (editor M. V. Muratov). Nauka, p. 146-155, Moskva.
- Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L. (1978) Structure and Evolution of the Mediterranean Basin. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 42, Part 1, p. 951-984, Washington.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. (1974) Hypothesis on the Plate Tectonic Evolution of the Carpatho-Balkan Arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23, 2, p. 193-198, Amsterdam.
- Burtman V. S. (1984) Kinematics of the Carpathian Structural Loop. *Gheotektonika*, 3, p. 17-31, Moskva.
- (1986) Origin of Structural Arcs of the Carpathian-Balkan Region. *Tectonophysics*, 127, p. 245-260, Amsterdam.
- Cech F., Zeman J. (1982) Development of Block Structure in the Crust Below the Pannonian Basin. *Geol. Rundschau.*, 71, 2, p. 641-656, Stuttgart.
- Dercourt et al. (1986) Geological Evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Liassic. *Tectonophysics*, 123, 1-4, p. 241-315, Amsterdam.
- Horvath F., Bérckhemer H., Stegenga L. (1981) Models of Mediterranean Back-Arc Basin Formation. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 294, p. 383-401, London.
- Irving E. (1964) Palaeomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems. John Wiley and Sons Ltd., 399 p., New York.
- Kovacs S. (1982) Problems of the "Pannonian Median Massif" and the Plate Tectonic Concept. Contributions Based on the Distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic Isotopic Zones. *Geol. Rundschau.*, 71, 2, p. 617-639, Stuttgart.
- Mc Elhinny M. W. (1964) Statistical Significance of the Fold Test in Paleomagnetism. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 8, p. 338-340, London.
- Mc Fadden P. L., Jones D. L. (1981) The Föld Test in Paleomagnetism. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 67, p. 53-58, London.
- Pătrașcu S. (1970) Recherches paléomagnétiques sur des couches rouges d'âge Werfenien et Neocomien en Roumanie. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 14, 1, p. 39-45, București.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVII, 3, p. 299-358, Paris.

- Săndulescu M. (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Géol. Géophys.*, LVI, p. 5-54, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., 336 p.; Bucureşti.

Received: May, 1988

Accepted: June, 1988

*Presented in the working group 4.1. of Problem IX of inter-Academic cooperation
September, 1988*



PALÉOMAGNÉTISME DES SÉRIES SÉDIMENTAIRES MÉSOZOIQUES DE L'UNITÉ DE BIHOR (MONTS APUSENI SEPTENTRIONAUX, ROUMANIE); CONSÉQUENCES PALÉOTECTONIQUES

Sever BORDEA

Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.

Jérôme SURMONT

Université Pierre et Marie Curie, Département Géologique Séquentiel, IV Place Jussieu, Paris 75005.

Mircea SĂNDULESCU

Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, 78344 București.



Key words: Sedimentary cover. Triassic. Jurassic. Cretaceous. Paleomagnetism. Magnetization. Thermal demagnetization. Remagnetization. Apuseni Mountains – Northern Apuseni Mountains – Pădurea Craiului Mountains.

Abstract: *Paleomagnetism of the Mesozoic Sedimentary Series of the Bihor Unit (Northern Apuseni Mountains, Romania). Paleotectonic Consequences.* Paleomagnetic studies were carried out in Pădurea Craiului Mts on Triassic, Jurassic and Cretaceous sedimentary formations belonging to the Bihor Unit. A number of 292 specimens were analysed by thermic demagnetisation. It is to stress out that all the values measured correspond to an event younger than the Turonian, connected with the regional heating determined by the banatitic intrusions at the end of the Senonian and/or in the Paleocene. After and partly during the remagnetisation the Apuseni Mts rotated clockwise at 60° in respect of the stable Europe. The rotation should start at the end of the Senonian and continued during the Paleocene and possibly during the Lower Miocene.

Introduction

Dans la partie septentrionale des monts Apuseni, situés en Roumanie, affleure une unité structurale particulière, l'unité de Bihor (Fig. 1), qui est interprétée comme un autochtone relatif sur lequel a été charrié durant le Turonien un système de nappes de caractère austro-alpin (Săndulescu, 1975; Bleahu, 1976 b). La position de cette unité à l'intérieur de l'arc carpathique pose d'importants problèmes de reconstitution paléogéographique. Son origine est à elle seule l'objet de controverses. En effet, certains auteurs (Kovacs, 1982; Dercourt et al., 1985) considèrent que durant le Jurassique et le Crétacé inférieur, l'unité de Bihor était située sur la marge nord de la Néotéthys, alors que d'autres (Săndulescu, 1984; Debemas, Săndulescu, 1987) préfèrent au contraire la situer sur la marge sud et en font un élément du promontoire apulien.

On ignore par ailleurs si, durant les déformations alpines, cette unité est restée solidaire de l'une ou l'autre de ces marges ou si au contraire elle s'est comportée comme une unité tectonique distincte avec ses propres déplacements. D'autres auteurs (Boccaletti et al., 1974; Bleahu, 1976 a; Kozur, 1984; Balla, 1986) proposent en effet pour le domaine carpatho-papnionien des reconstitutions paléotectoniques dans lesquelles ils font subir à l'unité de Bihor et aux monts Apuseni en général, une rotation parfois importante mais dont le sens, faute de données suffisantes, n'est pas clairement établi et varie selon les interprétations.

Le paléomagnétisme est la méthode la mieux adaptée pour détecter de tels déplacements et en évaluer l'amplitude. La connaissance de ceux-ci est capitale pour comprendre la morphologie actuelle de la chaîne carpathique. Nous avons donc choisi d'échantillonner les formations sédimentaires mésozoïques de l'unité de Bihor, afin d'apporter des informations paléomagnétiques inédites sur cette unité et d'essayer de reconstituer en partie son évolution cinématique.



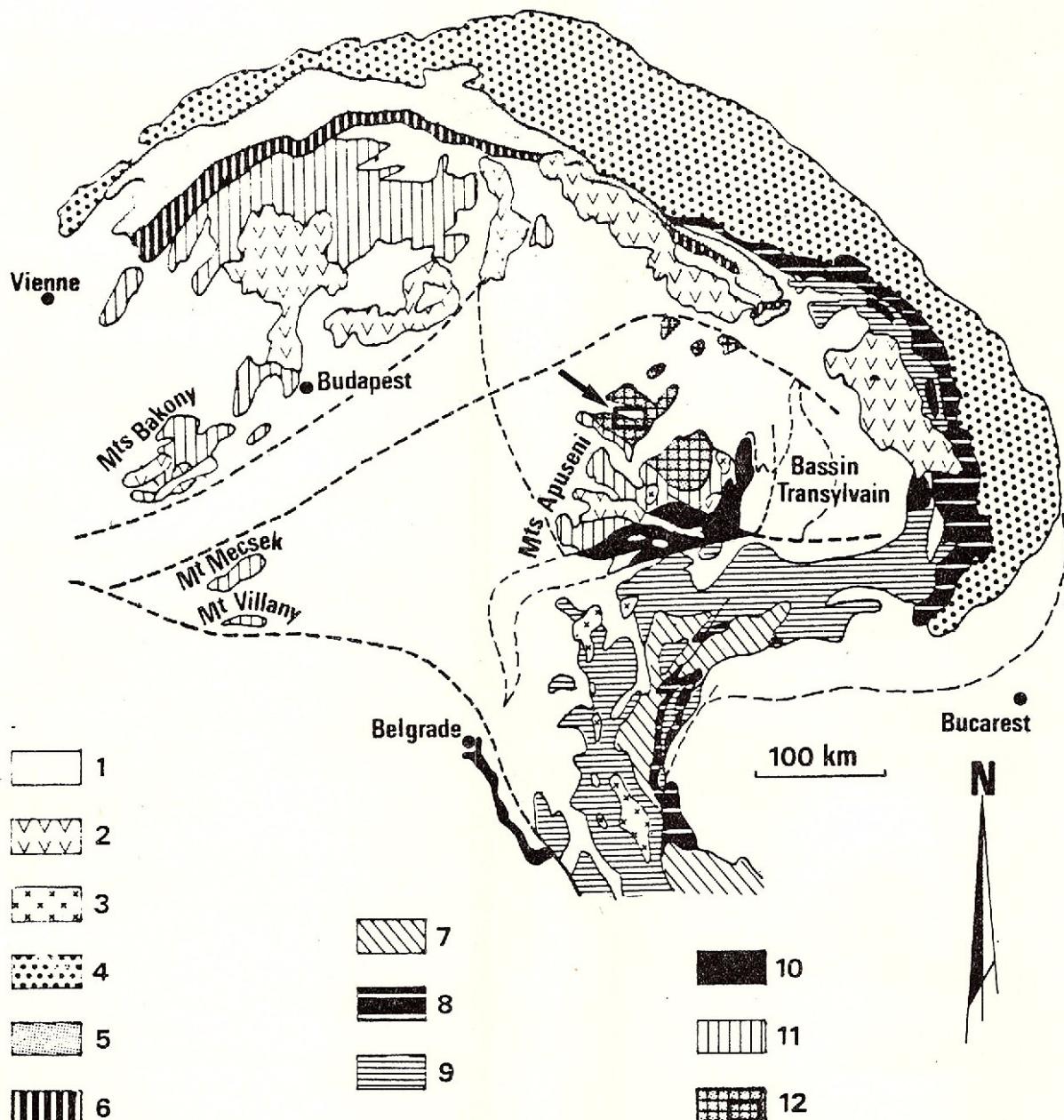


Fig. 1 Carte structurale simplifiée des Carpates (d'après Săndulescu, 1984).

1, dépressions molassiques et couverture post-tectonique; 2, volcanisme néogène; 3, volcanisme crétacé supérieur; 4, Moldavides; 5, flysch de Măgura; 6, Piénides; 7, Dacides marginales; 8, Dacides externes; 9, Dacides médiennes (orientales et méridionales); 10, Transylvanides, nappes transylvaines et Vardar; 11, Dacides internes; 12, unité de Bihor (Dacides internes) et secteur d'étude (encadré).

Nous présentons dans cet article les résultats paléomagnétiques que nous avons obtenus sur les séries triasiques, jurassiques et crétacées des monts Pădurea Craiului, situés dans la partie NW des monts Apuseni (49.9°N ; 22.5°E), et dans lesquels affleure la couverture sédimentaire de l'unité de Bihor.

Présentation des faciès

La couverture sédimentaire des monts Pădurea

Craiului comprend un Trias d'environ 800 à 1000 m de puissance (Fig. 2), mais qui n'est bien développé que dans sa partie inférieure et moyenne. Il repose en discordance sur les grès rouges et les conglomérats attribués au Permien. Les dépôts triasiques débutent par un ensemble gréso-quartzitique rouge attribué au Werfénien, auquel succède un complexe carbonaté massif d'âge anisien comprenant des calcaires noirâtres vermiculés (calcaires de Bucea) et des calcaires som-

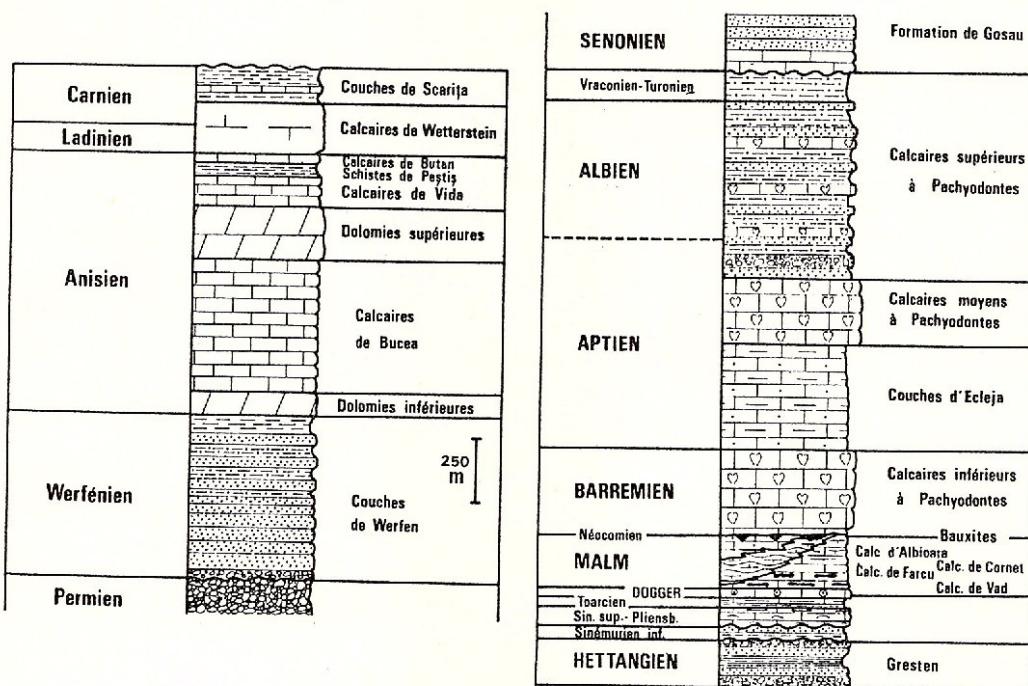


Fig. 2 Colonne lithostratigraphique synthétique des séries mésozoïques de l'unité de Bihor (d'après Patrulius, 1976).

bres (calcaires de Vida), séparés par des niveaux dolomitiques massifs. Le Ladinien est représenté par des calcaires récifaux massifs et clairs à Diplopoles (calcaires de Wetterstein), alors que le Trias supérieur, pratiquement inexistant, ne comporte que des argilites et des silts noirs attribués au Rhétien.

Le Jurassique des monts Pădurea Craiului a une puissance plus réduite (environ 500 m), et débute par un Lias inférieur continental à faciès de Gresten comportant des conglomérats et grès à intercallations de charbons. La sédimentation marine jurassique débute au Sinémurien inférieur. Les dépôts du Lias supérieur comportent entre autres au Pliensbachien des calcaires gréseux et au Toarcien des marno-calcaires sombres à nodules de phosphate. Le Dogger est intégralement développé et se caractérise par une série marno-calcaire fortement condensée qui excède rarement une dixaine de mètres. Le Malm est également calcaire et devient massif au Tithonique.

Les dépôts crétacés, d'environ 2000 m de puissance, débutent au Néocomien par des bauxites déposées au toit du Malm. Le Barrémien comprend des calcaires organogènes (calcaires inférieurs à Pachyodontes), l'Aptien des marnes et calcaires (couches d'Ecleja et calcaires moyens à Pachyodontes) et l'Albien une série marno-détritique glauconieuse également à intercallations de calcaires à Pachyodontes. Le Cénomanien et le Turonien inférieur sont représentés par des schistes

bigarés et des grès. La série mésozoïque s'achève au Senonien par la formation de Gosau, post-tectonique, qui recouvre en discordance les terrains plus anciens.

Échantillonnage

L'échantillonnage a été réalisé au moyen d'un carotier à moteur, permettant de forer des carottes de 25 mm de diamètre. Celles-ci ont été ultérieurement débitées en plusieurs échantillons cylindriques de dimensions standard.

Nous n'avons retenu pour l'échantillonnage et l'analyse magnétique que les faciès bien lités et de préférence marins et carbonatés. Les niveaux massifs ou récifaux, donc sans stratification visible ou pauvres en oxydes magnétiques ont été systématiquement écartés dans notre choix.

Les formations échantillonnées sont pour le Trias, les quartzites rouges du Werfénien (site Q, Fig. 3), et les calcaires anisiens de Bucea (sites BI, BM et BS) et de Vida (sites VI et AA des vallées de Vida et d'Albioara). Pour le Jurassique, deux secteurs principaux d'échantillonnage ont été choisis en raison de la bonne qualité des affleurements: le secteur de Gălăgeni (site GT pour le Toarcien et sites GD et GC'S pour le Bathonien-Callovien terminal) et le secteur de Vadu Crișului (site VP pour le Pliensbachien et VC'D pour le Bathonien-Callovien supérieur). Le Crétacé a été

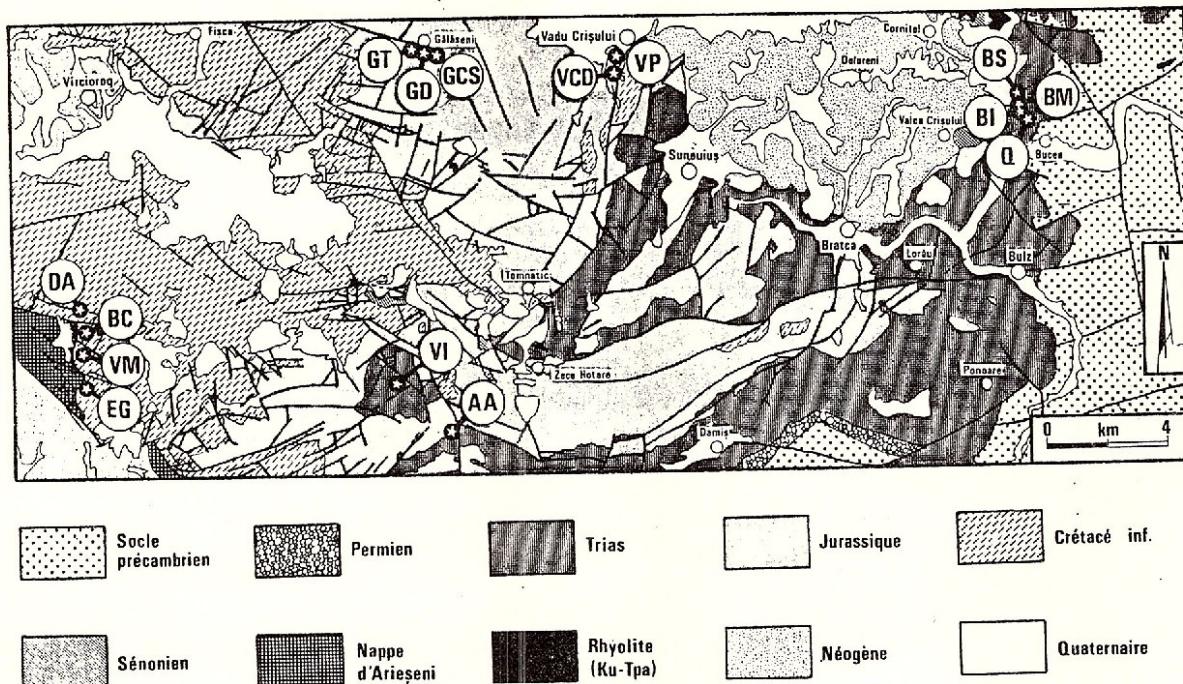


Fig. 3. Carte géologique simplifiée des monts Pădurea Craiului (d'après les feuilles Zeece Hotare et Remetei au 1:50.000 ème).

Les étoiles indiquent la localisation des sites d'échantillonnage. Près de la localité de Bucea, (Q) désigne les quartzites du Werfénien; (BI), (BM) et (BS), respectivement les parties inférieure, moyenne et supérieure des calcaires de Bucea (Anisien). Les calcaires de Vida également anisiens ont été échantillonnés dans les vallées de Vida (VI) et d'Albioara (AA). Près de la localité de Vadu Crișului, (VP) désigne le Toarcien et (VCD) les faciès du Bathonien-Callovien terminal. Près de Gălășeni, (GT) désigne le Toarcien, (GD) le Bathonien-Callovien inférieur et (GCS) le Callovien supérieur. Les sites (VM), (EG) et (DA) correspondent aux couches d'Ecleja d'âge aptien et sont situées respectivement dans les vallées de Măgura (Bédoulien), de Vasii (Gargasien) et de Dobrești. Le site (BC) correspond aux pélites et grès du Cénomanien de la vallée de Vasii.

échantillonné dans la partie occidentale des monts Pădurea Craiului, non loin du front de la nappe d'Arieșeni. Il s'agit principalement des couches d'Ecleja d'âge Aptien (site DA, Aptien de Dobrești; site EG, Gargasien de la vallée de Vasii, et site VM, Bédoulien de la vallée de Măgura). Le Cénomanien a été également échantillonné dans la vallée de Vasii (site BC); nous y avons distingué une partie gréseuse (BC1) d'une partie pélitive rouge (BC2).

Nous avons analysé au total 292 spécimens dont 81 sont d'âge triasique, 131 d'âge jurassique et 80 d'âge crétacé. Les mesures ont été réalisées sur l'inductomètre à rotation continue de type JR-4 (Geofysica, Brno) du Laboratoire de Géomagnétisme du Parc Saint Maur.

Analyse de la minéralogie magnétique

Plusieurs échantillons témoins ont été sélectionnés en chaque site afin de préciser la nature des minéraux qu'ils contiennent. En raison de la taille réduite de ces minéraux et de leur faible concentration dans les

sédiments, nous avons choisi d'utiliser les méthodes de détermination indirecte qui utilisent les propriétés magnétiques des minéraux (Lowrie, Heller, 1982).

Ces techniques consistent d'une part à tracer les courbes d'acquisition de l'aimantation rémanente isotherme (ARI), en soumettant les échantillons au champ continu croissant d'un électro-aimant jusqu'à la saturation et, d'autre part, à tracer les courbes de désaimantation thermique de l'ARI à saturation. On détermine ainsi pour chaque spécimen les spectres de champs de blocage et les points de Curie des minéraux magnétiques.

Les échantillons triasiques (BM, BS et AA), ceux du Toarcien de Gălășeni (GT) et de l'Aptien de Dobrești (DA), ont une ARI qui croît rapidement jusqu'à 0.2 T (Fig. 4a). Au delà, les courbes s'infléchissent et présentent une croissance plus faible. Ces échantillons comportent donc principalement des minéraux magnétiques à faibles champs de blocage, du type titanomagnétite. La saturation incomplète à 1.6 T indique qu'une autre phase minérale plus discrète et à champs de blocage élevés est également présente. Il s'agit probablement d'hématite. Ce dernier minéral

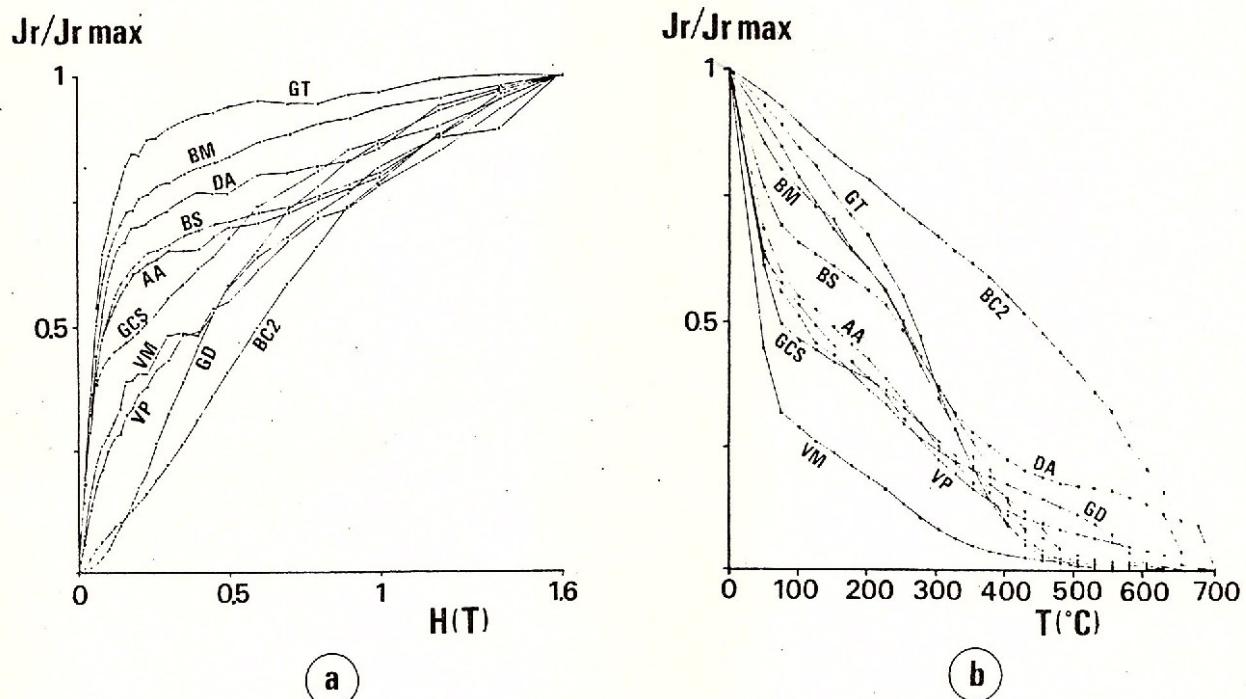


Fig. 4. Courbes normalisées d'acquisition de l'ARI (a) et de désaimantation thermique de l'ARI à saturation (b) de différents échantillons pilotes prélevés sur les sites triasiques (BM, BS et AA), jurassiques (VP, GT, GD et GCS) et crétacés (VM, DA et BC2).

est le porteur principal de l'aimantation des échantillons pélitiques rouges du Cénomanien (BC2) et des échantillons du Dogger de Gălășeni (GD). Il prédomine également dans le Pliensbachien de Vadu Crișului (VP) et est présent en quantité importante, associé à des titanomagnétites, dans le Callovien supérieur de Gălășeni (GCS).

Lors de la désaimantation thermique de l'ARI des échantillons (Fig. 4b), l'annulation de la rémanence détermine différents points de Curie qui s'échelonnent entre 500 et 580°C pour les titanomagnétites et qui atteignent 700°C pour l'hématite. D'autres points de Curie peuvent être déduits à partir des tangentes aux différents points d'inflexion des courbes. Par exemple, la chute brutale de l'ARI des échantillons du Bédoulien de la vallée de Măgura (VM) permet d'identifier par extrapolation un point de Curie voisin de 100°C qui caractérise la goethite, laquelle se transforme en hématite à haute température.

D'une manière générale, hormis les échantillons pélitiques rouges du Cénomanien qui renferment essentiellement de l'hématite, tous les autres échantillons possèdent une minéralogie magnétique multiple avec certainement, comme l'indiquent les ondulations des courbes de désaimantation, plusieurs générations de minéraux magnétiques.

Analyse paléomagnétique

Méthode

Les échantillons ont été laissés au minimum un mois dans une enceinte en champ nul afin d'éliminer la partie principale de l'aimantation visqueuse acquise *in situ* par les échantillons ainsi qu'entre le moment de leur prélèvement et leur préparation au laboratoire.

Tous les spécimens ont été totalement désaimantés par des chauffes progressives effectuées avec un pas de 25 ou 50°C jusqu'à 400°C au minimum et 700°C au maximum. Durant cette opération, les aimantations éliminées jusqu'à 175 ou 200°C se répartissent généralement autour de la direction du champ magnétique terrestre actuel (CMTA) et correspondent à la composante visqueuse de l'aimantation rémanente naturelle (ARN), (Fig. 5a, b, c). Au delà de ces températures, il est fréquent d'observer une évolution de faible amplitude mais continue de la direction de l'aimantation restante. Celle-ci se traduit avec plus ou moins de netteté sur les projections de Zijderveld (Fig. 5 d, e, f) par des branches légèrement courbes mais qui convergent pratiquement toujours vers l'origine. L'existence d'une telle évolution indique que certains échantillons comportent, en plus d'une composante visqueuse récente, au moins deux composantes d'aimantation anciennes de directions très proches qui sont les symptômes d'une réaimantation.

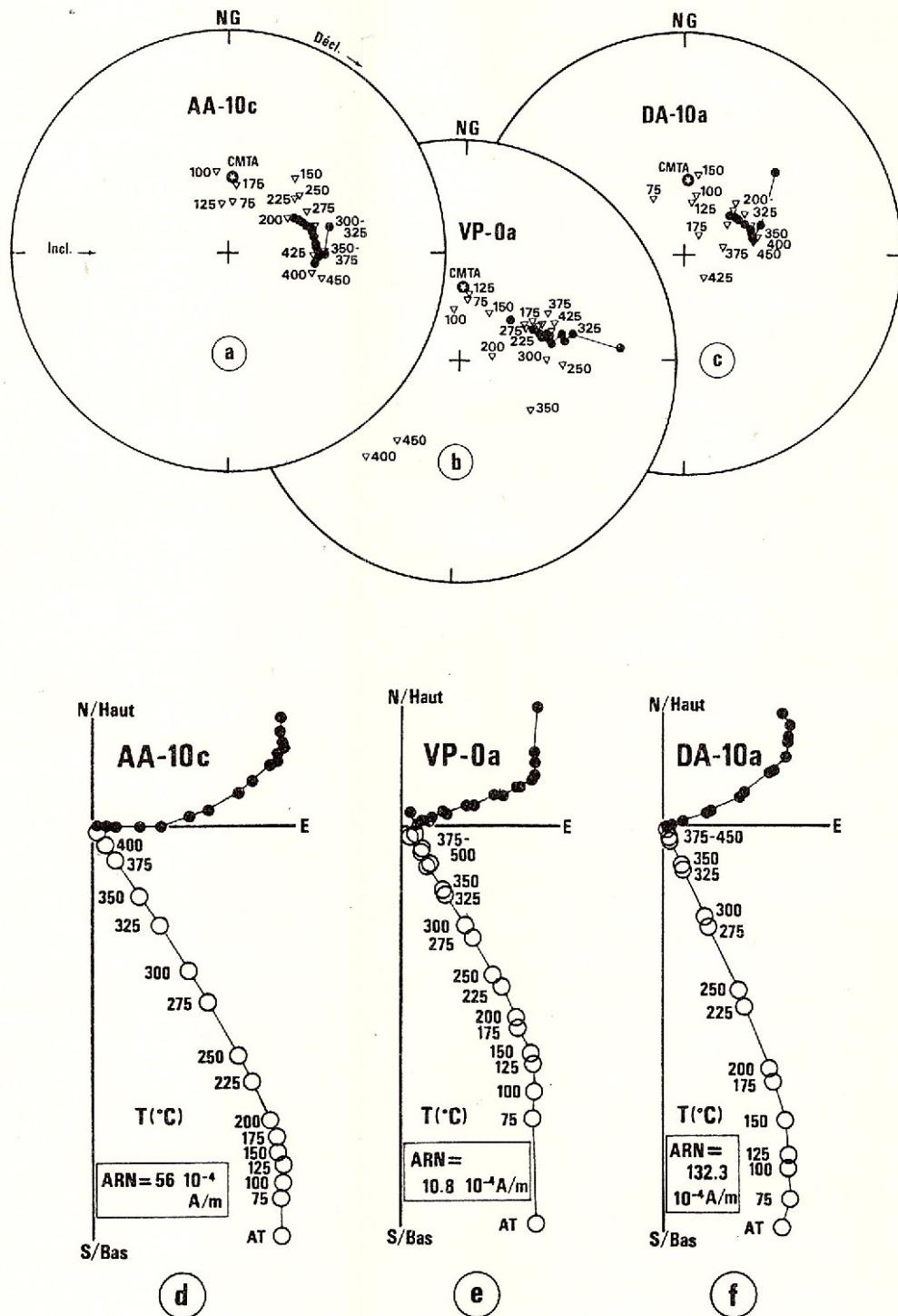


Fig. 5 (Haut) - Stériogrammes (a, b, c): exemples d'évolutions des directions d'aimantation, observées durant la désaimantation thermique de trois échantillons d'âge triasique (a), jurassique (b) et crétacé (c). Tous les vecteurs sont dirigés vers le bas. Les ronds reliés entre eux représentent les directions successives de l'aimantation restante au fur et à mesure de la désaimantation. Les triangles représentent les aimantations éliminées avec leurs températures correspondantes (en $^{\circ}\text{C}$). CMTA: champ magnétique terrestre actuel. NG: Nord géographique.

(Bas) - Diagrammes de Zijderveld (d, e, f) des mêmes échantillons: les symboles pleins et les symboles vides correspondent respectivement à la projection du vecteur aimantation dans le plan horizontal et dans le plan vertical. Toutes les figures sont sans corrections tectoniques.

Nous avons choisi de conserver comme direction caractéristique de chaque échantillon, la direction de la composante d'aimantation à températures de blocage élevées, définie par le groupement final des différences vectorielles. Pour chaque site, nous avons calculé la moyenne des directions caractéristiques de tous les échantillons, avec et sans correction du pendage des couches, en utilisant la statistique de Fisher (Tableau).

de ces formations sont assez mal groupées en l'absence de corrections tectoniques (Fig. 6c). Elles sont à peine moins dispersées après corrections (Fig. 6d), mais certaines formations d'âges comparables, comme le Toarcien de Gălășeni (GT) et le Pliensbachien de Vadu Crișului (VP), ont des directions caractéristiques qui diffèrent de près de 35° en inclinaison.

Tableau

Sites	N	ARN			Directions caractéristiques						
		Moment en 10^{-4} A/m	D($^{\circ}$)	I($^{\circ}$)	A95($^{\circ}$)	Sans correction			Avec correction		
						D($^{\circ}$)	I($^{\circ}$)	A95($^{\circ}$)	D($^{\circ}$)	I($^{\circ}$)	A95($^{\circ}$)
Q	1	20.0	96.8	56.3	3.4	99.9	57.5	2.0	62.7		
BI	8	100.3	65.4	73.2	2.8	77.2	71.9	3.3	-3.8	60.0	3.3
BM	13	137.7	85.7	48.1	2.8	89.5	45.1	2.9	35.3	79.1	2.9
BS	23	180.9	120.9	59.6	5.5	127.7	55.2	5.9	-20.6	57.8	5.9
VI	13	72.6	15.9	61.1	6.4	24.5	62.1	8.1	2.1	51.2	8.1
AA	23	46.2	62.2	62.8	1.7	90.1	58.4	2.1	39.8	60.0	2.1
VP	38	12.2	46.4	71.6	2.4	79.2	69.0	3.5	93.7	43.4	3.5
GT	13	7.0	-25.7	83.0	2.6	-62.9	84.9	2.9	72.9	77.0	2.9
GD	19	26.1	30.2	75.3	2.5	27.5	77.2	2.5	70.1	57.5	2.5
GCS	17	114.9	-56.2	80.8	3.0	-61.6	80.9	3.2	79.0	71.8	3.2
VCD	44					10.6	63.0	1.5	71.3	66.4	1.5
VCDinv	11	85.0	16.4	64.0	5.2	(-111.1	59.1	3.0	-83.4	-42.6	3.0
VM	18	8.0	44.1	63.0	2.2	60.8	59.6	2.4	52.7	54.2	2.4
EG	22	343.8	47.2	60.3	1.7	55.8	60.5	2.1	52.9	81.5	2.1
DA	19	77.9	53.2	62.8	2.8	67.9	59.2	3.3	-99.5	49.0	3.3
BC1	7	17.5	39.1	62.4	3.0	51.3	62.3	3.7	109.5	70.5	3.7
BC2	14	361.7	63.4	67.1	1.2	68.8	66.8	1.5	129.2	65.7	1.5

Analyse des résultats

Nous partirons pour l'analyse des résultats, des formations les plus récentes d'âge crétacé pour terminer par les plus anciennes d'âge triasique.

Résultats des sites crétacés

Les directions caractéristiques moyennes, calculées sur les différents sites crétacés, ont été reportées sur la figure 6. Toutes ces directions ont des inclinaisons positives c'est-à-dire dirigées vers le bas. Sans corrections tectoniques (Fig. 6a), ces directions sont très bien groupées alors qu'elles se retrouvent dispersées après application des corrections de pendage (Fig. 6a). Ce test du pli négatif montre donc que les sites d'âge crétacé ont nécessairement subi une réaimantation postérieurement aux déformations tectoniques ou à la fin de celles-ci, et ont tous enregistré la même direction d'aimantation de coordonnées moyennes: $D = 60.8^{\circ}$; $I = 61.8^{\circ}$; $A95 = 3.6$.

Résultats des sites jurassiques

Plusieurs observations attestent que les formations jurassiques ont également subi des réaimantations.

D'une part, les directions moyennes caractéristiques

D'autre part, le Lias et le Dogger sont des périodes durant lesquelles le champ magnétique terrestre s'est inversé à de nombreuses reprises. Or, nous n'avons décelé aucune inversion de polarité sur les différentes formations jurassiques étudiées. Les aimantations à températures de blocage élevées, mesurées sur ces formations, ont en effet toutes des inclinaisons positives.

Enfin, le cas particulier du Dogger de Vadu Crișului apporte certainement l'argument le plus convaincant. La plupart des échantillons de ce site présentent une seule composante d'aimantation d'inclinaison positive et à températures de blocage élevées (Fig. 7a). Quelques échantillons prélevés dans la base de la formation comportent, en plus de cette composante directe, une composante secondaire inverse (notées VCD inv. sur les figures 6c et 6d) à faibles températures de blocage mais de direction assez différente (Fig. 7b). Cette dernière est éliminée aux alentours de 150-200°C. En l'absence de correction tectonique (Fig. 7c), la composante à températures de blocage élevées, bien que située à proximité de la direction du CMTA, ne peut être une composante de nature visqueuse. Il en est de même de la composante à faibles températures

de blocage dont la direction est très différente de celle du champ actuel. Corrigées tectoniquement (Fig. 7d) ou non corrigées (Fig. 7c), ces deux composantes ne sont jamais en disposition antipodale. Il s'agit donc bien de deux composantes anciennes de directions et d'âges différents. Si on applique la correction tectonique seulement à la composante à températures de blocage élevées, qui est certainement la plus ancienne, les directions moyennes de ces deux composantes deviennent pratiquement antipodales (Fig. 7e). Ensemble elles déterminent une direction moyenne ($D = 70.8^{\circ}$; $I = 64.9^{\circ}$; $A95 = 1.5$), qui est proche des directions obtenues sur les formations crétacées réaimantées. La composante à températures de blocage élevées aurait donc été acquise avant les déformations ou au début de celles-ci, tandis que la composante à faibles températures de blocage aurait été enregistrée seulement par quelques échantillons, après les déformations

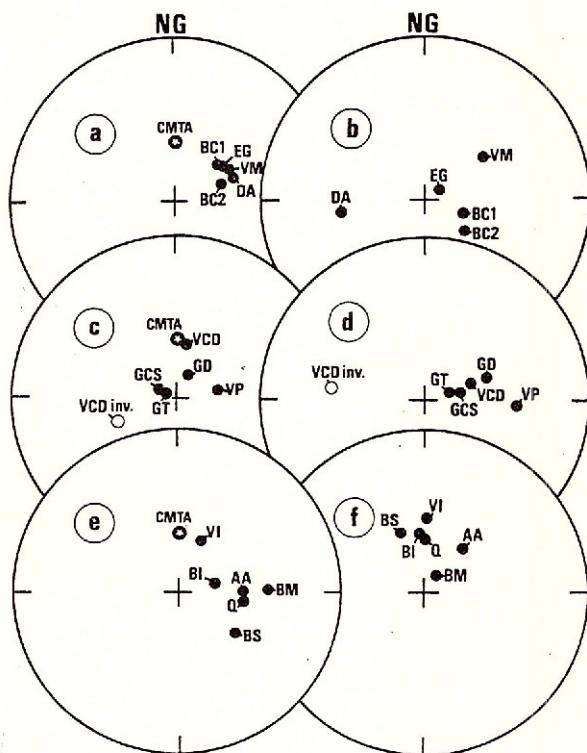


Fig. 6. Directions caractéristiques moyennes des différents sites crétacés (a, b), jurassiques (c, d) et triasiques (e, f). Les figures de gauche (a, c, e) sont sans correction de pendage. Les figures de droite (b, d, f) sont avec correction de pendage. Les vecteurs dirigés vers le bas et ceux dirigés vers le haut sont représentés respectivement par des figurés pleins et des figurés vides.

Résultats des sites triasiques

Les directions caractéristiques des formations triasiques sont en moyenne mieux groupées après correction des pendages (Fig. 6f). Toutes ont des

inclinaisons positives et pour la plupart proches de 60° . L'inclinaison du site BM atteint néanmoins 80° . Il est certain que toutes ces inclinaisons sont trop élevées pour des aimantations d'âge triasique inférieur et moyen et que ces formations ont été réaimantées au même titre que les formations jurassiques et crétacées. En l'absence de corrections tectoniques (Fig. 6e), les directions caractéristiques obtenues sur les sites Q, BS, VI et AA pourraient fort bien être d'âge crétacé supérieur ou même cénozoïque.

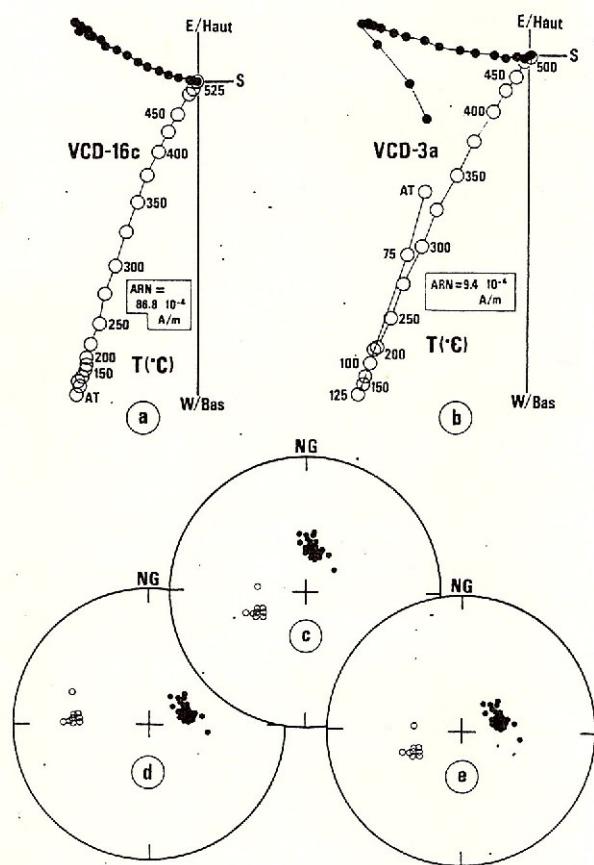


Fig. 7. (a, b): Diagrammes de Zijderveld (sans correction tectonique) des échantillons du Dogger de Vadu Crișului, comportant une seule composante d'aimantation caractéristique (a), et comportant deux composantes caractéristiques (b) dont une d'inclinaison négative à faibles températures de blocage. Mêmes conventions que pour la figure 5. - (c, d, e): Stéréogrammes des directions caractéristiques des deux composantes précédentes lorsqu'aucune correction tectonique n'est appliquée (c), lorsque la correction tectonique est appliquée aux deux-composantes (d), et lorsqu'elle n'est appliquée qu'à la composante à températures de blocage élevées (e). Mêmes conventions que pour la figure 6.

Conséquences paléomagnétiques

Les considérations précédentes nous amènent à la conclusion que toutes les séries sédimentaires étudiées,

dont l'âge s'étend depuis le Trias inférieur jusqu'au Crétacé moyen, ont perdu leur aimantation primaire à la suite d'une ou plusieurs phases de réaimantation. Aucune des aimantations obtenues n'a donc l'âge stratigraphique de la roche qui la porte. Nous avons également vu que pour harmoniser les résultats, il convenait d'appliquer la correction tectonique à certaines directions, de ne pas l'appliquer à d'autres ou encore de n'appliquer qu'une correction tectonique partielle. La réaimantation a donc certainement affecté des séries sédimentaires déjà en partie basculées lors des déformations intra-turonniennes et d'autres faiblement déformées, mais qui subiront les déformations ultimes de la fin du Sénonien et du début du Paléocène.

Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons cherché à déterminer si en effectuant seulement des corrections tectoniques partielles, il était possible de faire converger les directions des aimantations caractéristiques des différentes formations vers une direction commune. Cette dernière représenterait ainsi la direction moyenne du champ magnétique terrestre qui régnait durant la principale phase de réaimantation. Pour cela, nous avons tracé sur le stéréogramme de la figure 8 les portions de petits cercles qui relient les directions d'aimantation caractéristiques, corrigées et non corrigées, de chaque site. La plupart de ces petits cercles se recoupent effectivement autour d'une même direction de coordonnées $D = 70.8^\circ$; $I = 66.9^\circ$. Les sites triasiques BS et VI n'ont pas été pris en compte dans ce raisonnement. En effet, le petit cercle associé au site BS s'écarte du lieu des intersections des autres petits cercles, certainement parce que les déformations qui ont affecté ce site sont plus complexes que les modèle simple de correction tectonique appliquée ici. Le petit cercle associé au site VI est au contraire très proche du lieu des intersections des autres petits cercles, mais les directions caractéristiques de ce site, avant comme après correction, en sont éloignées. Le site VI semble donc avoir été réaimanté plus récemment que les autres sites.

La direction déterminée au moyen de l'intersection des petits cercles est par ailleurs très proche des directions caractéristiques du Dogger de Vadu Crișului et de celles des différents sites crétacés. De plus, des travaux paléomagnétiques déjà anciens, réalisés par Pătrașcu et al. (1964) et par Pătrașcu (1970) sur le Werfénien de Bucea et de Vintere ainsi que sur différentes formations permianes des nappes de Codru, ont donné des directions d'aimantations très voisines de la direction que nous avons calculé et qui sont à l'évidence également des réaimantations.

L'unité de Bihor a donc subi en partie pendant et surtout après la réaimantation, une rotation dans le sens horaire d'amplitude importante. Cette conclusion soulève plusieurs problèmes qui concernent d'une part,

l'origine et l'âge de la réaimantation et d'autre part, la durée, l'amplitude et l'âge du début de la rotation.

Hypothèses sur l'origine de la réaimantation

La réaimantation est vraisemblablement un phénomène consécutif au réchauffement général de la couverture sédimentaire des monts Pădurea Craiului, postérieurement à la tectogenèse intra-turonniene. Trois hypothèses peuvent être proposées pour expliquer un tel réchauffement.

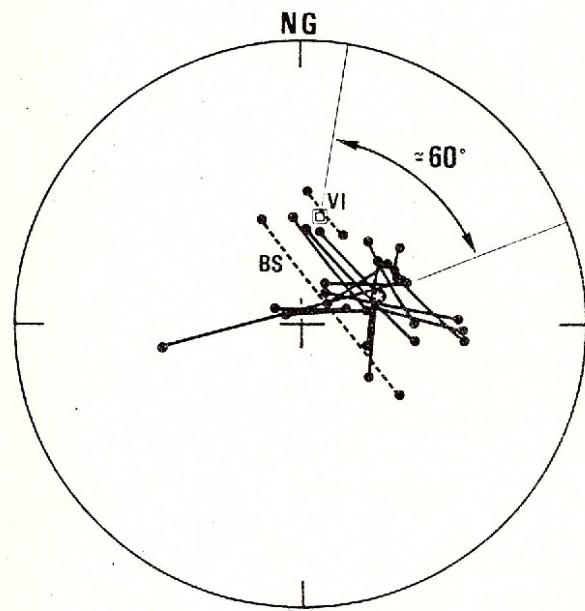


Fig. 8 - Représentation dans l'hémisphère inférieur de la projection des portions de petits cercles (en traits gras) joignant les directions caractéristiques corrigées et non corrigées de chaque site (tours noires). L'étoile indique la direction moyenne d'intersection de tous ces petits cercles, calculée sans tenir compte des sites BS et VI (en pointillés). Le carré vide indique la direction moyenne du champ magnétique de l'Europe stable rapportée au site, à la limite Crétacé-Tertiaire.

La première hypothèse est tectonique. Elle suppose un réchauffement modéré de la couverture sédimentaire de l'unité de Bihor, durant un laps de temps important, à la suite de son enfouissement sous le système des nappes de Codru-Arieșeni. Cette hypothèse se heurte à deux inconnues. On ignore tout d'abord si les nappes, dont le front est actuellement au sud des monts Pădurea Craiului, ont effectivement recouvert la totalité de cette région. On ignore ensuite si la pile d'unités charriée sur l'unité de Bihor avait une épaisseur suffisante (quelques km) pour permettre l'enfoncement souhaité. De plus, ces nappes ont subi durant leur mise en place, entre le Turonien moyen et la base du Sénonien, une érosion intense. La formation post-tectonique de Gosau qui débute au Coniacien recouvre en effet certaines parties des nappes de

Codru ainsi que les différents termes de la couverture sédimentaire des monts Pădurea Craiuhi.

La seconde hypothèse fait intervenir l'élévation du gradient géothermique consécutive à l'accélération de la distension dans le bassin pannonien et à la formation d'un diapir mantellique au cœur de celui-ci (Stegena et al., 1975; Adam et al., 1977). Le réchauffement dans ce cas serait d'âge néogène donc largement postérieur aux dernières déformations qui datent de la fin du Sénonien ou du début du Paléocène. De plus, les monts Apuseni sont situés seulement en bordure de l'aire de distension, donc loin de la source de chaleur.

La troisième hypothèse, qui est de loin la plus satisfaisante, fait intervenir un réchauffement général de la région des monts Apuseni lors de la mise en place des intrusions banatiques durant la fin du Sénonien et le début du Paléocène. Ces banatites affleurent largement à la périphérie de la zone d'échantillonnage, dans des régions intensément affectées par l'érosion. Il est également très vraisemblable que des corps intrusifs analogues existent sous la couverture sédimentaire des monts Pădurea Craiuhi. La réaimantation serait dans ce cas contemporaine de la mise en place de ces banatites. L'amplitude totale de la rotation horaire qui lui a succédée est donc d'environ 60° par rapport à la position qu'occupait l'Europe stable à la limite Crétacé-Tertiaire (Westphal et al., 1986).

Précisions sur l'âge de la rotation et conséquences paléotectoniques

La réaimantation plus tardive du site VI par rapport aux autres sites, indique que la rotation a débutée avant que la réaimantation soit totalement achevée c'est-à-dire dès la fin du Sénonien ou dès le début du Paléocène. Cette rotation s'est probablement réalisée en plusieurs étapes successives dont les deux principales seraient les suivantes:

- Une première étape de rotation des monts Apuseni seuls, a pu se produire durant les dernières déformations laramiennes grâce aux jeux sénestres des failles nord et sud-transylvaines, et des failles en relais qui limitent à l'Est et à l'Ouest les monts Apuseni. L'expansion E-W des grabens situés dans la dépression pannonienne (Royden et al., 1982; Bergerat, 1988) a pu accentuer cette rotation par un déplacement supplémentaire des monts Apuseni vers l'Est-NE. Ce déplacement n'a pas entraîné de déformations importantes au niveau des Carpathes Orientales, mais a pu exagérer la courbure de l'arc carpathique au niveau de la jonction entre les Dacides orientales et méridionales (Bazhenov et al., sous presse). Il aurait été consommé grâce au sous-charriage vers l'Est du bloc des Apuseni septentrionaux sous les nappes ophiolitiques des Transylvanides, obductées vers l'Est-Nord-Est.

- Une seconde étape de rotation a pu intervenir au Miocène inférieur (Burdigalien) lors de la seconde structuration des Piénides, à la faveur du déplacement vers le NE du bloc situé au nord de la faille nord-transylvaine. Elle a, dans ce cas, nécessairement impliqué en bloc les monts Apuseni et les Dacides orientales mais, contrairement au modèle proposé récemment par Balla (1986, 1987), sans entraîner de déformations importantes entre ces deux domaines. Les monts Apuseni et les Dacides orientales possèdent en effet une couverture sédimentaire commune, non déformée, d'âge eocène et miocène inférieur.

Conclusions

Les analyses paléomagnétiques que nous avons réalisées sur les séries triasiques, jurassiques et crétacées des monts Pădurea Craiuhi, ont permis de montrer que la couverture sédimentaire de cette région, qui est solidaire de son socle, a certainement été réaimantée après les déformations tectoniques autrichiennes. Cette réaimantation s'est vraisemblablement produite durant la fin du Sénonien et le début du Paléocène, lors de la mise en place des intrusions banatiques.

Après et, en partie, durant cette réaimantation, l'unité de Bihor et les monts Apuseni, en général, ont subi une rotation dans le sens horaire d'environ 60° . Celle-ci a pu se réaliser en plusieurs étapes successives, notamment durant le Paléocène et le Miocène inférieur, grâce à l'intervention de plusieurs événements tectoniques tels que le déplacement vers l'Est des unités situées au nord de la faille nord transylvaine et l'ouverture E-W des grabens de la dépression pannonienne conjuguée à la poussée vers l'Ouest de la Moésie (Airinei, 1982).

Il est certain que des données paléomagnétiques supplémentaires sur les intrusions banatiques elles-mêmes, accompagnées de datations radiométriques fiables, permettraient de mieux détailler le déroulement de cette rotation, à condition que ces banatites n'aient pas été trop altérées. Ces données permettraient également de compléter les données paléomagnétiques inédites de Pătrașcu (1975) sur les monts Bihor et Vlădeasa et les quelques données imprécises de Romanescu (1970) sur les magmatites des Apuseni méridionaux. Ces données semblaient déjà indiquer des rotations dans le sens horaire, mais elles ont été souvent mal interprétées par d'autres auteurs ou simplement ignorées.

Remerciements. Ce travail a été réalisé dans le cadre du Groupement Scientifique "Téthys", dont l'objectif est l'établissement de cartes paléogéographiques du domaine téthysien pour la période s'étendant du Trias à l'actuel. Nous tenons particulièrement à re-

mercier Mr. Lucien Daly, directeur du Laboratoire de Géomagnétisme du Parc Saint Maur, qui a suivi le déroulement de ce travail jusqu'à son terme et apporté ses critiques constructives lors de la rédaction de la partie paléomagnétique.

Bibliographie

- Adam A., Horvath F., Stegna L. (1977) Geodynamics of the Pannonian Basin: geothermal and electromagnetic aspects. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 21, 4, p. 251-260, Budapest.
- Airinei S. (1982) Rapports géodynamiques entre la microplaqué moésienne et l'arc carpatho-balkanique sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, p. 7-14, Bucureşti.
- Balla Z. (1986) Palaeotectonic reconstruction of the central Alpine-Mediterranean belt for the Neogene. *Tectonophysics*, 127, p. 213-243, Amsterdam.
- (1987) Tertiary palaeomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, 139, p. 67-98, Amsterdam.
- Bergerat F. (1988) Evolution des mécanismes d'extension dans le bassin pannónien. *Geodinamica Acta*, 2, 2, p. 89-98, Paris.
- Bleahu M. (1976a) Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine system. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, 1, p. 7-19, Bucureşti.
- (1976b) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, 1, p. 27-39, Bucureşti.
- Debelmas J., Săndulescu M. (1987) Transformante nord-pennique et problèmes de corrélation paléopastique entre les Alpes et les Carpates. *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, 2, p. 403-408, Paris.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sborshchikov I. M., Boulin J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Bijou-Duval B., Sibuet J. C., Savostin L. A., Westphal M., Lauer J. P. (1986) Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1:20.000.000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 1, 5, p. 637-652, Paris.
- Kovacs S. (1982) Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contribution based on the distribution of Late Paleozoic-Early Mesozoic isopic zones. *Geologische Rundschau*, 71, 2, p. 617-640, Stuttgart.
- Kozur H. (1984) New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek Mountains and their tectonic implications. *Acta Geologica Hungarica*, 27, (3-4), p. 307-319, Budapest.
- Lowrie W., Heller F. (1982) Magnetic properties of marine limestones. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, (2), p. 171-192.
- Pătrașcu S., Costa-Foru A., Apostol E. (1964) Recherches paléomagnétiques sur des roches d'âge paléozoïque en Roumanie. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 8, p. 103-109, Bucureşti.
- (1970) Recherches paléomagnétiques sur des couches rouges d'âge werfénien et néocomien en Roumanie. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 14, 1, p. 39-45, Bucureşti.
- Patrulius D. (1976) Les formations mésozoïques des monts Apuseni septentrionaux: corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, 20, 1, p. 49-57, Bucureşti.
- Romanescu D. (1970) Yavlieniya obratnaya namagnichivaniya v oblasti rasprostraneniya izverzhennykh porod gor Metaliferi, Ruminiya. (Caractéristiques des aimantations inverses de la zone de distribution des roches ignées des Monts Métallifères, Roumanie). *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géophys.*, 14, 1, p. 95-118, Bucureşti.
- Royden L. H., Horvath F., Burchfiel B. C. (1982) Transform faulting, extension, and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, p. 717-725, Boulder.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVII, 3, p. 299-358, Paris.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LV, p. 5-54, Bucureşti.
- (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., 336 p., Bucureşti.
- Stegna L., Geczy B., Horvath F. (1975) Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. *Tectonophysics*, 26, p. 71-90, Amsterdam.
- Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Pecherski D. M., Sibuet J. C. (1986) Palaeomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123, p. 37-82, Amsterdam.

Received: December 1989

Accepted: December 1989

Presented: December 1989



THE STRUCTURE AND METAMORPHIC HISTORY OF THE GETIC CRYSTALLINE IN THE NW AREA OF THE GODEANU AND TARCU MOUNTAINS

Mihai CONOVICI, Gavril SĂBĂU

Institute of Geology and Geophysics, Caransebeș Str. 1, 78344 București 32.



Key words: Metamorphic rocks. Precambrian. Polymetamorphism. Polyphase processes. Tectogenesis. P-T conditions. South Carpathians - Getic and Supragetic crystalline domains - Godeanu Mountains.

Abstract: In the Godeanu and Tarcu Mts succession of Getic metamorphites two tectonically placed units have been separated. Relict mineralogical parageneses pointed out the polycyclic and polydeformational character of the crystalline schists: metamorphites with high degree and medium degree, medium to high pressure parageneses, partially readapted in low pressure conditions. The proposed tectonic and metamorphic evolution is perfectly compatible with the "plate tectonics" pattern.

Introduction

Fifty years have just passed since the publication of the doctoral thesis by Gherasi (1937), a paper which contains a detailed petrographic study of the northern Godeanu and Tarcu Mountains. Providing, among other topics, a great deal of mineralogical data, it is the only minute study regarding the zone under discussion, on which all subsequent regional and review contributions are based (e.g. Comitetul Geologic, 1959, Codarcea et al., 1968).

It was only during the survey of the Godeanu sheet of the 1:50,000 scale national geological map that the authors of the present paper resumed the field activity within the area, some new opinions resulting from the interpretation of the available structural, tectonic, petrographic and mineralogic data.

Bercia et al. (1980, 1984) consider the Getic Crystalline in the central and southern Godeanu massif to belong to an area subjected to a polycyclic metamorphism in which at least two basic types participated: a medium-pressure and a low-pressure intermediate one. The low-pressure area is generally restricted to the eastern and south-eastern parts of the Godeanu outlier.

A subdivision of the metamorphic pile was conducted by Bercia (1975), by distinguishing three complexes with lithostratigraphic value, which are partly recognizable in the area dealt with in the present paper.

Lithology

The highest crests of the massif are constituted by a formation made up mainly of mica-rich rocks, such as sillimanite bearing two-mica gneisses and micaschists containing thin fine-grained amphibolites as intercalations. The above-described association was separated by us under the name of the "mica-paragneisses subformation" (MPS) and correlated with the G_{1-2} complex (Bercia, 1975).

A different lithologic association of banded gneisses and amphibolites underlies the mica-rich rocks along the valleys cutting deep into the Borăscu erosion platform (Mijilui, Cirnea, Scărisoara and Hidig Valleys). The bands are made up of biotite-plagioclase gneisses and biotite schists alternating with amphibolites and amphibole gneisses. The layers, enriched in either dark or leucocratic minerals, exhibit variable thickness, ranging from a few centimetres to decimetres, seldom to metres. A peculiar feature of these is the constant occurrence of two amphiboles disposed in contrasting fabric patterns: a finer-grained common hornblende, which coexists with diopside pyroxene and is strongly oriented, taking an important part in the rock banding and a more randomly grown younger amphibole which parallels the axial plane of folds which postdate the banding, or grows statically in lath-shaped or irregular nests and garben structures.

As against the background made up by banded



gneisses and amphibolites, some lithons of peculiar constitution may occur. i.e.: plagioclase, biotite pearl gneisses, sillimanite-nodules-bearing biotite gneisses, equigranular biotite gneisses which may contain anthophyllite, sillimanite or cordierite, calc-silicate gneisses with plagioclase, calcite, diopside±phlogopite±forsterite±pyrrhotite (erlanger gneisses) or coarse-grained marbles. On the Izvorul Gugului Brook and in the Cirnea Valley garnet amphibolites appear, in which a plagioclase + biotite and/or cummingtonite reaction corona appears round the garnet.

This lithologic assemblage constitutes a continuous level with a considerable thickness. It was included in the G₁₋₁ complex (Bercia, 1975) or in the biotite-gneisses and banded amphibolites subformation (BGAS) (Conovici, Săbău, in Conovici et al., 1988). The above-mentioned association is remarkably akin to the leptynitic complexes in Scandinavia (Eskola, 1939; Paras, 1950; Papuneu, 1986) or to banded gneisses described in various other Precambrian terrains (Dietrich, 1963). It is worth noting a certain resemblance of the BGAS with a leptyno-amphibolic complex which is extensive in the Getic Realm. There is no direct correlation between these two rock units as the latter, described under the name of the G₂ complex by Bercia (1975).

Numerous plagioclase-rich pegmatite bodies are enclosed in the BGAS, some of which have considerable extension. These pegmatites often contain large-sized garnet (Moraru Peak), cordierite (Micușa Peak), kyanite and sillimanite (Scărișoara Peak, Hidg Valley) crystals. Migmatitic rocks belonging to the BGAS are usually plagioclase-rich and include various textural types. The most widespread are the nodular and lenticular varieties with a biotite-rich paleosome and a pegmatoid neosoma. Along the footpath descending from the Borăscu Mare summit polymigmatitic structures appear too, in which migmatitic rocks belonging to an early generation, intensely folded and flattened, are enclosed in a randomly oriented quartz-feldspar matrix, yielding a wildmigmatite fabric (Berthelsen, 1962).

Along the Izvorul Gingului Brook, in the Roscol summit zone, fine-grained amphibole-bearing plagioclase gneisses with aplitic texture crop out. These rocks contain a few quartz, saussuritized oligoclase, amphiboles and trace amounts of biotite. This rock type indicates it to be an old metamorphosed tonalitic body.

In the area between the Borăscu Mare summit, Dosul Borăscului and the Branu summit unusual rock types appear such as gneisses and felses very rich in sillimanite, garnet and cordierite with little biotite and plagioclase (kinzigit), garnet-oligoclase±cordierite fels, bytownite-relict pyroxene-

amphibole gneisses, cummingtonite-garnet-spinel ultrabasic rocks. These lithons, outcropping on several metres up to a few metres, are enclosed in the BGAS matrix, being surrounded by retrograde alteration haloes of banded or augen gneisses, mainly of plagioclase, biotite or plagioclase-amphibole composition. The latter still contain garnet relics more or less replaced by a plagioclase-biotite/cummingtonite assemblage. Sometimes the initial outline of the garnet phantoms is preserved, or the plagioclase-biotite intergrowths form flattened augen enclosed in a schistose plagioclase-amphibole matrix.

In the ultrabasic rocks on the Borăscu summit garnet is also altered to plagioclase, while decimeter-long magnesian amphiboles, subsequently replaced by talc, build up a garben structure. Brucite and serpentine form as a late retrograde assemblage. This rock complex contains a mineral assemblage (cordierite, sillimanite, garnet) which makes evidence of a higher metamorphic grade. It significantly differs from all the formations of the Lotru Series described also in other parts of the South Carpathians as regards their lithology, chemical and mineral composition. In our opinion, it was "enclaved" in the Lotru Series formations during the second metamorphic event (see below) and underwent significant mineral readjustments and neoformation towards hydrous minerals (amphiboles, micas) and more sodic plagioclase as a response to falling metamorphic conditions.

Some thin blastomylonite layers cut through the BGAS, especially at the borders and inside the kinzigitites and related rocks. These blastomylonitic zones along the Branu-Gugu crest frequently contain chloritoid porphyroblasts, first mentioned by Gherasi (1937) (Pl. IV, Fig. 5).

Along the right side of the Branu Valley, on the lower water-course of the Scurtele and Mișuui Brooks, intensely sheared muscovite-gneisses and schists appear. They belong to the Borăscu Unit (see below) and exhibit an obvious Getic affinity. The lithologic assemblage is very similar to the uppermost complex G₃ (Bercia, 1975) which extends along the main southern range of the massif between the Olanu and Vlașcu Peaks (*ibid.*). Muscovite-rich gneisses and schists are the prevailing lithologic terms, and relict staurolite, kyanite and garnet are common in these rock types.

Structural Outline

In the area under discussion, Precambrian metamorphic formations as well as an Upper Paleozoic and Mesozoic cover extend; they are involved in Alpine thrust tectonics.

The Godeanu Outlier of the Getic Nappe is built up by two tectonic units. At the bottom lies the Borăscu Unit, which is composed of mylonitized rocks of the Lotru Series and the Paleozoic and Mesozoic forma-



tions of the Soarbele zone (Gherasi, 1938). It is overlain by the Godeanu Unit, constituted only by the Pre-cambrian basement rocks.

The Borăscu Unit is made up by the upper micaschists formation (UMF) of the Lotru Series, defined by Bercia (1975) as the G_3 complex, and the Sturu, Izvoru Paltinei and Soarbele Formations (Gherasi et al., 1986).

It extends over the mylonitic zone traced by Gherasi (1937) in the northernmost part of the Godeanu Mountains and was first separated as such by Berza et al. (1982). A detailed description is given in Gherasi et al. (1986).

Our investigations in the Branu Valley - Tarcu Summit - Hidig Valley zone resulted in the outlining of its west- and southward prolongation.

Beyond the Branu Valley the sedimentary cover is absent, but highly sheared muscovite-schists can be followed between the Branu and Roscol summits. The thrust plane appears again in the western side of the Hidig Valley, at the Măcușina Glade, where the sedimentary cover of the Soarbele zone is also involved.

The Godeanu Unit (Conovici, Săbău in Conovici et al., 1988) consists of a thick metamorphic pile which extends over the remainder of the Godeanu Outlier. The metamorphic rocks are polycyclic and perfectly preserve the pre-Alpine structural elements.

As a result of a chronological structural analysis, in the North Godeanu Mountains four deformational stages have been recognized. The early F_1 and F_2 events are strongly transposing and have a non-coaxial strain régime (Fig. 3). An intimate interference pattern results with flattened, tight- to isoclinal folds and boudins (Pl. II, Figs. 1, 2). These early events are both synmetamorphic and associate with distinct schistosities. The older S_{x1} foliation is manifest in bandings, compositional segregations and metasomatic structures. As affected by younger strain, it may often persist as intrafolial structures or disintegrated folded patterns in the root zone of major younger folds (Pl. I, Fig. 1; Pl. II, Fig. 2).

The S_{x2} schistosity is obviously connected in the BGAS with tight folds which transpose the banding and determine a penetrative axial-plane cleavage, visible at both macro- and microscopic scales (Pl. II, Figs. 1, 2). Intense neomineralization and even compositional banding may be present. Old bandings formed during M_1 survive, but are strongly transposed along the limbs of the isoclinal F_2 folds.

In the MPS the incompetent pelitic rocks facilitate the almost complete effacement of the old F_1 structures.

The F_3 deformation results mainly in open folds that affect the S_2 planes (Pl. II, Fig. 3) and locally promote occasional crenulation cleavages in the hinge

zones (Fig. 1).

On the discriminating projection diagrams of the linear elements one can notice for the F_1 mineral lineations a marked dispersion, although a faint E-W trend exists; the F_2 elements (mineral lineations, microfold hinges) form girdles; and two symmetric maxima with a NE-SW array appear for the F_3 event, the elements of which tend to concentrate in the central zone of the diagram. These results, the detailed mapping of contrasting lithons in a well-exposed zone lacking vegetation and a perfect panoramic view up to 1,000 m in the glacial circuses on the left side of the Măcului Valley (Fig. 2) allowed us to estimate that the major structure in the NW Godeanu and Tarcu Mountains is a large-scale disharmonic diapiric F_2 antiform, overturned both towards NNE and SSW, as also the superposed F_3 linear elements, indicate by their dip. This construction would explain away why at higher crests the foliation is layer-parallel and flat-lying, while in the deeply eroded zones bandings are isoclinally folded and schistosity is upright. F_3 folds, with no associated penetrative cleavage, are generally drag folds formed at shallower structural levels.

As to the strain-crystallization relationships, one can state that the high grade inclusions have lost much of their initial structural style during the retrograde path and intense hydration that characterize their uplift. Kinzingitic rocks sometimes segregate in alternating dark and silica + alumina-rich layers or ophthalmitic structures. The following steps of evolution as a result of uplift at higher structural levels go through partial melting (at grain boundaries and in quartz-feldspar rich bands). The external mobility of quartz played an important role in textural reorganization.

The material of initial basic composition which plays an important part in the BGAS, geochemically akin to the granulitic inclusions (rich in Al, Fe, Mg, Ca), experienced similar changes (mineral reactions which resulted in textural alterations; bimetasomatic exchanges between leucocrate and melanocrate rocks, incipient melting and compositional banding). The S_{x1} schistosity is thus formed in connection with the old F_1 folding.

After a period of uplift and erosion accompanied by thermal relaxation, another deformational event occurs in different conditions (sillimanite zone) and results in a thorough structural and paragenetic alteration.

In the MPS the older structures are almost entirely obliterated, while in the BGAS they are refolded as the new F_2 folds and S_{x2} schistosity form during this thermo-tectonic event. From this moment on the pile follows its retrograde path towards the surface without deformational episodes which could have influenced the rock fabric. Randomly oriented textures may oc-



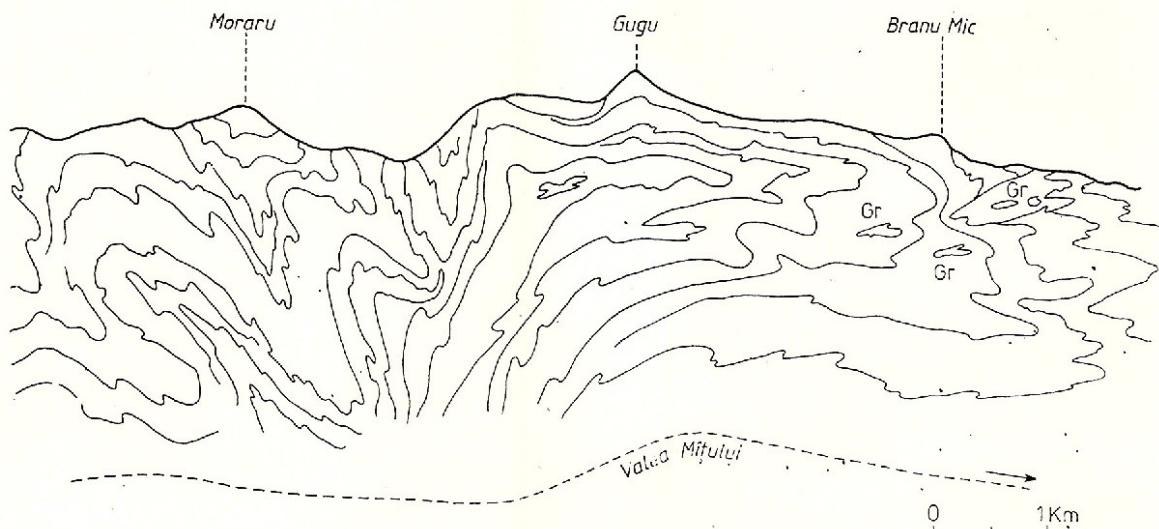


Fig. 1 - Profile interpreting the geological structure of the NW Godeanu Mountains (interpretation after a panoramic sketch of the outcrops from the glacial circuses on the left side of the Mătului Valley). Gr, kinzigites and related rocks.

cur as a result of neomineralization caused by thermal exchanges between the still-hot high grade inclusions and the host rock.

Later on, shear zones develop, that are recorded as tabular bodies of chloritoid-bearing blastomylonites. Mineralogic and textural readjustments focus only on narrow lamination planes.

F_3 folds have no accompanying mineral neoformation. The alpine events materialize in thrust structures and bring about intense mylonitization in the Borăscu Unit. They generally are poorly-felt inside the rock pile.

Metamorphism

The polymetamorphic character of the Getic Crystalline is nowadays a well-documented fact as both mineralogic-petrologic (Hărtopanu, 1978) and structural (Iancu, 1983) evidence claims for.

Nevertheless, the present knowledge of the two Precambrian metamorphic events is rather limited. Previously intimated metamorphic zonalities in different areas of the Lotru Series (Semenic Mountains - Savu, 1970; Godeanu Mountains - Bercia, 1975) account for a Barrovian type, but unfortunately the mentioned authors postulate a single metamorphic event. As a result, frequent situations occur when mineral assemblages typical of other thermobaric conditions appear inside a given zone or "overpopulated parageneses" develop (Hărtopanu, 1986).

Some relict assemblages (Hărtopanu, oral communication) seem to indicate different baric régimes for the two superposed Precambrian events.

In the northern Godeanu Mountains metamorphic associations show a particular intricacy, providing a great deal of information regarding the metamorphic history of the rocks.

The overprint of the younger metamorphic event is exceedingly strong, the main features specific for the study area being the scarcity of relict assemblages, the homogeneousness of parageneses and implicitly that of the physical conditions which prevailed during the second metamorphic event, and the local appearance of younger overprints.

Mineral assemblages

The main petrographic types of the BGAS are biotite gneisses possessing various textural aspects, banded amphibolites and amphibole gneisses, marbles and calc-silicate rocks. The MPS contains predominantly biotite-schists and gneisses. Locally lenticular bodies of high-grade rocks appear, such as: metaultrabasites (Borăscu, Tucila), garnet-plagioclase-fels (Borăscu) kinzigites (Borăscu, the Branu-Gugu crest) as well as their retrograde equivalents.

We shall further tackle only features relevant to metamorphic conditions. The quartz-biotite-plagioclase assemblage is prevalent in biotite gneisses. Frequently prismatic, fibrolitic or nodular sillimanite appears. K-feldspar seldom occurs (Scurtele), when sillimanite is lacking. Cummingtonite is associated but may lead to graded transitions towards amphibole-gneisses or amphibolites (Micușa Summit). Muscovite is absent in any biotite-gneiss variety.

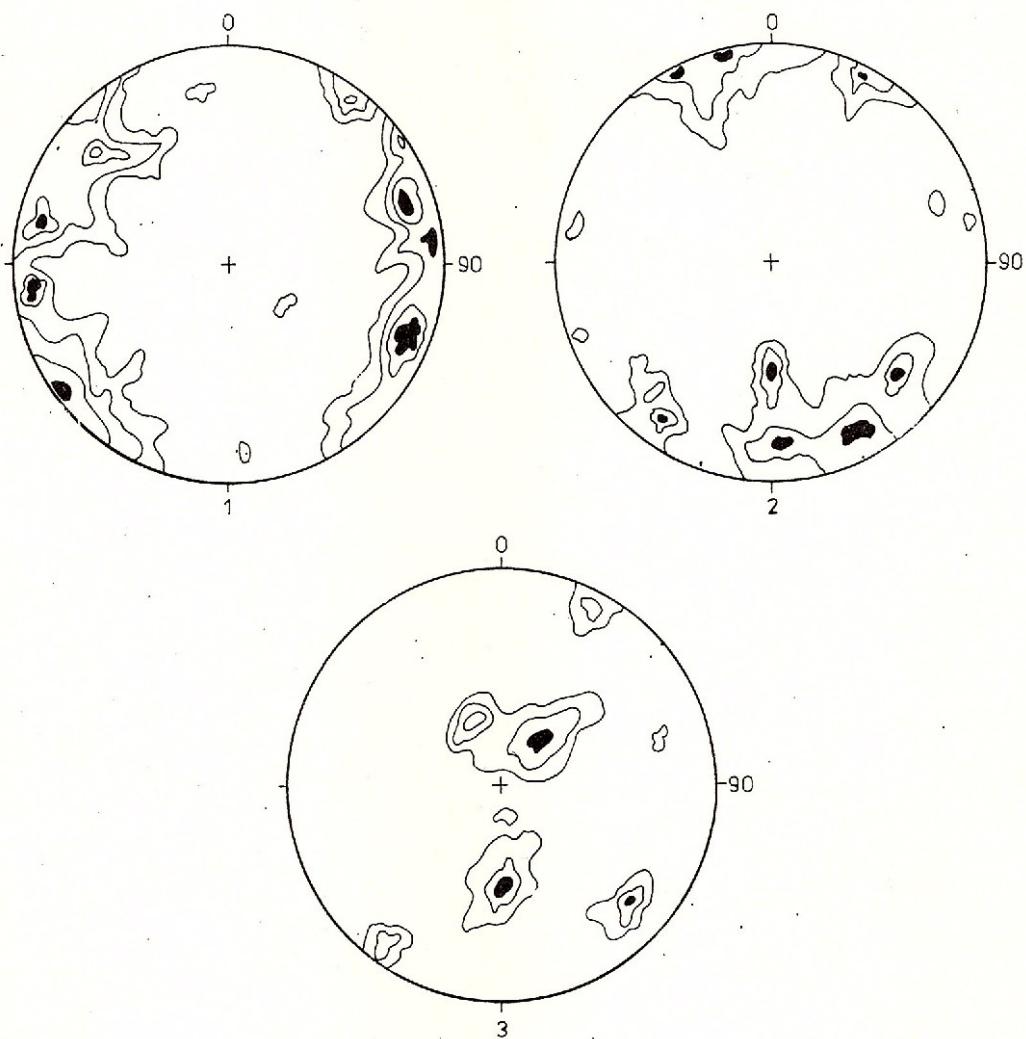


Fig. 2. Selective tectonograms of the linear elements from the zone of the NW Godeanu and Tarcu Mountains.
 1, linear elements belonging to the F_1 phase, 45 measurements, contours 2-4-6 %; 2, linear elements belonging to the F_2 phase, 68 measurements, contours 3-5-12 %; 3, linear elements belonging to the F_3 phase, 51 measurements, contours 2-7-10 %.

Garnet often occurs as porphyroclasts and is corroded by the biotite-sillimanite-quartz assemblage. It frequently includes kyanite and/or staurolite (Pl. III, Fig. 2) besides rutile needles and laths which are more or less altered to ilmenite. In a single thin section (Gugu Peak) garnet contains spinel grains in apparent inclusion relationships (Pl. IV, Fig. 4).

Staurolite is generally absent in the groundmass, nevertheless it appears in places (Godeanu Summit, Prislop) as relict grains, partly replaced by biotite and sillimanite.

Kyanite is a relict phase, preserved as inclusions in garnet or plagioclase (Pl. III, Fig. 1). As an exception, in the Scărișoara summit pegmatites, platy kyanite crystals coexist with sillimanite; microscopic relationships indicate even in this case the unstable character of the former: sillimanite paramorphs, re-

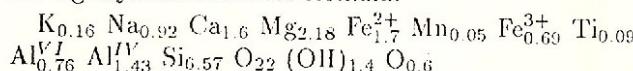
placement by sillimanite or plagioclase (Pl. III, Figs. 3, 4).

Cordierite seldom occurs in the BGAS biotite-gneisses (Moraru summit, Scurtele). It takes part in disequilibrium textures that advocate for its incipient formation on account of biotite. The most frequent aspects are helminthic or diablastic intergrowths with quartz (Pl. III, Fig. 5).

In two places (Micușa summit, Mlăcușina Glade) blocks of cordierite-pegmatites occur. The assemblage consists of quartz, cordierite and plagioclase. These pegmatites were first mentioned by Gherasi (1937) in the Micușa zone.

Amphibolites and amphibole gneisses are conspicuous chiefly in the Stina Mare and Gugu-Riu Șes zones. They generally consist of green hornblende and plagioclase, to which biotite and quartz may associate. A wet

chemical analysis performed on amphibole megacrystals from the pegmatoid segregations on the Gugu Peak yielded a ferroedenitic hornblende with the following crystallochemical formula:



Some amphibolites contain polycrystalline nodules of plagioclase \pm biotite flattened along the banding. These nodules sometimes contain garnet relics, making evidence of the plagioclase forming garnet breakdown (Pl. IV, Fig. 1).

Some amphibolic rocks in northern Godeanu Mountains display features less common for the Getic Crystalline. So in the Sălătruc-Riu řes zone alkaline amphiboles with a greenish blue polychoiroism and strong absorption $-2V=40^{\circ}$ occur. A lithology typical of the north Godeanu Mountains are the cummingtonite- and/or anthophyllite-bearing amphibolic rocks first mentioned by Gherasi (1937). The assemblages recorded are: cummingtonite-quartz-biotite, cummingtonite-quartz-plagioclase, quartz-garnet-biotite-cummingtonite-plagioclase, anthophyllite-biotite-plagioclase-quartz. Biotite, when present, is found in small amounts in cummingtonite-bearing rocks. Magnesian amphiboles are often randomly oriented within the S_2 planes. Anthophyllite sometimes undergoes secondary alteration, being replaced by talc, biotite or cordierite (Gherasi, 1937).

Marbles and calc-silicate rocks contain olivine, diopside, tremolite, zoisite, phlogopite besides carbonate and quartz. Brucite and chlorite form as alteration products.

Ultramafic rocks contain olivine, orthopyroxene relics, clinopyroxene. In the ultrabasic lens near the Borăscu summit several disequilibrium assemblages persist, garnet and sometimes abundant green spinel are preserved. Frequently the rock consists of a granoblastic aggregate of pargasitic amphibole sometimes containing cummingtonite and calcic plagioclase. The different assemblages have a random distribution, so that the lens seems to be rather a mélange lacking internal zonality or graded transitions towards the host rocks.

The Tucila ultrabasite underwent a stronger retrograde overprint, containing an olivine, talc, abundant anthophyllite and brucite assemblage.

The garnet-plagioclase felses are almost exclusively bimimetic, the reduced amounts of sillimanite crystals and biotite flakes being retrograde on textural grounds. Garnet is characteristic of high-grade rocks, having the $\text{Fe}_{66}\text{Mg}_{29}\text{Ca}_3\text{Mn}_2$ composition, and plagioclase is, after a brief optical inspection, andesine.

Kinzigites cropping out a few tens of metres NE of the Borăscu Mare summit consist of ca 30 % garnet, 40 % cordierite, quartz, plagioclase, sillimanite, ilmenite

and magnetite. Cordierite concentrates in layers or forms a thick polygonal breakdown rim around obviously corroded and flattened garnet (Pl. IV, Fig. 3). Seldom in the cordierite mass form tiny poikiloblastic laths of staurolite which generally abut upon ore grains.

Besides typical kinzigites, in the Borăscu-Gugu-Braun area biotite gneisses containing abundant sillimanite occur, which include cordierite-rimmed garnet porphyroclasts. These rocks, by the spatial association and the mineralogy of relict assemblages, are in fact high-grade rocks strongly overprinted by medium grade conditions.

Metamorphic conditions

The mineral assemblages in the study area indicate two groups of thermobaric conditions: medium-grade ones for the bulk of the rocks as against high-grade ones kinzigites, ultrabasites and probably garnet-plagioclase fels.

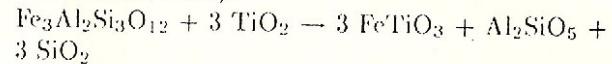
The medium-grade rocks, in their turn, contain relict higher-pressure assemblages overprinted by the biotite-sillimanite parageneses.

On the other hand, some superposed local low-pressure effects are discernible, as cordierite or even andalusite growth indicates.

This succession of three events, respectively of higher-, medium-, and low-pressure are evident from the textural relationships of the critical assemblages. The most recent medium grade event has a static character and superposes upon already existing structural elements. We will use further on the M_1 , M_2 , M_3 notations respectively for the three events.

Hints for an older higher-pressure event are recorded in all the rock types. So, the blue amphiboles in amphibolic rocks in the Sălătruc area provide qualitative information of a previous higher pressure. Also the relatively frequent plagioclase \pm biotite nodules formed in amphibolites on account of garnet state a pressure drop between the garnet-forming M_1 and the M_2 event during which the present schistosity appeared.

In the pelitic rocks, staurolite, kyanite, quartz and rutile inclusions within garnet make evidence of the stable coexistence of garnet and rutile in a quartz-staurolite milieu (paragenesis 1). The equilibrium implying these phases was experimentally investigated (Bohlen et al., 1983):



The conditions that characterize the P_1 paragenesis are plotted in Figure 3, using the curve of the above-mentioned reaction and the stability of staurolite+quartz within the kyanite area. In our case the equilibrium will be shifted to lower pressures on account of solid solutions in garnet; we prefer, however,



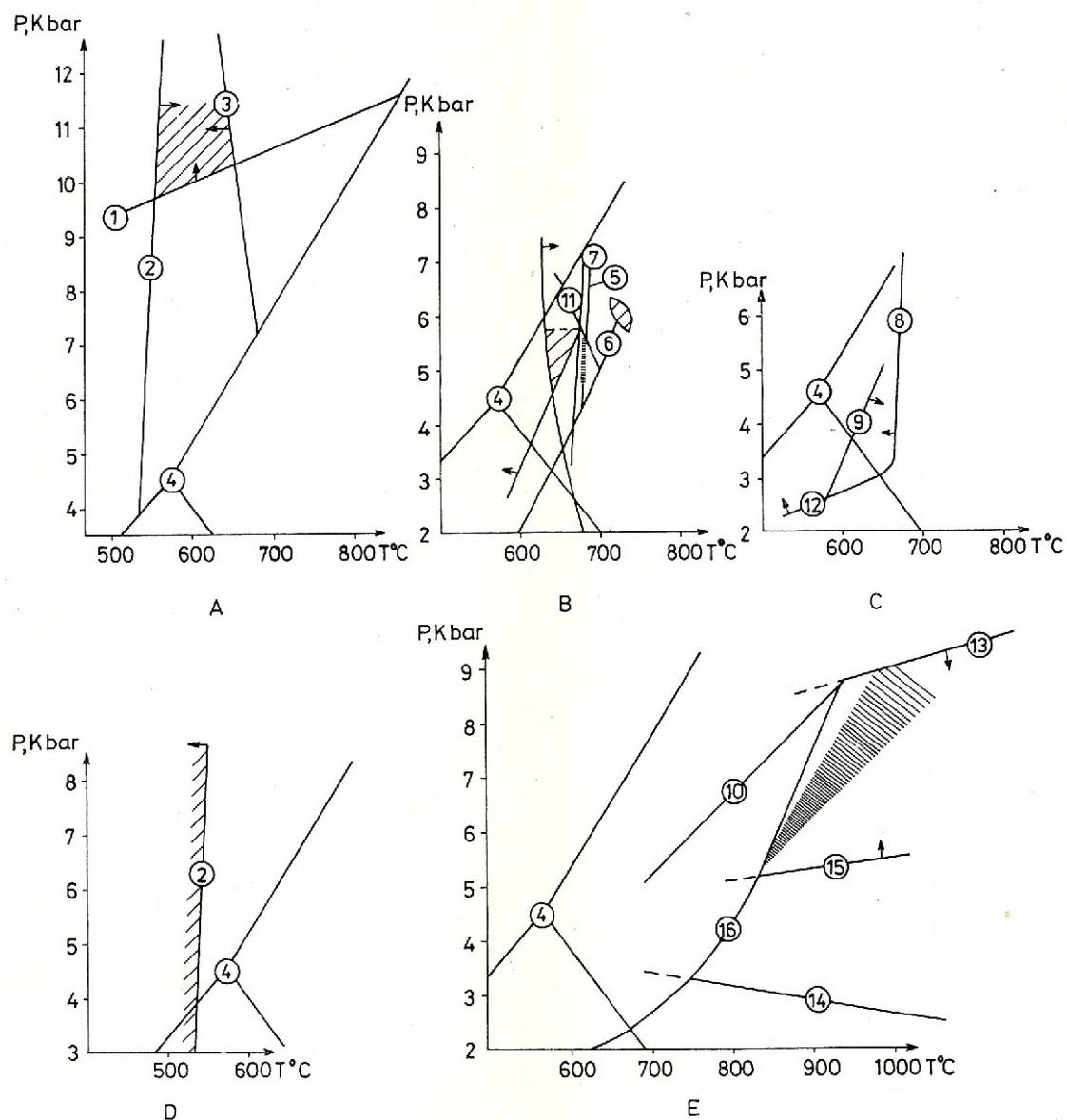


Fig. 3. Thermobaric conditions of the metamorphism from the N. Godeanu Mountains.
 A, M₁ event; B, M₂ event; C, M₃ event; D, M₄ event; E, high-grade rocks. Metamorphic reactions figured: 1, Alm+Ru→Ilm+K₂+Q (Bohlen et al., 1983); 2, Crd+K₂→St+Alm (Ray & Johannes, 1979); 3, St+Q→Gt+As (Ray & Johannes, 1979); 4, stability fields of the Al₂SiO₅ polymorphs Holland & Powell, 1985); 5, St→Bi+Gt+Sill (Thompson, 1976); 6, Mu+Q→Ksp+As+W (Holland & Powell, 1985); 7, Tc+Fo→Ant (Holland & Powell, 1985); 8, granitic solidus (Luth et al., 1964); 9, St+Ms+Q→As+Bi (Ray & Johannes, 1979); 10, Bi+Sill+Q→Cd+Ksp (Holdaway & Lee, 1977); 11, Bi+As→Mg-Cd+Ms (Schreyer & Seifert, 1969); 12, St+Q→Cd (Ray & Johannes, 1979); 13, Py+Sill+Q+W→Mg-Cd (Newton & Wood, 1979); 14, Alm+Sill+Q+W→Fe-Cd (Newton & Wood, 1979); 15, Py₃₀+Sill+Q+W→Cd (Newton & Wood, 1979); 16, Bi+As→Cd+Gt+Ksp (Holdaway & Lee, 1977).

the curve corresponding to pure almandine as, because ilmenite is present only as a post M₁ phase, the equation provides minimum pressure estimates. The conditions resulting for M₁ are 550°C < T < 650°C, P ≥ 9.7 kbar, which correspond to depths in excess of 35 km.

Pegmatites formed during this event preserve kyanite relics, replaced by various minerals or partly inverted to sillimanite.

The P₂ parageneses formed during the M₂ event accomplished in different rocks, some of which have peculiar chemistry. Biotite-gneisses do not contain

muscovite or K-feldspar as excess phases. Muscovite is absent in the BGAS; however, the sillimanite-K-feldspar pair is not stable. This fact is accountable only if biotite-gneisses formed around the muscovite-quartz assemblage invariant melting point at 714°C and 6 Kbar (Chatterjee, Johann, 1974). The absence of staurolite and of the sillimanite-K-feldspar pair in these rocks as well as the occurrence of the biotite+sillimanite+quartz rather than the cordierite+K-feldspar assemblage offer further arguments in this respect (Fig. 3d).

Some micaschists (Prislop, Tucila-Godeanu) contain staurolite and muscovite besides sillimanite; for these the limiting conditions are the granite solidus (migmatization) and the curves staurolite+muscovite+quartz—sillimanite+biotite, staurolite \rightarrow biotite+garnet+sillimanite. The ultrabasic body of Tucila contains the talc+olivine+anthophyllite assemblage as the M₂ overprint, yielding a temperature of 680°C specific to the almost isothermal talc+forsterite \leftrightarrow anthophyllite equilibrium, well inside the $645\text{--}700^{\circ}\text{C}$ temperature range intimated for the host rocks.

Pressure could take a stand between 4.7 and 7.9 Kbar, but most probably ranged between 4.7 and 6 Kbar as the biotite gneisses indicate. It is worth mentioning that the cordierite+muscovite pair is also stable under these conditions, but only in very magnesian rocks.

Mg-amphiboles-bearing rocks do not provide satisfactory thermobaric indications. The assemblages they contain cannot be reduced to triangular or tetrahedral compositional diagrams as the system involved is $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2$ and no excess phases or components but quartz are present.

The absence of the staurolite+quartz and cordierite+garnet pairs, according to the petrogenetic scheme of James et al. (1978) accounts for medium-pressure conditions, at temperatures compatible with our estimates.

The static M₃ event does not accomplish significant mineral readjustments; its overprint consists of the cordierite-quartz helminthic intergrowths forming on account of biotite (Pl. III, Fig. 5). The cordierite-bearing pegmatites are the only rocks in which an important neomineralization related to this event occurs. Andalusite crystallization in these pegmatites and staurolite growth in kinzigites, also affected by M₃ (see below) indicate $600\text{--}650^{\circ}\text{C}$ at ca 3 Kbar for this event, in the area limited by the following curves: cordierite \rightarrow staurolite+quartz, sillimanite \rightarrow andalusite and staurolite+muscovite+quartz \rightarrow andalusite+biotite (Fig. 3c). The minor spinel inside the garnet in biotite gneisses and retrograded kinzigites is probably related to this moment.

The last event accompanied by mineral neoformation, M₄, is manifest in the chloritoid-bearing blastomylonites (Pl. IV, Fig. 5). The thermobaric conditions under which this event took place are not readily seizable. However, it probably represents a compressional pulse which resulted in crust thickening followed by a slight pressure increase on a background of uplift and cooling of the rock pile. The temperature had to be under 530°C , which represents the lowest temperature stability limit of staurolite (Fig. 3d).

The high-grade rocks provide information regarding rather their retrograde path than the initial metamorphic conditions. The disequilibrium assemblages of the Borăscu metabasite indicate the successive crossing of the garnet-, spinel- and plagioclase-henzolite facies and make evidence of pressures in excess of 20–25 Kbar in the early history of the rock that probably took place within the mantle. Amongst the crustal rocks, kinzigites recorded a pressure decrease within the Fe-Mg cordierite stability field (Fig. 3), made evident by garnet alteration to cordierite. The cordierite absence in the more almandine-rich garnet fels is an argument for initial pressures (much) beyond those corresponding to the pyrope₃₀ isopleth (some 5.5 Kbar).

The K-devoid chemical composition of kinzigites impedes the use of mineral equilibria involving K-rich phases (biotite, K-feldspar), which could provide better thermobaric estimates.

The high-grade rocks are marginally overprinted by the M₂ event; the M₃ and M₄ effects are also locally preserved. The Tucila ultrabasite is mostly re-equilibrated under the M₂ conditions.

Metamorphic history

The metamorphic conditions recorded in the assemblages within the study area support the interpretation that two distinct blocks existed with initial separate evolution, consisting on the one hand of medium grade rocks, and on the other hand of high-grade ones which originated from the lower crust and the upper mantle. The welding of the two blocks was triggered during the M₂ event and followed by a common evolution (Fig. 4).

The path followed by the medium grade rocks between the M₁ and the M₂ events can be subject to two different inferences, as no intermediate stage was recorded in mineral assemblages.

The contrasting parageneses and structural elements could originate in two phases of a single metamorphic cycle, the P₁ assemblage corresponding to crust thickening and the P₂ one representing the peak conditions achieved through uplift and thermal relaxation (Fig. 4, curve A). In this interpretation the two phases would be accompanied by two deformational episodes responsible for the two sets of structural elements, F₁ and F₂.



respectively.

The alternative interpretation is based on assuming two independent orogenic cycles, the temporal sequence being: crust thickening—the P_1 paragenesis—uplift and cooling—new compressional event—uplift and thermal relaxation—edification of P_2 —further uplift and cooling (Fig. 4, curve B). The first three stages are related to an early metamorphic cycle (M_1) and the remaining ones to an M_2 subsequent cycle. The problem boils down to the option: "The Getic Crystalline; Polyphase Metamorphism or Polymetamorphism?" (Hartopanu, 1978).

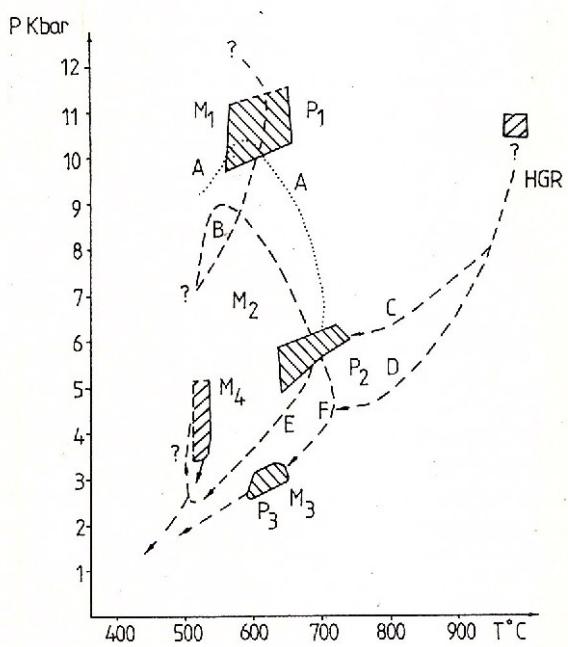


Fig. 4 - Metamorphic evolution of the rocks from the N Godeanu Mountains.

HGR - high grade rocks; P_1 , old mineralogical paragenesis; M_1 , M_1 metamorphic event; P_2 , mineralogical paragenesis belonging to the M_2 metamorphic moment; M_2 , metamorphic moment overlapping M_1 ; P_3 , mineralogical paragenesis belonging to the M_3 metamorphic moment; M_3 , M_3 metamorphic moment; M_4 , M_4 metamorphic moment; hatched surfaces, stability fields of the mineralogical parageneses; dashed line, trajectories of retrograde evolution of the mineralogical parageneses; dotted line, alternative trajectory of evolution of the same mineralogical parageneses; C, D, E, F, trajectories of mineralogical and paragenetic readjustment in the final metamorphic phases.

The homogeneous distribution of relict inclusions within the whole mass of garnet and needle-shaped rutile, which suggests unmixing with falling temperature, rather advocate the latter hypothesis, which we prefer, too.

The intense strain during the M_2 cycle made up a tectonic mélange structure by dismembering and drift-

ing away high-grade rocks nuclei as piercement cores within the rocks of the pile in diapiric megafolds.

The degree of mineralogic and structural readjustment of the high-grade inclusions depends on the size of the fragments. The smaller bodies are completely overprinted and follow the C path (Fig. 4). The larger-sized ones preserve excess heat during uplift, rising the host rock temperature (path E, Fig. 4) and leading to a conspicuous readjustment at the P_3 paragenesis level. A similar rise of the geothermal gradient due to diapir doming of still-hot high-grade rocks was recorded in the Căpățina Mountains (Săbău et al., 1987), where also a low pressure halo develops round the retrograded high-grade rocks inclusions.

These facts are in good agreement with the assessment of Thompson & England (1984) that purely conductive thermal relaxation cannot account for low-pressure terrains, which require that a convective path be involved.

A probable geotectonic setting in which mechanisms of the afore-mentioned type operate as a subfluence zone (Behr, 1978), on which high-grade bodies are diapirically squeezed upwards into the incompetent schists mass, as their marginal hydration creates lubricant zones which ease their ascension. In this way the M_3 event is not related to a new orogenic cycle, but represents a direct consequence of the M_2 cycle progress.

The bulk of the medium-grade rocks were not overprinted by the M_3 event, but continued their evolution along path E (Fig. 4).

Concluding Remarks

The detailed analysis of the crystallization – strain relationships in the northern part of the Godeanu Outlier allowed the recognition of some changes in metamorphic grade and intensity of overprints during various episodes of Precambrian tectogenesis. These phenomena account for a polymetamorphic and polydeformational character of the Getic metamorphics in the study area and as a whole.

Unlike the crystalline schists in platforms or shields of the Central Europe, where the high-grade rocks extend over large areas, the Getic Crystalline represents a "polyorogenic block" in which the deeper portions, recrystallized under high-grade conditions, were dismembered and reworked, during a late Precambrian event, within a gneissic matrix equilibrated in medium grade conditions. The related retrograde alteration is responsible for products in which cordierite plays an important role. The presence of this mineral suggests a pressure drop connected with rapid uplift at higher crustal levels, as it is an alteration product of pyral-garnet, which persists as relicts.

Another significant relict assemblage was found in poikilitic garnet which contains kyanite and rutile altered to ilmenite inclusions. This assemblage indicates pressures in excess of 9.7 Kbar and temperatures ranging between 550–650° C.

Taking into account the local occurrence of blue amphiboles we can state that the metamorphic pile has undergone a medium- to high-pressure metamorphism, overprinted by an assemblage formed at 650° C and 5–6 Kbar.

At variance with previous models, the BGAS rocks could originate in a mixture of sedimentary, plutonic and ophiolitic rocks subjected to the above-mentioned conditions during a Precambrian obductive process. The plate tectonics model provided, in our opinion, a satisfactory explanation of the juxtaposition of rocks equilibrated at various temperature and pressures. During continental collision, crustal thinning may appear and promote intralithospheric thrusting in the downgoing plate. As a result of such movements high-grade rocks of the lower crust may override colder piles and initiate an areal temperature rise in complexes containing rocks with various thermo-metamorphic evolutions.

The M₂–M₃ succession, responsible for the bulk of mineral neoformation is explained in this way. Along late blastomylonite planes a quartz-chloritoid assemblage forms, as the result of a possibly Hercynian M₄ metamorphic event. Alpine mylonitization promoting no extensive recrystallization is characteristic of the Borăscu Unit.

The Alpine thrust tectonics finalizes the present aspect of the study area.

References

- Behr H. (1978) Subfluenz-Prozesse im Grundgebirge-Stockwerk Mitteleuropas. *Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell.*, p. 283–318, Hannover.
- Bercia I. (1975) Metamorfite din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *St. tehn. econ.*, I, 12, București.
- , Hârtopanu I. (1980) Domaines à basse pression dans la série de Sebeș-Lotru (Precambrien de la nappe géotique). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVII, p. 297–303, București.
- , Hârtopanu I., Șeclăman M. (1984) Curves of Mineral Isorelations, a Concrete Method to Research Metamorphism Conditions. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, București.
- Berthelsen A., Bondesen E., Jensen S. B. (1962) On So-Called Wildmigmatites. *Kristalinikum* 1, p. 31–49, Praha.
- Berza T., Pop G., Seghedi A., Iancu V., Hârtopanu I., Hârtopanu P., Năstăseanu S., Moisescu V. (1984) Harta geologică a R.S. România, sc. 1:50.000, foaia Munțele Oslea (machetă), Inst. Geol. Geofiz., București.
- Bohlen S. R., Wall V. S., Boettcher L. (1983) Experimental Investigations and Geological Applications of Equilibria in the System FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Amer. Mineral.* 68, p. 1049–1058, Washington.
- Chatterjee N. D., Johannes W. (1974) Thermal Stability and Thermodynamic Properties of Synthetic 2 M₁ Muscovite, KAl₂AlSi₃O₁₀(OH)₂. *Contr. Mineral. Petrol.* 48, p. 89–114, Berlin-New York.
- Codarcea A., Răileanu G., Năstăseanu S., Bercia I., Bercia E., Bițoianu C. (1968) Harta geologică a R. S. România, sc. 1:200.000, foaia Baia de Aramă, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Dietrich R. W. (1963) Banded Gneisses of Eight Localities. *Norsk. Geol. Tidss.*, 43, p. 89–119, Bergen.
- Eskola P. (1914) On the Petrology of Orijärvi Region in South-Western Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.*, 40, p. 51–93, Helsinki.
- Gherasi N. (1937) Etude géologique et petrographique dans les Monts Godeanu et Țarcu. *An. Inst. Geol.*, XVIII, p. 1–78, București.
- , Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (1986) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70–71, p. 63–85, București.
- Hârtopanu I. (1978) Cristalinul getic: metamorfism polifazic sau polimetamorfism? *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 32/2, p. 185–195, București.
- (1986) Problems of the Metamorphic Zonality in the South Carpathians and Apuseni Mts (Romania). *Mineral Petrogenesis Theophrastus*, p. 735–754, Athens.
- Holdaway M. S., Lee S. M. (1977) Fe-Mg Cordierite Stability in High Grade Pelitic Rocks Based on Experimental, Theoretical and Natural Observations. *Contr. Mineral. Petrol.*, G3, p. 75–198, Berlin-New York.
- Holland T. J. B., Powell R. (1985) An Internally Consistent Thermodynamic Dataset with Uncertainties and Correlations. Data and Result. *J. Metamorph. Geol.*, 3, p. 343–370.
- Iancu V. (1983) Polycyclic Deformations and Metamorphism of Some Crystalline Rocks, of the South Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 73–81, București.
- , Conovici M., Gridan T. (1987) Eclogite-Granulite-Peridotite Assemblage an Argument for a Proterozoic Cryptic Paleosuture in the Supracrustal Rocks of the Sebeș-Lotru (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/1, p. 203–223, București.
- James R. S., Grieve R. A. F., Pauk L. (1978) The Petrology of Cordierite Anthophyllite Gneisses and Associates Mafic and Pelitic Gneisses at Manitouwadge, Ontario. *Am. J. Sci.*, 278, 1, p. 41–83, New Haven.
- Murgoci G. M. (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. Congr. Géol. Int.*, XI sess., Stockholm.
- Newton R. Q., Wood B. J. (1979) Thermodynamics of Water in Cordierite and Some Petrologic Consequences of Cordierite as a Hydrous Phase. *Contr. Mineral. Petrol.*, 68, p. 391–405, Berlin-New York.
- Ray B. B., Johannes W. (1979) Further Data on the Stability of Staurolite + Quartz and Related Assemblages.



- N. Jb. Miner. Mh.*, 44, 10, p. 437-447, Stuttgart.
- Savu H. (1970) Stratigraphie et isogrades de métamorphisme de la province métamorphique prébaikalienne des Monts Semenic. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, XXVIII, p. 223-311, Bucureşti.
- Săbău G., Bindea G., Hann H., Ricman C., Pană D. (1987) The Metamorphic Evolution of the Low Pressure Terrains in the Central South Carpathians (Getic Nappe). *Geologica Carpatica*, 38, 6, p. 735-754, Bratislava.
- Schreyer W., Seifert F. (1969) Compatibility Relations of the Aluminium Silicates in the Systemes MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at High Pressures. *Am. J. Sci.*, 267, 371-388, New Haven.
- Thomson A. B. (1976) Mineral Reaction in Pelitic Rocks: II Calculations of some P-T-X (Fe-Mg) Phase Relations. *Am. J. Sci.*, 276, p. 401-424, New Haven.
- England P. C. (1984) Pressure-Temperature-Time Path of Regional Metamorphism. II Their Interference and Interpretation Using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *Jour. Petrol.*, 25, p. 929-955, Oxford.
- *** (1959) Harta geologică a R. S. România, sc. 1:500.000, foaia Banat, Comitetul Geologic, Bucureşti.

Received: May 10, 1988

Accepted: May 10, 1988

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 27, 1988





Institutul Geologic al României

THE GEOLOGICAL MAP OF THE NORTH-EASTERN AREA OF THE GODEANU MTS

0 500 1000m

L E G E N D

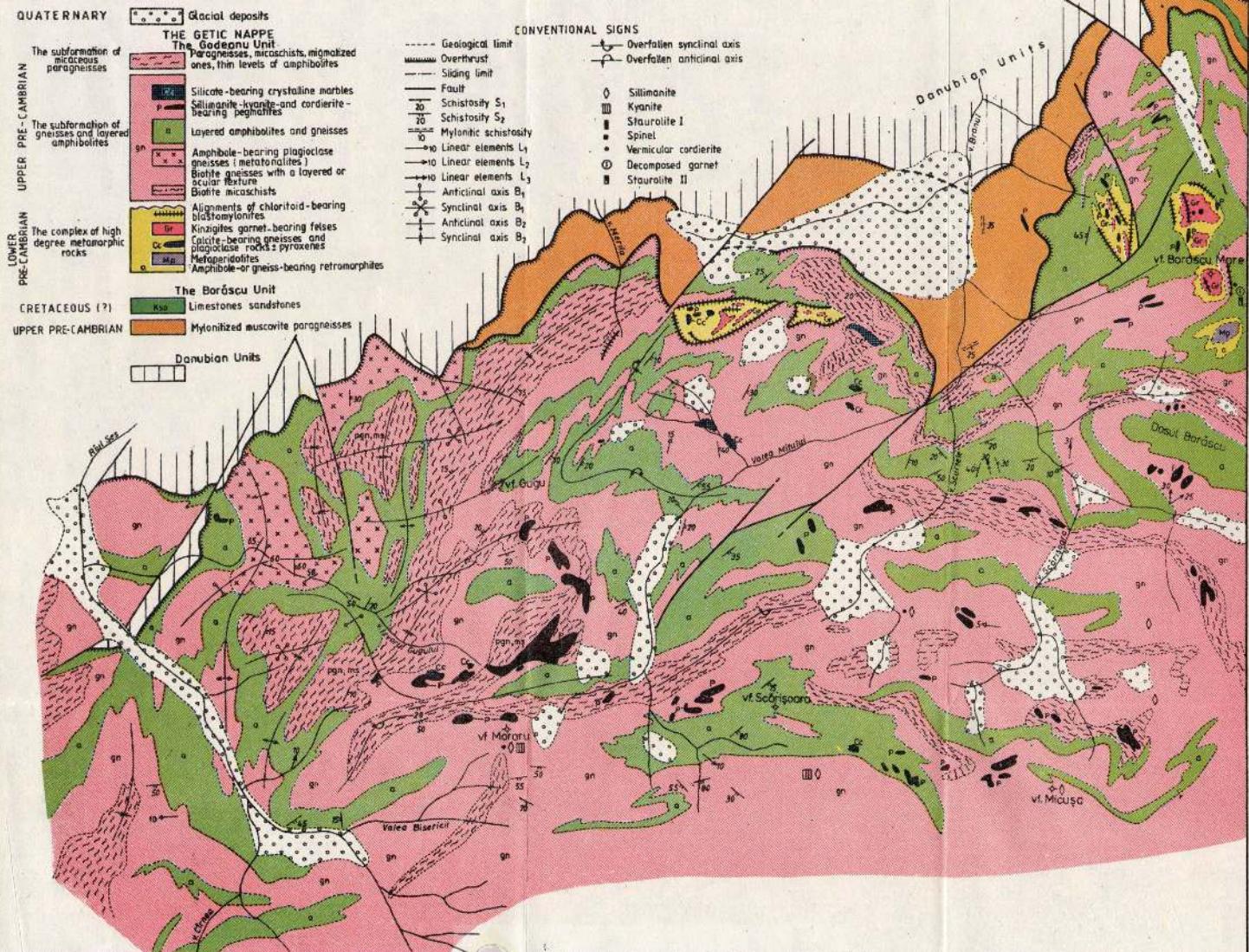




Plate II

Fig. 1 – Intrafolial folds belonging of the first F₁ generation, Cîrneca valley.

Fig. 2 – Folds belonging of the second F₂ generation affecting the compositional layering.

Fig. 3 – Late folds belonging of the F₃ generation affecting the S_{x2} schistosity, Mîțu valley.

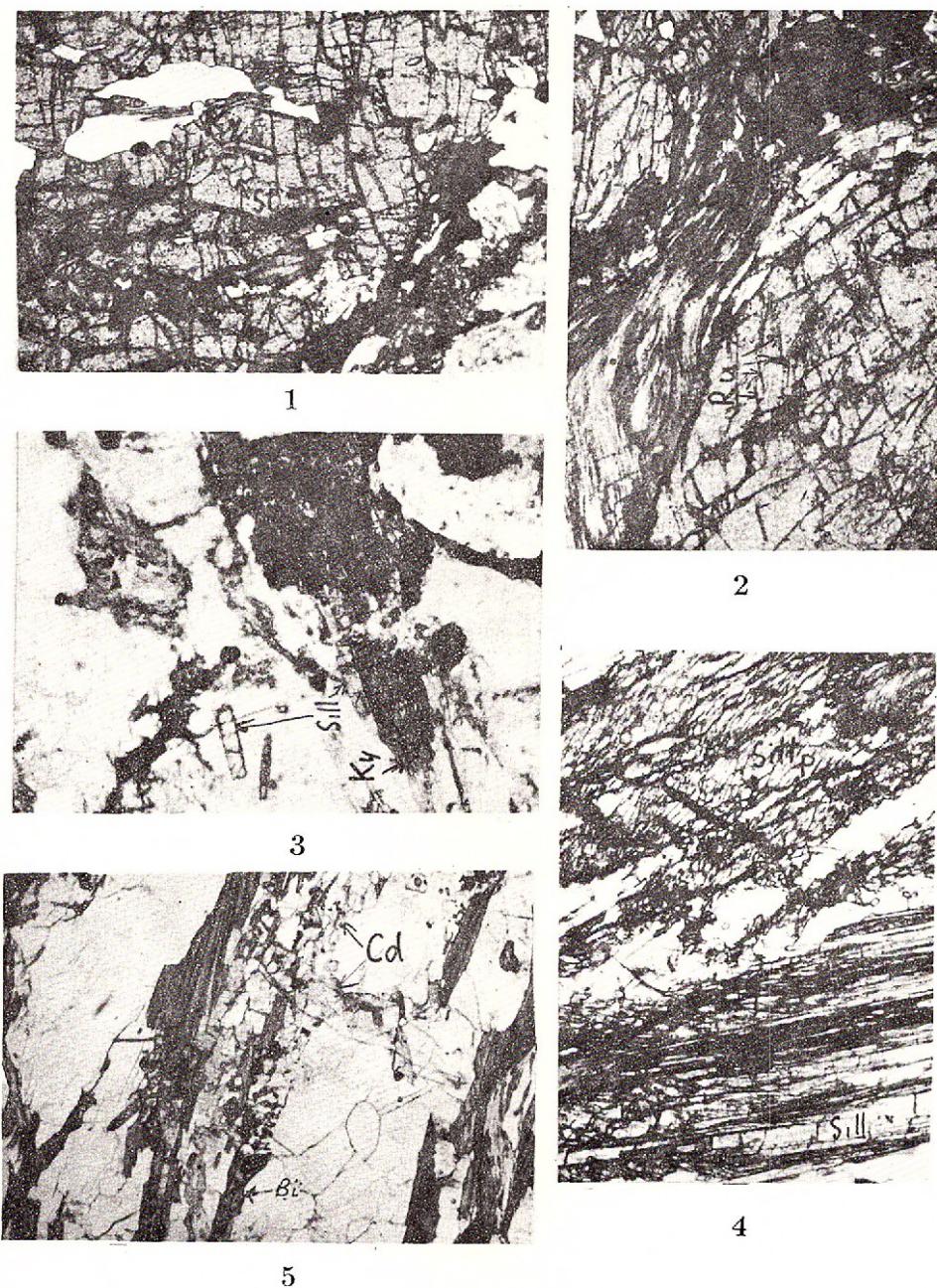


Plate III

- Fig. 1 – Garnet with kyanite (Ky) and staurolite (St) inclusions corroded by the biotite+sillimanite+quartz+plagioclase assemblage, Gugu Peak, N II, 30x.
- Fig. 2 – Garnet with rutile (Ru) inclusions, more or less breck-down into ilmenite, corroded by biotite and sillimanite, Mocirliu Peak, N II, 30x.
- Fig. 3 – Kyanite replaced by sillimanite. Sillimanite neoformed in the rock mass, Branu-Gugu Crest, N II, 30x.
- Fig. 4 – Sillimanite paramorphosis after kyanite (Sill p). Kyanite partially replaced by sillimanite, N II, 30x.
- Fig. 5 – Vermicular cordierite (Cd) neoformed upon biotite, Moraru Peak, N II, 30x.

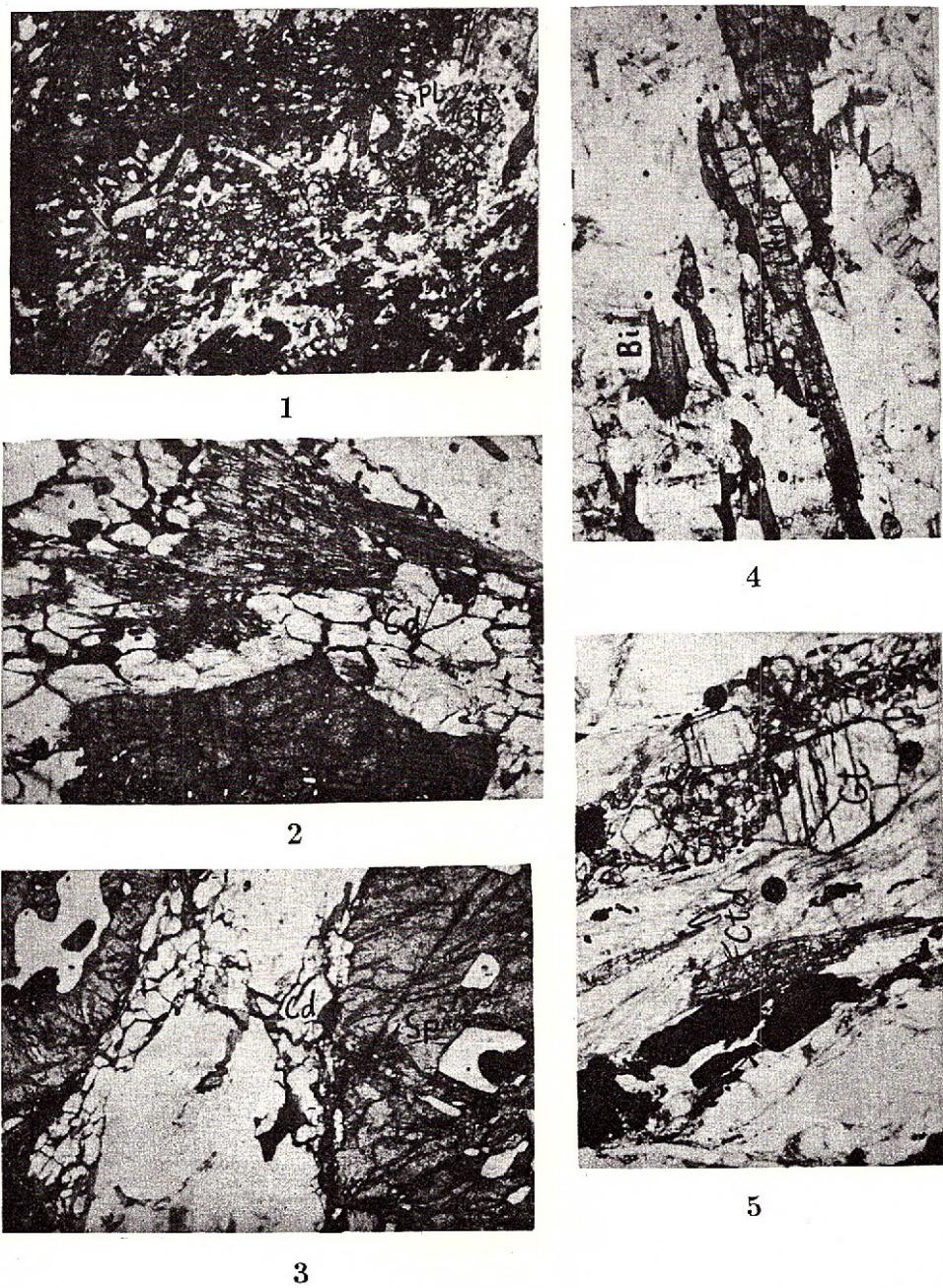


Plate IV

Fig. 1 – Garnet relicts (Gt) replaced by plagioclase and biotite in amphibolites, N II, 30x.

Fig. 2 – Antophyllite (Ant) and biotite (Bi) gneiss, Cîrnea valley, N II, 30x.

Fig. 3 – Corroded garnet with cordierite rim, Borăscu Peak, N II, 30x.

Fig. 4 – Garnets with cordierite rim and green spinel inclusion, Borăscu Mare Peak, N II, 30x.

Fig. 5 – Chloritoid blastophylonite (Ctd) and garnet relicts, Branu-Gugu Crest, N II, 20x.

ASUPRA UNOR CONCEPȚII DESPRE STRUCTURA PĂRTII DE NORD-VEST A MUNTILOR HIGHIȘ

Radu DIMITRESCU

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Structural geology. Păiușeni formation. Mylonites. Metaconglomerate. Foliation. Lineation. Protoliths. Apuseni Mountains - North Apuseni - Highiș Mountains.

Abstract: *On certain ideas on the structure of the north-western part of the Highiș Mts. It is shown that in a recent paper, Pană and Ricman (1988) enormously exaggerate the role and the intensity of mylonitic processes and make erroneous assumptions on the protoliths of certain types of rocks. The Păiușeni Formation represents really a lithostratigraphic unit and not a "blastomylonitic shear belt".*

Recent a apărut o lucrare asupra structurii părții de nord-vest a muntilor Highiș (Zarand) datorată geologilor Pană și Ricman (1988). Întemeiată pe o cartare amănunțită și conștiințioasă, completată cu o solidă documentare în domeniul rocilor cataclastice și cu o bogată interpretare, lucrarea – elaborată după o singură campanie de teren a autorilor în fundaamentul cristalin al Muntilor Apuseni, nou pentru ei – dă o imagine de ansamblu foarte diferită de cea admisă pînă în prezent de antecercetători și în același timp, după părerea noastră, depărtată de realitățile terenului.

Pentru a ușura înțelegerea considerațiilor ce vor urma, vom începe prin a pune în paralel legenda hărții anexate de autorii citați și legenda hărților geologice anterioare.

zone de falie mezocretacice; fondul afectat de aceste procese ar fi format, exclusiv (sau aproape exclusiv ?), din roci magmatische, acide și bazice, identice cu cele aflate ceva mai la sud în chiar masivul Ighișului (complexul osiolitic și granitoidele de Highiș și Birzava).

Vom examina, în cele ce urmează, o serie de puncte ce prezintă un deosebit interes, abordate în lucrare.

1. Baza secvenței blastomylonite este considerată în text a fi reprezentată printr-un nivel de cataclazite riolitice; pe hartă, conform legendei, se observă că, în zonele respective sunt trecute "granitoide deformate casant". De fapt este vorba de riolitele ignimbritice periniene, puternic laminate. Notiunea de granitoide

Pană, Ricman (1988)	Dimitrescu (1962, 1967); Giușcă (1979); Savu (1962, 1965)
corneene dioritice și gabroice	dolerite
granitoide	granitoide
corneene bazaltice	argilite și quartite negre
"Fault-rocks":	
blastomylonite cu ochi de cuarț	metaconglomerate
blastomylonite verzi	sisturi verzi-metatufuli bazice
granitoide deformate casant	porfire quartifere
granitoide deformate plastic	granitoide
filonite	filite

Formulind sintetic, în concepția autorilor este negată existența unei unități litostratigrasice, aceea a formațiunii de Păiușeni, rocile atribuite pînă acum acestie fiind de fapt, după dinșii, rezultatul unor procese dinamice, petrecute într-o centură blastomylonitică de forfecare, dezvoltată în lungul unei

se aplică, însă, exclusiv plutonitelor cuprinse în gama granit-diorit cuarțifer.

2. În cuprinsul secvenței analizate se afirmă că apar "enclave" nedigerate de granitoide și de osiolite sau, altfel exprimat, nuclee de corpuri relicte granitice, riolitice sau masice, afectate de o foliație milonitică.



În corporile de dolerite de la S și SE de Cetatea Siria au fost puse în evidență, corespunzător realității, mai multe zone de deformare progresivă cu structuri de tranziție de la cea eruptivă la cea milonitică: -A, granulație largă; -B, foliație nepenetrativă; -C, foliație penetrativă; -D, rocă ultra-fin foliată. Ca termen final se ajunge la filite cloritice. Reciproc, se adună saptul că toate filitele cloritoase (\pm albă, epidot) din formațiunea de Păiușeni provin din asemenea dolerite și că nu ar proveni din tufuri bazice, aşa cum au considerat antecercetătorii.

Și micile corpuri de granit ("lentile de roci slab sau ne-folate, cu structură eruptivă") sunt considerate a fi nuclee respectate de foliația milonitică care, în ceea mai mare parte a regiunii, le-ar fi transformat, pînă la dispariție, în filonite.

Relațiile dintre corporile eruptive și rocile înconjurătoare ale formațiunii de Păiușeni provoacă, într-adevăr, unele greutăți de interpretare. Vom căuta însă să lămurim ambiguitățile, începînd prin a descrie mai multe exemple luate din alte regiuni.

a) În partea sa de nord (Rîșca), granitul de Muntele Mare este străbătut de mai multe zone de milonitzare care îl transformă în roci cu aspect gnaistic (de fapt, milonite), care în trecut au fost confundate cu șisturile cristaline (vezi harta geologică a României, scara 1:200.000). Granitul, în multe affloramente ale sale de la contact, taie discordant foliația dominantă S_2 a micașisturilor seriei de Someș, pe care le și metamorfozează la contact. Dar foliația milonitică este concordantă cu foliația S_2 a micașisturilor!

b) Granitele de Albești din masivele Iezer și Leaota străbat paragnaisele formațiunii de Voinești, în bazinul Rîușorului observîndu-se frumoase fenomene de contact, identice ca aspect cu cele ale corporilor sub vulcanice de la Toroiaga. Marginal, granitele de Albești sunt afectate de o foliație milonitică; aceasta este concordantă cu foliația dominantă a paragnaiselor.

c) Granodioritul de Retezat străbate seria de Drăgășanu. În partea nordică a masivului, foliația în această serie are poziția generală N 60° E/ 70° NW; aceeași poziție o are o zonă de laminare milonitică în granit.

d) Exemplele s-ar putea înmulțî. Vom mai da unul singur. În Dobrogea nordică, în unitatea de Consul, calcarele triasicice sunt afectate de un clivaj de curgere oblic față de stratificație. Ele sunt străbătute, după cum se poate observa și pe Valea Tăietei, de filoane de riolite microgranitice sau perlitice, localizate pe asemenea plane de clivaj; clivajul însă afectează și riolitele!

Toate aceste exemple apparent paradoxale, ca și cazurile din masivul Highiș se pot explica prin jocul repetat al acelorași suprafete. J. Caron (1973) arată, pentru o regiune a Penniniciului Alpilor Dauphinezi, că în al treilea episod de deformare are loc "un

rejeu d'anciennes surfaces S_2 ou même S_1 " printr-un mecanism de alunecări. Într-adevăr, adăugăm noi, șistozitatea fiind un element structural născut în bună măsură de mișcare, este susceptibilă și și ulterior formării ei o cale privilegiată pentru aceasta ("wegsan", după Sander, 1948), putînd fi reutilizată în faze tectonice ulterioare.

În concluzie, corporile bazice sau acide străbătind formațiunea de Păiușeni, au avut de la început dimensiunile reduse pe care le constatăm și astăzi și sunt afectate doar marginal de o foliație milonitică. A presupune că ele au avut o extindere inițială mult mai mare ar fi o extrapolare nesprînjînată pe argumente solide.

3. Autorii lucrării au remarcat că formațiunea de Păiușeni este străbătută, concordant și discordant, de vine de cuarț. Ei afirman că prin budinarea acestora, în urma unor mișcări repetitive, au luat naștere ochi de cuarț, prezintînd doar aparența unor elemente rulate. Se poate astfel deduce că aceste "blastomilonite cu ochi de cuarț", cum le denumesc autorii, s-au format tot pe seama unui fond granitic.

Procese de formare a unor lentile (ochi) de cuarț într-un fond granitic-blastomilonitic au loc efectiv. Ele se pot decela, de exemplu, tot în partea nordică a masivului granitic de Muntele Mare, despre care am vorbit mai sus. Pe valea Finciuului, în zonele de milonite granitice, se dezvoltă pe alocuri lentile centimetrice de cuarț semitransparent vinăt, cu terminații ascuțite. Ar fi greu să ne pronunțăm dacă ele s-au format prin budinarea unor filoane sau dacă, de la început, diferențierea metamorfică a dat naștere unor mici corpuri lenticulare.

Alta este situația metaconglomeratelor din formațiunea de Păiușeni. Că pot exista conglomerate oligomictice avînd găleți aproape exclusiv de cuarț nu poate nega nimenei: de la sistemul proterozoic de Witwaterstrand pînă la, mult mai aproape de noi, conglomeratele werfeniene. Matricea metaconglomeratelor formațiunii de Păiușeni este un filit sericitos; pe Valea Finciuului, lentilele de cuarț sunt dezvoltate dimpotrivă într-un fond gnaistic, foarte laminat, dar al cărui protolit granitic este recognoscibil. Nu putem să nu luăm în considerare și amploarea fenomenelor. Lentilele de cuarț, formate în milonitele granitului de Muntele Mare, se dezvoltă de cîteva ori, pe grosimi de ordinul metrîlor. Asupra formațiunii de Păiușeni, cu extindere în lungime de ordinul zecilor de kilometri și cu grosimi de ordinul mîilor de metri, nu este nevoie să insistăm. O analiză chimică a blastomilonitelor granitice va da o compoziție tot granitică. Chiar autorii arată, pe baza analizelor efectuate de dinșii, că, în afara bilanțului H_2O , "transformările mineralogice au fost izochimice"; ori nici analize ale matricei filitoase, nici analize ale unor roci globale, inclusiv găleți (ochii)



de cuarț, nu vor da compozitii incadrindu-se în cimpul eruptiv, ci se vor încadra clar în cimpul sedimentar detritic. Dacă protolitul ar fi fost magmatic, autorii ar fi trebuit să aducă dovezi de ordin chimic. Că rocile în cauză sunt metaconglomerate rezultă nu numai din aspectul lor, care n-a înșelat pe nici unul dintre cercetătorii anteriori, dar și din relațiile de amânat cu intercalatiile filitice sau blastopsamitice. Sunt astorimente în care S_0 , stratificația inițială, se distinge clar de S_1 , foliația metamorfică; în lungul lui S_0 nu se produce, oricât efort am depune, nici o desfacere, ceea ce arată că aceste suprafete nu reprezintă un alt sistem de foliații, care să fie născute tot din mișcare. Astfel, sub dealul Cetatea Bătrmă, foliația metamorfică are poziția N $12^0W/60^0W$; S_0 , măsurat la limita între un banc grosier metapsetic și unul metapelitic are poziția N $40^0W/60^0SW$. Sub Cetatea Siria, foliația S_1 este N $72^0W/52^0SW$, iar S_0 este aproape orizontală. Pe Valea Rea, S_1 este N $82^0E/40^0S$; S_0 este tot aproape orizontal (inclină cu $2-3^0$ N). Pe valea Sălăndășului, foliația S_1 are poziția N $85^0E/40^0S$; S_0 are inclinarea doar 20^0S .

Axele δ (lineațile de intersecție între S_0 și S_1) apar și mai frecvent în regim. Desigur, mai trebuie menționat și faptul că în Bihor, în pinza de Biharia, am observat că acolo unde fundamentul formației de Păiușeni (constituit din formația de Biharia) conține calcare dolomitice cristaline, acestea apar și ca galeți în metaconglomerate (Moliviș).

Pe de altă parte, cercetătorii Munților Apuseni, care cunosc conglomeratele werfeniene, conglomeratele laminate ale Permiului inferior (= Carboniferului superior) și metaconglomeratele formației de Păiușeni, toate cu aceleași intercalatiile pelitice uneori violacee, își dă seama că roci de tipul celor dinti constituie protolitul celorlalte. Și se poate pune întrebărăea: în ce fel de roci s-ar putea transforma niște conglomerate cuarțoase, prin metamorfism dinamic, dacă nu în roci de tipul celor în discuție? Ce caracter nu li se potrivește oare cu cel al unor metapsfite?

În vederea unei caracterizări petrografice, lector dr. N. Anastasiu¹ a binevoită a examina un număr de secțiuni subțiri în metaconglomerate ale formației de Păiușeni. Toate sunt caracterizate drept metarudite pînă la metaarenite grosiere medii, avînd raportul masă fundamentală/claste cuprins între 2/1 și 1/2 și cu sortare slabă pînă la foarte slabă ($\sigma = 2,5-3,5$). Morfometria este de multe ori modificată prin presiune, de la caracterul izometric la cel aplativat. Clastele sunt formate din cuarț (uneori cu zone de supracreștere) și din fragmente litice de cuarțite ± muscovit (sericit), avînd extincții ondulatorii. Aceste litoclaste mai au uneori conture relicte parțial rotunjite, parțial sparte angular. Liantul (masa fundamentală) este format din

cuarț microcristalin, din sericit și din oxizi-hidroxizi de fier (care imprimă rocilor o nuanță violacee); mult mai rar apar mici cantități de epidot, zoizit, calcit sau minerale accesoriale sparte. Pelicule de oxizi de fier învelesc uneori și clastele. Rocile au compoziție monomictică pînă la oligomictică și sunt de tipul "matrix supported". Toate rocile prezintă urme de cataclază, cu dezvoltarea unei foliații mecanice S_1 care intersectează oblic ritmurile grosier/mediu S_0 . Recristalizările în matrice sunt însoțite de reorientarea mineralelor acesteia, iar clastele sunt "laminat" .

În concluzie, protolitul acestor roci este un ruditenit, compoziția oligomictică excluzând proveniența granitică. Pe acest fond, cataclaza este evidentă.

4. Vîrsta formației de Păiușeni a fost stabilită de antecercetători prin date relativ puține, dar nicidecum contradictorii, cum afirmă autorii. Determinările paleontologice ale Adinci Visarion (1970; în Istoceșcu, 1972) atestă forme ale Devonianului superior și Carboniferului inferior. Cu acestea se corelează perfect vîrsta K/Ar de 327 m.a. a unor filite (Ianovici et al., 1969), care în nici un caz nu poate fi "intinerită" prin pierderi de Ar, cifra desemnând aproape exact limita Carbonifer inferior/Carbonifer mediu. Cele două metode au dat, deci, rezultate perfect concordante.

5. Autorii lucrării comentate de noi se îndoiesc de caracterul ignimbritic al riolitelor de la Galșa (Istoceșcu, Dimitrescu, 1967) afirând că anumite trăsături ale lor s-ar explica prin cataclază. Dar caracterul ignimbritic al unor roci permisiene a fost stabilit de noi (Dimitrescu, 1964; Dimitrescu et al., 1965), ca și de Stan (1983, 1984a, 1984b) și Stan et al. (1986a, 1986b) nu numai la Galșa, ci în toată aria sistemului pinzelor de Codru, în Banat, precum și în alte țări, ca de exemplu în Slovacia (Rojković, 1969).

6. Ne exprimăm profunda îndoială asupra afirmației că intercalatiile de calcar cristaline din nivelul inferior al formației de Păiușeni, unele din ele exploatație în mici cariere, ar fi diferențiate metamorfice și nu ar avea protolite sedimentare carbonatice. Sarcina probei revine autorilor unei asemenea ipoteze și o afirmație nu este o dovedă.

7. Citeva considerații petrotectonice. Principalul tip de orientare statistică a cuarțului în milonite este un puternic maxim (6-15 %) al axelor cristalografice (0001) orientat în direcția mișării în lungul lineaței a (Sander, 1948; Turner, Weiss, 1963; Hobbs et al., 1988). În rocile blastodetritive ale formației de Păiușeni există totdeauna un singur maxim, nu foarte pronunțat, însă, (3,5-6 %) și care niciodată nu e îndreptat paralel cu axa tectonică a în direcția mișării principale (L=NW-SE); orientarea sa este aproximativ între axele a și c (Dimitrescu, Bleahu, 1966; Dimitrescu, 1967). Deducem din aceste trăsături ale diagramelor un caracter moderat milonitic (dinamometra-

¹căruiu îi aducem și pe această cale mulțumirile noastre

morfic) al formațiunii, în orice caz departe de intensitatea celui postulat de autori.

8. Că metamorfismul formațiunii de Păiușeni nu a fost pur dinamic (milonitizare) și că el s-a apropiat de condițiile faciesului șisturilor verzi a rezultat din măsurările geotermometrice efectuate de Borcoș pe lentilele de cuarț sinmetamorfic (Savu et al., 1967), valorile fiind în jurul a 310° . Galeii de cuarț, pe de altă parte, s-au format în condiții termodinamice diferite (unii la cca. 300° , alții la 500°). Rezultă, cel puțin pentru unii galei, o origine diferită de cea a lentilelor sinmetamorfice de cuarț.

9. Nu am abordat aici problema "formațiunii de Cladova" care formează obiectul altor cercetări (Bordea, Bordea): așa-zisele "corneene bazaltice" sunt, în parte roci sedimentare permienne ale formațiunii gresiilor vermiculare (comunicare orală) în parte corperi eruptive bazice semnalate de Balintoni (1986).

Concluzii

Lucrarea autorilor Pană, Riemann accentuează, în mod justificat, rolul proceselor milonitice (dinamometamorfice) în partea de NW a masivului Hîgliș, formațiunea de Păiușeni fiind pînă acum privită numai în cadrul metamorfismului epizonal. Dar în lucrare se exagerează enorm rolul și intensitatea acestor procese și se fac interpretări eronate asupra protolitelor unor tipuri de roci. Este hazardat să se vorbi, în această regiune, de o țentură blastomilonitică de forfecare, cu atît mai mult că definirea blastomilonitizării încă nu este perfect identică de la un autor la altul (Bellière, 1971; Higgins, 1971). Comparațiile doar cu microfotografii din publicații pot uneori duce la concluzii nejustificate.

Bibliografie

- Balintoni I. (1986) Petrologic and Tectonic Features of the Hîgliș-Drocea Crystalline Massif. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983; 1984), p. 5-21, București.
- Bellière J. (1971) Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 94, p. 249-263, Liège.
- Caron J. (1973) Les glissements synschisteux dans les schistes lustrés piémontais. *Sci. Géol. Bull.*, 26, 2-3, p. 259-278, Strasbourg.
- Dimitrescu R. (1962) Cercetări geologice în regiunea Siria. *D. S. Inst. Geol.*, 44 (1957-1959), p. 75-83, București.
- (1964) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagnetică a Munților Apuseni în relație cu geotectonica. *D. S. Inst. Geol.*, 49/1 (1961-1962), p. 129-135, București.
- (1967) Contribuții la cunoașterea structurii părții de NW a masivului cristalin Hîgliș. *D. S. Inst. Geol.*, 53/1 (1965-1966), p. 39-50, București.
- (1975) Éruptif permien des Monts Apuseni. *Geol. Zbor.-Geol. Carp.*, 26/2, p. 323-326, Bratislava.
- , Bleahu M. (1966) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și structurii pînzei de Biharia. *D. S. Inst. Geol.*, 52/2 (1964-1965), p. 57-66, București.
- , Bordea S., Puricel R. (1965) Notă asupra structurii Paleozoicului din regiunea Arieșeni. *D. S. Inst. Geol.*, 51/1 (1963-1964), p. 351-364, București.
- , Iorga N., Covali G. (1973) Porfirele cuarțifere permiene din pînza de Codru a munților Bihor-Gilău. *D. S. Inst. Geol.*, 59/1 (1971-1972), p. 175-184, București.
- Giușcă D. (1979) Masivul cristalin al Hîglișului. *St. cerc. geol., geofiz., geogr. (Gcol.)*, 24, p. 15-43, București.
- Higgins M. (1971) Cataclastic Rocks. *USGS, Prof. Paper*, 687, Washington D.C.
- Hobbs B., Means W., Williams P. (1988) Principii de geologie structurală. 478 p., Edit. științ. encycl., București.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. 632 p., Edit. Acad. R. S. România, București.
- , Giușcă D., Ghițulescu T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. 742 p., Edit. Acad. R. S. România, București.
- Istocescu D. (1971) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crisului Alb și al ramei munților Codru și Hîgliș. *St. tehn. econ.*, J. 8, 1-201, Inst. Geol. Geofiz., București.
- , Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de NW a masivului Hîgliș cu privire specială asupra erupțiunilor permiene. *An. St. Univ. "Al. I. Cuza", Iib (Geol.-Geogr.)*, 13, p. 17-27, Iași.
- Papiu Corvin V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Bul. Științ., Biol., Geol., Geogr.*, 5/1, p. 107-231, Acad. R. P. Române, București.
- Pană D., Riemann C. (1988) The Lower Complex of the Păiușeni Series-A Blastomylonitic Shear Belt. *Rev. roum. géol.*, 32, p. 21-35, București.
- Rojković I. (1969) Petrography and Geochemistry of Permian Quartz-Porphyries in Relation to U-Mo-Cu Mineralization. *Geol. Zbor.-Geol. Carp.*, 20/1, p. 87-114, Bratislava.
- Sander B. (1948) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II, p. 1-109, Edit. Springer, Wien.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, 44 (1956-1957), p. 11-34, București.
- (1965) Masivul eruptiv de la Bîrzava. *Memorii*, 8, p. 1-148, Com. Geol., București.
- , Borcoș M., Trifulescu M., Ioanidu C. (1967) Date noi asupra stratigrafiei și petrologiei șisturilor cristaline din partea centrală a munților Drocei. *D. S. Inst. Geol.*, 53/1 (1965-1966), p. 187-214, București.
- Stan N. (1983) Permian Volcanism in the Codru-Moma Mountains. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géol.*, p. 23-28, București.



- (1984a) Contributions to the Mineralogical and Petrochemical Study of the Ignimbritic Rocks from the Codru-Moma Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 68/1 (1981), p. 221-232, Bucureşti.
- (1984b) Permian Volcanism in the Western Part of Romania. I.G.C.P., 5, News letter, 6, p. 117-123, Barcelona.
- (1987) Upper Carboniferous and Permian Volcanics from Romania. In: Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts, p. 445-456, Alfa, Brașov.
- , Colios E., Bratosin I. (1986) Permian Ignimbritic Rocks of the South Banat. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983; 1984), p. 203-216, Bucureşti.
- , Colios E. (1986) Formations permiennes de Topleş-Mehadia-Bolvaşniţa. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, (1983-1984), p. 217-228, Bucureşti.
- Turner F., Weiss L. (1963) Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. 546 p., Mc Graw-Hill, New York.
- Visarion A. (1970) Asupra prezenţei unor asociaţii palinologice carbonifere din partea sudică a munţilor Bihor. *D. S. Inst. Geol.*, 54/4 (1966-1967), p. 165-170, Bucureşti.

Received: March 3, 1989

Accepted April 4, 1989

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

April 28, 1989



ASPECTE NOI PRIVIND STRUCTURA GEOLOGICĂ ȘI METALOGENIA REGIUNII DRĂGOIASA-BOLOVĂNIŞ (CARPAȚII ORIENTALI)

Doina FRÂNCU

Întreprinderea de Prospecționi și Explorări Geologice "Suceava". Str. 30 Decembrie nr. 2,
Cîmpulung Moldovenesc, județul Suceava.



Key words: Metamorphic rocks. Nappes. Volcanic rocks. Sedimentary rocks. Metallogenesis. East Carpathians – Crystalline-Mesozoic Zone – Bistrița Mountains.

Abstract: *New Aspects Concerning the Geological Structure and Metallogenesis of the Drăgoiasa-Bolovăniș Area (the Eastern Carpathians).* Here are to be mentioned: the existence of the infrabucovinian nappe in the south of the Dîrmoxa fault, made up of the Bretila group formations, as well as the extension of the subbucovinian nappe up to the south of the area, in the Păltinișului Negrii Brostenilor area, represented by Tulgheș group Formations, the Negrișoara Formation and Pietrosu porphyroids. In the subbucovinian nappe patches of Triassic sedimentary rocks were identified. The Bucovinian nappe is made up of formations belonging to the Rebra group, to the Negrișoara Formation, Pietrosu porphyroid and the Tulgheș group. In the south of the area, a subvolcanic igneous rock generated at the contact a typically magnesian metasomatism. At the upper part of the subvolcanic body cornified sedimentary rocks were intercepted. Through drillings it was pointed out that there is a prevolcanic sedimentary basin, probably belonging to the Miocene, made up of a crystalline basement. The Neogene igneous rocks are represented by dacites, andesites and porphyric microdiorites. The useful mineral substances pointed out in the area are represented by talc, manganese, coal, brucite, magnesite, hydromagnesite, limonite and sulphides.

Introducere

Situată la cca. 30 km sud de orașul Vatra Dornei, regiunea Drăgoiasa-Bolovăniș este limitată la nord de cătunul Păltiniș și vîrful Deluganul, la est de creasta Păltinișul Drăgoiesii, creasta Bursucăria și vîrful Păltinișul de Sud, la sud de creasta La Bănet, iar la vest de un aliniament care traversează izvoarele Secu, Bolovăniș, Adâncu, Cremenea și Toimnatec, la cca. 2 km de confluența lor cu pîrul Neagra Brostenilor. În partea centrală a arealului luat în considerare se află localitatea Drăgoiasa.

Teritoriul pe care-l prezentăm a fost puțin cercetat, în mare fiind cuprins în cadrul unor lucrări sau cartări geologice ce se referă la eruptivul neogen sau la cristalinul Bistriței. Dintre autorii care s-au ocupat de eruptivul neogen, amintim pe Savul (1938), Peltz (1960, date nepubl.), Cosma, Peltz (1962), Rădulescu et al. (1964, date nepubl.) și Nițoi (1986). Formațiunile cristaline au fost studiate printre alții de Ștefan (1962, date nepublicate), Rădulescu et al. (1964, date nepubl.), Cosma (1970), Săndulescu (1967), Bercia et

al. (1975, date nepubl.), Avramescu, Avramescu-Frâncu (1975, 1976, date nepubl.), Kräutner et al. (1976), Balintoni et al. (1978, 1982).

Încadrarea structurală a părții de nord a regiunii cercetate se află în cîteva lucrări de sinteză, dintre care cităm pe cele elaborate de Bercia et al. (1976), Kräutner et al. (1976), Săndulescu et al. (1981), Balintoni (1982).

Începînd din 1977, regiunea a fost cercetată sistematic printr-o serie de lucrări de proiecție și explorare geologică (Avramescu-Frâncu, Frâncu, 1977, date nepubl.).

Pentru finalizarea acestei lucrări am primit îndrumările colegilor dr. ing. M. Mureșan și dr. geol. Kräutner, cărora le aduc vîr mulțumiri.

Regiunea cercetată se situează la limita dintre două mari unități structurale ale Carpaților Orientali: zona cristalino-mesozoică a munților Bistriței la est și eruptivul neogen al munților Călimani la vest.

Arealul ocupat de prima unitate este constituit, predominant, din săsturi cristaline și roci carbonatice,

care aparțin mai multor entități litostratigrasice majore, recunoscute în toată zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali: grupul Bretila (Proterozoic), grupul Rebra (Proterozoic), formațiunea de Negrișoara (Proterozoic), grupul Tulgheș (Cambrian), care se află în relații tectonice, aparținând unor pînze de șariaj prealpin. Astfel, grupul Bretila alcătuiește pînza de Rarău, grupul Rebra, unitatea de Rodna, formațiunea de Negrișoara, pînza de Pietrosul Bistriței, iar grupul de Tulgheș, pînza de Putna (Săndulescu et al., 1981; Balintoni et al., 1982, date nepubl.).

În regiunea cercetată, grupul Bretila face parte din pînza alpină infrabucovinică de Șarul Dornei, unitatea de Rodna din pînza alpină bucovinică, pînzele de Pietrosul Bistriței și de Putna se întâlnesc atât în pînza alpină subbucovinică, cât și în cea bucovinică. Pînzele alpine menționate sunt de vîrstă mezocretacică (Săndulescu, 1971, date nepubl.; Bercia et al., 1976; Balintoni, 1982, date nepubl.).

În zona Bursucăria-Ciutac, în cadrul pînzei subbucovinice, transgresiv peste metamorfitele grupului Tulgheș, se dispun depozite carbonatice triasice (Frâncu, 1986).

Eruptivului neogen îi aparțin: dacitele de Drăgoiasa, andezitele de tip Călimani, microdiorit-porfirele din sudul regiunii și piroclastitele dacitice și andezitice.

În partea nord-estică a regiunii, formațiunile metamorfice suportă transgresiv depozitele cretacice și paleogene ale bazinului sedimentar Glodu.

În partea vestică a regiunii, peste șisturile cristaline, s-au depus transgresiv în bazinile terțare formațiuni sedimentare. Prin lucrările de foraj executate s-a argumentat ideea conform căreia aceste formațiuni sunt mai vechi decit produsele vulcanismului neogen, care în general le acoperă (Frâncu-Avramescu, 1982, date nepubl.). Astfel, sub depozitele eruptive, forajele au interceptat formațiuni sedimentare terțare sau metamorfitele zonei cristalino-mezozoice, fapt care arată o scufundare tectonică a compartimentului eruptiv neogen împreună cu subasmentul său, față de șisturile cristaline din est. Această cădere s-a produs de-a lungul unui important plan ruptural, numit de noi falia Drăgoiasa, care în general desparte cele două mari unități structurale amintite: cristalinul munților Bistriței, de eruptivul Călimani. Falia traversează regiunea cercetată, cu o orientare nord-sud, și a fost generată, probabil, anterior punerii în loc a dacitelor. Este posibil ca insuși acest plan tectonic, împreună cu cel vestic figurat pe hartă, să fi constituit căile de acces pentru primele erupții vulcanice care, după Savul (1938), au fost dacitele de Drăgoiasa.

Zona cristalino-mezozoică a fost afectată de numeroase fracturi de decoșare și basculare, unele regegenerate posibil în fază valahă, cum ar fi falia Drăgoiasa. Un alt plan ruptural important este falia Dirmoxa-

Păltiniș din fază postparoxismală (Balintoni et al., 1982, date nepubl.). Mișcări de decoșare au existat și după punerea în loc a vulcanitelor neogene (pl.).

La alcătuirea geologică a regiunii, un rol important l-au avut și corpurile subvulcanice evidențiate de noi în zona Drăgoiasa (ex.: puțul 26a, fig. 2) și în zona Bolovăniș (forajele 6c și 7c). Acestea din urmă se înscrie pe aliniamentul vest-est Colibața-Dornișoara-Dumitrelu, al activității subvulcanice. Ele prezintă – macroscopic și mineralogic – o asemănare evidentă cu andezitele cu biotit și cuarț, tip Pietricelu.

A. Zona cristalino-mezozoică

După cum am prezentat, în cadrul zonei cristalino-mezozoice, în regiune apar trei unități tectonice alpine cu rang de pînze, a căror succesiune de jos în sus este următoarea: infrabucovinică, subbucovinică și bucovinică.

Pînza infrabucovinică

Pe harta Șarul Dornei (Balintoni et al., 1982, date nepubl.), unitățile infrabucovinice se opresc înspre sud în falia Dirmoxa. Cercetările noastre au arătat că pînza de Șarul Dornei se continuă și la sud de cătunul Păltiniș, pînă la nord de Piriul lui Mihai.

În cadrul acestei pînze infrabucovinice, am distins formațiunile mezometamorfice ale grupului Bretila, constituite din micașisturi și paragnaise, frecvent retromorfe, datorită șariajului grupului Rebra, situat deasupra. Rocile retromorfe se caracterizează prin laminări frecvente, prin cloritizări ale granăilor și ale biotitului, precum și prin sericitizarea feldspaților.

Pînza subbucovinică

În regiune, la alcătuirea pînzei subbucovinice, participă formațiunile grupului Negrișoara și porfiroidele de Pietrosu (din pînza prealpină de Pietrosul Bistriței). De asemenea, acestei pînze îi mai revin și șisturile grupului Tulgheș din pînza prealpină de Putna. Ambele entități apar numai în zona pîrului Ciutac (Frâncu, 1982, 1986).

În zona Bursucăria, transgresiv peste grupul Tulgheș, din pînza de Putna se dispun pe alocuri depozite triasice, alcătuite din calcar grezoase, pe care le atribuim, la fel, pînzei subbucovinice.

În jumătatea septentrională a regiunii cercetate, formațiuni ale grupului Tulgheș din pînza subbucovinică constituie cîteva prezențe izolate. La est de falia Drăgoiasa, apărind de sub curgerile de lavă datorită eroziunii și/sau efectului unor boltiri, ca urmare a unei activități subvulcanice. Aceste formațiuni au



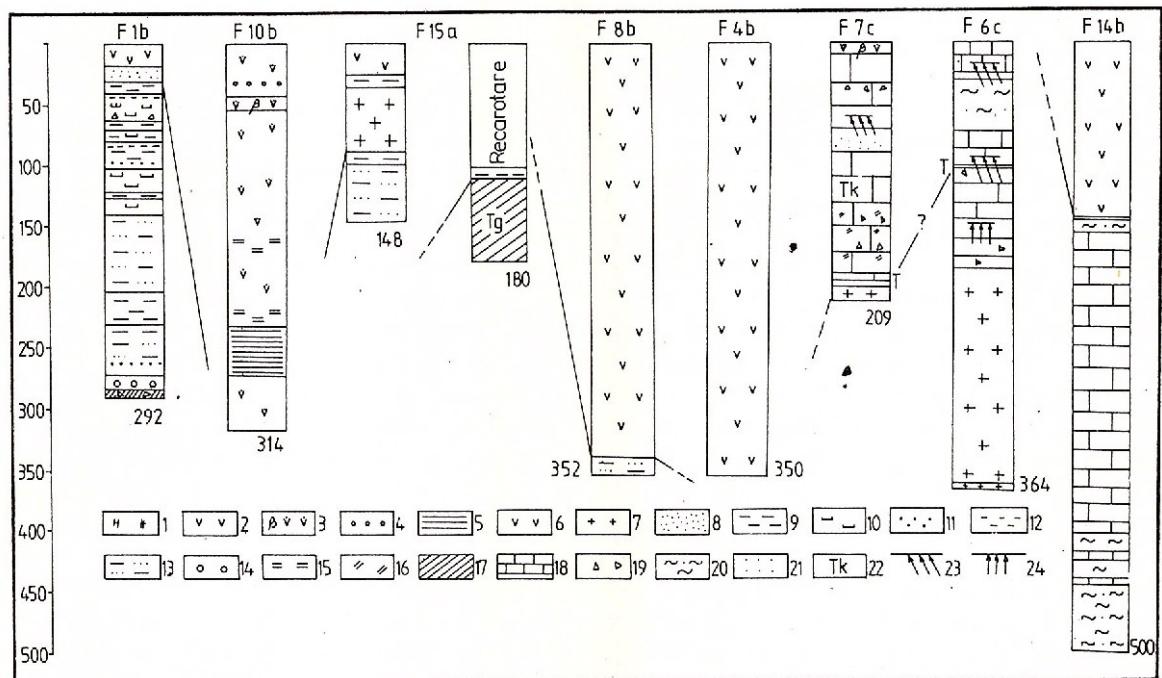


Fig. 1 – Coloane stratigrafice prin foraje.

1, andezit cu biotit și quart; 2, andezite piroxenice; 3, andezite tip bazaltoid; 4, aglomerate feruginoase; 5, silicite; 6, dacite; 7, corpuri subvulcanice; 8, nisipuri; 9, marne; 10, marne grezoase; 11, gresii; 12, strate subțiri de cărbuni; 13, gresii argiloase; 14, conglomerate; 15, silicifere; 16, epidotizări; 17, formațiuni ale grupului Tulgheș (Tg); 18, calcare dolomitice de Rebra; 19, brecii; 20, micașisturi de Rebra (Rb); 21, impregnații de sulfuri (S); 22, talcizări (Tk); 23, transformări hidrotermale; 24, transformări metasomaticice.

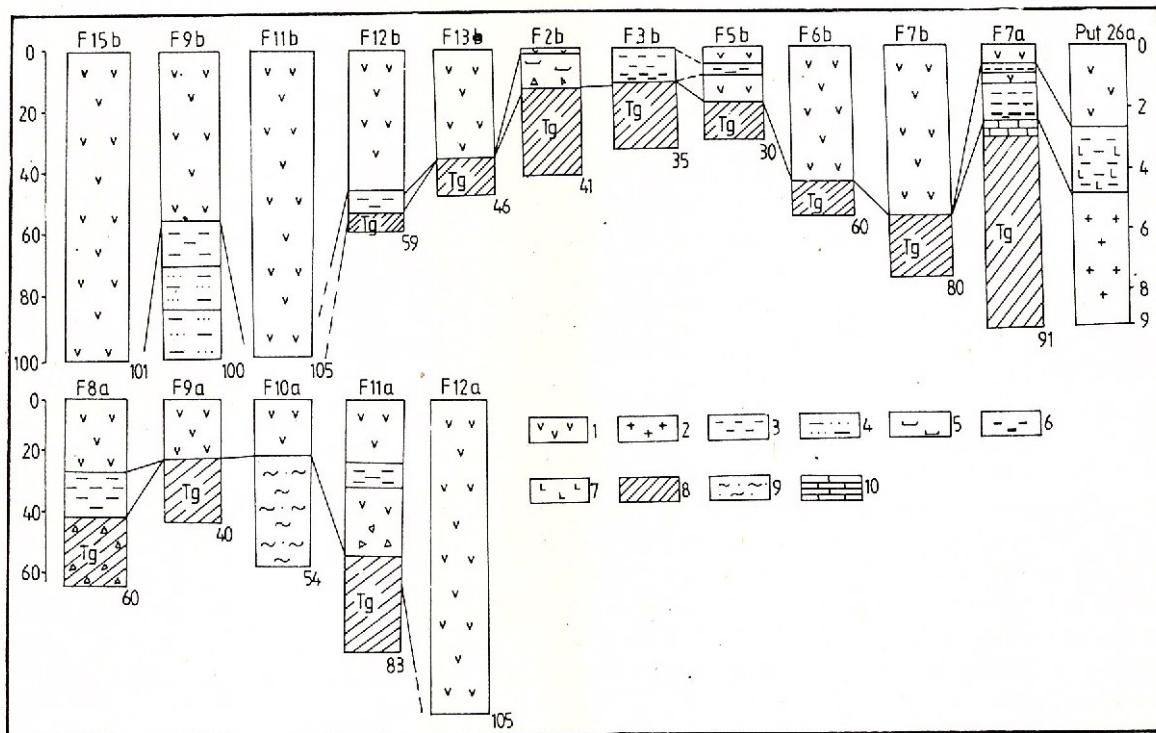


Fig. 2 – Coloane stratigrafice prin foraje și puțul 26a.

1, dacite; 2, corpuri subvulcanice dacitice; 3, marne; 4, gresii argiloase; 5, marne grezoase; 6, cărbuni; 7, roci cornificate; 8, formațiuni ale grupului Tulgheș; 9, micașisturi ale grupului Rebra; 10, calcare dolomitice de Rebra.

fost întâlnite și în cîteva foraje de cercetare (1b, 10b, 11b, fig. 1 și 2) executate în preajma localității Drăgoiasa.

În jumătatea meridională a regiunii, în versantul drept al pîriului Neagra Broștenilor (la sud de confluența cu pîrul Tomnatec) unitatea subbucovinică apare ca o fîșie, limitată la vest de falia Drăgoiasa și la est de planul de șariaj al unității Rodna din pînza bucovinică. La sud este întreruptă de corpul de roci andezitice și microdiorit-porfirice din Păltinișul de Sud. Notăm că în lucrările anterioare (Balintoni et al., 1982, date nepubl.), pînza subbucovinică era figurată numai pînă la nord de cătunul Păltiniș.

În cea mai mare parte, pînza subbucovinică este alcătuită din metanorositele grupului Tulgheș și anume: șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cuarțite negre ± mangan, cuarțite carbonatice, șisturi carbonatice cuarțoase, metatușite acide, roci verzi, cuarțite albe. Subordonat se întâlnesc și roci ale formațiunii de Negrișoara, alcătuite din șisturi biotitice cu magnetit, cu nivele subțiri de dolomite calcaroase, precum și porfiroide de Pietrosu.

În zona Bolovăniș (la vest de falia Drăgoiasa), forajele 6c și 7c au interceptat, sub rocile carbonatice ale grupului Rebra din pînza bucovinică, roci sedimentare reprezentate prin roci carbonatice și marne roșcate cornificate, la contactul cu un corp subvulcanic, probabil de natură dacitică. În cazul în care aceste roci sedimentare (care nu seamănă petrografic cu cele terțiare prevulcanice) aparțin unei succesiuni mezozoice, atunci între grupul Rebra, situat deasupra, și rocile sedimentare menționate se află un plan de șariaj. În această situație, succesiunea pe care o atribuim, prezuntiv, mezozoicului poate aparține pînzei subbucovinice.

La izvoarele pîriului Răcila, formațiuni aparținând grupului Tulgheș din pînza subbucovinică (șisturi micațee cuarțoase, cuarțite negre, cuarțite carbonatice) apar într-o fereastră tectonică, de sub formațiunile grupului Rebra.

Pînza bucovinică

Această unitate tectonică ocupă un areal important în partea de est a regiunii. La alcătuirea ei participă: grupul Rebra (din unitatea prealpină de Rodna), formațiunea de Negrișoara și porfiroidele de Pietrosu (ambele din pînza prealpină de Pietrosul Bistriței) și grupul Tulgheș (din pînza prealpină de Putna).

Pînza bucovinică este delimitată la vest de pînza infrabucovinică și de falia Drăgoiasa, care o desparte de dacitul terțiar de Drăgoiasa. Înspre nord-est este acoperită de formațiuni sedimentare cretacice și paleogenene ale bazinului Glodu.

În cadrul pînzei bucovinice, grupul Rebra prezintă extinderea cea mai mare. Este reprezentat, predominant, prin calcare și dolomite și, subordonat, prin micașisturi, paragnaise și amfibolite cu magnetit, care aparțin formațiunii Rb_2 .

În zonă de dezvoltare a eruptivului neogen, deci la vest de falia Drăgoiasa, atât la suprafață (sectorul Bolovăniș), cit și în forajele 3c, 6c, 7c și 14b (zona Bolovăniș-Sec) apar formațiuni ale grupului Rebra (roci carbonatice și micașisturi, în parte transformate metasomatic la contact cu un corp subvulcanic). Rocile carbonatice din sectorul Bolovăniș-vest sunt traversate de un filon de roci puternic silicificate, brecificate și hematitizate, pus în loc pe un plan ruptural. În coperișul lui se întâlnesc, local, concentrații de talc.

În partea centrală a regiunii, la vest de falia Drăgoiasa, fundamentalul cristalin se află la o adâncime mai mare de 300 m, situație demonstrată de forajul 4b de pe pîrul Fundoi, care pînă la adâncimea finală de 360 m a străbătut doar roci dacitice, în parte transformate hidrotermal.

Formațiunea de Negrișoara și porfiroidul de Pietrosu, din pînza alpină bucovinică, constituie pete de șariaj izolate, la vest de creasta Păltinișul Drăgoiesii, dispuse peste grupul Rebra. Grupul Negrișoara este reprezentat prin șisturi biotitice cu magnetit, cu nivele subțiri de dolomite calcaroase. Porfiroidele de Pietrosu sunt adesea lamineate și retromorfozate (biotitul este cloritizat, iar feldspații sericitizați) datorită șariajelor care limitează, la partea inferioară și superioară, pînza prealpină de Pietrosul Bistriței.

Grupul Tulgheș, șariat peste unitatea prealpină de Rodna și peste pînza prealpină de Pietrosul Bistriței, este alcătuit din șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cuarțite negre, metatușuri și metatușite acide și bazice. Un petec foarte mic din grupul Tulgheș – alcătuit din cuarțite negre parțial transformate hidrotermal – a fost întîlnit și în zona Bolovăniș-vest.

B. Zona eruptivului neogen

Zona eruptivului neogen cuprinde o gamă largă de roci vulcanice, care pot fi repartizate atât la compartimentul inferior, cit și la cel superior.

Din punctul de vedere al punerii în loc, se remarcă următoarea succesiune de tipuri petrografice: dacite de Drăgoiasa, andezite piroxenice cu amfiboli, piroclastite andezitice, andezite de tip bazaltoid, microdiorite porfirice cu variații marginale pînă la andezite microcristaline.

Compartimentul inferior

Primele și cele mai estice erupții din lanțul vulcanic Călimani au inceput cu dacitul de Drăgoiasa (Savul,



1938). Dintre formațiunile care au succedat în timp au fost andezitele de tip bazaltoid, atribuite de Rădulescu acestui compartiment, și andezitele cu piroxeni și amfiboli.

Dacitele¹ sub formă de curgeri, intruzuni, brecii și tufuri au o dezvoltare liniară la vest de falia Drăgoiasa. În cadrul lor se remarcă frecvențe transformări hidrotermale, care au afectat în special mineralele melanocrate și feldspații, în final ajungindu-se la roci, uneori puternic silicificate, argilizate, limonitizate, epidotizate, carbonatațe, în care rareori se mai pot observa structurile relicte ale rocii inițiale, prezența biotitului sau a feldspațiilor.

Andezitele cu piroxeni și amfiboli formează curgeri de lave în versantul estic al munților Călimani. Aceste roci se află în contact tectonic cu dacitele printr-un important plan ruptural (pl.), care coboară compartimentul vestic cu cîteva sute de metri. Această relație tectonică dintre cele două tipuri de roci a fost clar evidențiată cu forajele 1b și 10b.

Andezitele cu piroxeni și amfiboli sunt străbătute de andezite bazaltoide (pîriul Tomnatec), în care se observă separații coluninare.

Compartimentul superior

Atât microdioritele porfirice, cât și succesiunea întinuită în forajul 10b (fig. 1), la sud de virful Deluganul (andezite tip bazaltoid, clauștolave andezitice, andezite piroxenice cu amfiboli, andezite piroxenice, silicate, pirolastite andezitice silicificate cu concentrații de fier hematitic tip Pietricelu, andezite piroxenice cu hornblendă. Unele tipuri petrografice neputind fi reprezentate la scară hărții, le atribuim compartimentului superior, pe baza asemănării cu succesiunea din caldera Călimani.

Mai includem în acest compartiment și rocile piroclastice, care sunt reprezentate, în principal, prin aglomerate andezitice, cu răspindire pe pîriul Tomnatec și, izolat, în zona de confluență a pîriului Tomnatec cu pîriul Neagra Broștenilor. Menționăm, de asemenea, bombe vulcanice în zonele Bolovăniș-vest și Sec-Tarnița.

Microdioritele porfirice, microcristaline, cu textură fluidală, constituie simburele unui important corp vulcanic, la sud de Păltinișul de Sud. Spre nord aceste roci imbracă forme filoniene, dispuse între dacitele de Drăgoiasa și rocile carbonatice de Rebra, fără a se observa fenomene deosebite de transformare la contact. Microdioritele porfirice sunt transformate hidrotermal și conțin frecvențe cuiburi de tridimit lamelar, acoperite de patine de oxizi de fier. Marginal, trec la andezite, în care rar se observă prezența piroxenilor.

¹ Apariții izolate de dacite și tufuri dacitice au fost semnalate la Dîrmoxa și virful Călimănel (Avramescu, 1976, date nepubl.).

Aceluiași tip petrografic îi atribuim și rocile puse în loc pe planele faliilor consemnante pe hartă, la sud de virful Deluganul, în pîriul Drăgoiasa (la contactul dintre dacite și rocile cristaline) și în versantul drept al pîriului Tomnatec, la cca. 1 km amonte de vărsare.

C. Formațiuni sedimentare

Formațiunile sedimentare din regiune au fost atribuite mai multor cicluri de sedimentare, după cum urmează:

Formațiuni cretace și paleogene

Aceste formațiuni aparțin bazinului Glodu (Mutihac, 1959) și afloreasă în partea de nord-est a regiunii cercetate, cuprindând o mică parte din flancul vestic al sincinalului.

Formațiuni sedimentare prevulcanice neogene

Formațiunile sedimentare prevulcanice s-au format pe rama estică a eruptivului neogen, la vest de falia Drăgoiasa (Frâncu, 1982, 1986) și s-au depus în cadrul unor bazine intramontane înaintea primelor produse vulcanice din regiune. Fundamentul acestor bazine este alcătuit din roci cristaline aparținând grupului Rebra sau grupului Tulgheș și au fost interceptate cu forajele 12b, 13b, 7a, 8a, 9a, 10a, 11a.

Nu este exclus ca aceste bazine să fi comunicat între ele. Sedimentele lor au fost acoperite de curgeri de lave dacitice și străbătute de corperi subvulcanice dacitice.

În partea de nord a regiunii, la vest de Păltinișul Drăgoiesii, depozitele sedimentare sunt limitate de două plane de fali, reprezentând un compartiment ridicat. Nu ar fi exclus ca acest bazin sedimentar să fi fost legat genetic de cel de la Coverca de vîrstă paleogenă (Teodoru, 1965; Zah et al., 1970; date nepubl.). Formațiunile sedimentare au fost traversate pe o grosime de 270 m cu forajul 1b, care a interceptat dacite, nisipuri, marne cenușii, gresii, marne cărbunoase și cîteva nivele milimetrice de cărbuni (pl., fig. 1).

Între cătunul Păltiniș și Drăgoiasa, au mai fost interceptate formațiuni sedimentare cu forajele 7a, 8a, 11a, 8b, 9b, 12b și cu alte lucrări de suprafață.

Forajul 15a (cu reluare la o distanță de cca. 15 m est, fig. 1), localizat în curba drumului ce coboară din Păltiniș spre Drăgoiasa, a interceptat, sub o apofiză a unui corp subvulcanic dacitic, marne pe intervalele de adîncime 28-37 m și 93-147 m. După metrul 147, forajul a străpuns roci cristaline din fundament. Același foraj, reluat, a întlnit aceleasi roci sedimentare pe intervalul 105-114 m. Spre sud-vest depozitele sedimentare au fost traversate de forajul 8b, pe intervalul de la 336 la 352 m, fără a ieși din ele.



Aceleași depozite sedimentare aflorează la 250 m est de forajul 8b, extinzându-se spre sud cca. 1 km. Ivirea la suprafață este efectul boltirii lor de un corp subvulcanic dacitic, situație demonstrată cu puțul 26b (fig. 2), care sub marnele coapte de la suprafață a interceptat (după cîțiva metri) dacite proaspete.

În același context de idei, precizăm că la sud de zona de aflatere, rocile sedimentare au fost interceptate cu forajul 9b (amplasat pe interfluviul pîraielor Tomnatec-Drăgoiasa) pe adîncimea de la 57 la 100 m. În schimb, forajele 11b și 15b, deși amplasate în mahurile pîraielor au intit pînă la adîncimile de 105 m, respectiv 101 m, nu au ieșit din pătura de roci dacitice acoperitoare (fig. 2).

Referindu-ne la acest sector din versantul drept al pîriului Drăgoiasa, considerăm că este posibilă existența unui singur bazin sedimentar, începînd din zona Păltiniș, care se dezvoltă spre vest, cu o afundare mare a părții centrale, boltit în partea marginală de est, de către coruri de dacite. Se poate dovedi, astfel, prezența unei activități subvulcanice, dezvoltate pe niște aliniamente estice sau centrale ariei de răspîndire a dacitelor, posibil de-a lungul unor fracturi (mascate de lave dacitice) paralele cu falia Drăgoiasa (pl.).

Aceste depozite sedimentare sunt reprezentate prin marne cenușii, uneori cu cărbuni, marne grezoase, gresii și local (pe văioaga din dreptul pîriului Stînceni) prin marne roșcate.

Analizele palinologice indică pentru aceste formațiuni vîrstă meotiană (polen de plante). Apar, de asemenea, spori remaniati din Cretacic și Paleogen și chiar polen de Angiosperme, specifice Cretacicului superior-Eocenului (Luță, 1981). Probele recoltate din forajele 1b și 9b indică o asociație palinologică alcătuită din spori de Cryptogame vasculare, polen de Gymnosperme și microfloră marină, atribuite – de Luță – Senonianului inferior. Presupunem că prezența abundantă a palinomorfelor cretacice se datoră remaniierilor în bazinul miocen.

Formațiunile sedimentare din malul stîng al pîriului Drăgoiasa (singurele cunoscute anterior cercetărilor noastre) conțin strate de cărbuni (în cea mai mare parte exploatați rudimentar, între cele două războaie mondiale) și sunt dispuse transgresiv pe un fundament cristalin, într-o mică cuvetă, orientată nord est-sud vest. Situația geologică din această zonă a fost elucidată cu forajele 7a, 8a, 2b, 3b, 5b, 6b și 7b. Formațiunile sunt alcătuite din marne cenușii, strate de cărbuni și gresii (fig. 2).

La est de falia Drăgoiasa, în zona confluenței pîriului Tomnatec cu pîriul Neagră Broștenilor, am identificat prezența unei mici cuvete sedimentare alcătuită din marne cenușii, ce repauzează pe un fundament de roci carbonatice aparținînd formațiunii Rb_2 (lucrări de suprafață și forajul 11a).

La sud de zona de flexură a structurii generale a regiunii, fundamentul cristalin este mult coborît, pătura de roci dacitice depășind 300 m grosime (forajele 4b, 10a, fig. 2).

Cele mai sudice apariții de depozite sedimentare cu cărbuni apar în compartimentul Bolovăniș-Sec (Frâncu, 1982, 1986). Forajul 14b din pîriul Sec a interceptat sub rocile eruptive, de la 146 m la 148 m adîncime, depozite sedimentare care ar putea corespunde marnelor cenușii cu lentile strat și cuiburi mici de cărbuni, deschise pe o grosime de 14 m cu puțul 21c. În acest sector, fundamentul cristalin este mult ridicat, fapt datorat probabil, atât intruziunilor subvulcanice, cît și tectonicii disjunctive.

Formațiuni sedimentare sincrone și posterioare activității vulcanice

Singurul nivel – foarte subțire – de marne cenușii, clar evidențiat în cadrul curgerilor de lave dacitice, aflorează în versantul stîng al pîriului Drăgoiasa, amonte de cuveta parțial exploataată.

Formațiuni sedimentare și vulcanogen sedimentare, dispuse peste rocile dacitice, au fost separate în zona Tomnatec-Neagra (și traversate de forajul 16a, care a avansat 320 m într-un centru de erupție, și de șanțurile 53a și 54a). Acestea sunt alcătuite din roci tusitogene, piroclastite (cu elemente de eruptiv și cristalin), cu urme de plante, de Lamielibranhiate și Gasteropode, argile și marne în care am semnalat prezența unor concrețiuni de fier limonitic, de tip lacustru.

În versantul stîng al pîriului Neagra Broștenilor, aval de afuentul său stîng, Fundoi, există două zone cu turbării în formare.

D. Aspecte metalogenetice

În regiunea cercetată am semnalat mai multe substanțe minerale utile asociate formațiunilor cristalofoiene, eruptive și sedimentare (Avramescu-Frâncu, Frâncu, 1976-1988, date nepubl.).

Substanțe minerale utile asociate formațiunilor cristalofoiene

a) *Iviri de sulfuri.* Diseminări de blendă, galenă, pirită ± calcopirită au fost identificate într-un nivel de micașisturi, situat în baza principalelor acumulări de talc din rocile carbonatice din grupul Rebra, pe pîriul Cîrligături, amonte de Jgheabul Rău. Se pare că este o mineralizație tip Valea Blaznei. În acest sens, semnificativ este faptul că atît rocile carbonatice din acest sector, cît și cele din zona Bolovăniș au un fond geochemical ridicat în plumb.



b) *Acumulări metamorfice de talc.* Concentrațiile de talc sunt asociate formațiunii carbonatice (Rb_2) a grupului Rebra, din pinza bucovinică. Amintim principalele ocurențe.

Cea mai importantă acumulare este cea din versanții pîriului Dusoi, deschisă prin două galerii. În extindere spre nord și sud menționăm: ivirile din versantul stîng al pîriului Drăgoiasa (pîriul Stînceni și Jgheabul lui Mihai); versantul stîng al pîriului Tomnatec (aval de pîriul Dusoi); versantul drept al pîriului Neagra Broștenilor; zona de izvoare a pîriului Cîrligături-Jgheabul Rău; versantul nordic al muntelui Bursucăria. Alte ocurențe au fost semnalate la Dîrmoxa (Avramescu-Frâncu, 1980) și în zona Bolovăniș.

Asociația mineralogică a rocilor cu talc cuprinde: talc, tremolit, dolomit, calcit ± pirosilit, cuarț, minerale de titan, oxizi de mangan, cuarț, rar muscovit și sericit (Măneanu, 1982).

c) *Mineralizații singenetice de mangan.* Roci manganifere asociate nivelerelor de cuarțite negre, rocilor carbonatice cuarțoase și șisturilor carbonatice din formațiunea Tg₂ a grupului Tulgheș, din pinza sub-bucovică, au fost identificate în zona Ciutac-Răcila (Frâncu, 1987). Apar într-o structură anticinală, compartimentată de o serie de falii de decroșare și basculare (pl.). În mare parte flancul vestic este mult coborit și acoperit de lave dacitice. Mineralizațiile manganifere menționate reprezintă extinderea spre sud a aliniamentului central Ulm-Dealul Rusului-Sihăstria (Avramescu, Avramescu, 1976, date nepubl.), întrerupt tectonic - posibil și genetic – în zona Drăgoiasa.

Mineralele manganifere sunt reprezentate, în principal, prin oxizi și carbonați în mare parte oxidați superficial.

Substanțe minerale utile asociate rocilor sedimentare

Cărunci. Acumulațiile de cărbuni sunt asociate depozitelor sedimentare terțiare (prevulcanice). Menționăm pe cele din versantul stîng al pîriului Drăgoiasa, reprezentate prin lignit și cărbune brun. Izolat, sub formă de străzi subțiri sau cuiburi au mai fost întlniți cărbuni și în versantul drept al pîriului Drăgoiasa și în zona Bolovăniș-vest.

Substanțe minerale utile asociate vulcanismului neogen

a) *Acumulări de brucit, magnezit, hidromagnezit și talc.* Aceste substanțe minerale utile se recunosc în zona Bolovăniș (Frâncu, 1986) în rocile carbonatice transformate hidrotermal, ca efect al proceselor metasomaticice produse la contactul cu un corp subvulcanic (forajele 6c, 7c, fig. 1).

A fost descrisă următoarea asociație mineralologică: calcit, brucit, periclaz, hidromagnezit, artinít, minerale serpentinice, antofilit, minerale argiloase (caolonit, montmorillonit, saponit, vermiculit), sepiolit, talc, epidot, minerale de mangan (Determinate de M. Casandra, I. Dinu și T. Mineanu, 1987; date nepubl.).

In zona Bolovăniș-vest predomină magnezitul, iar brucitul apare subordonat. Talcul se concentrează preferențial în zonele periferice, mai slab transformate hidrotermal sau în zonele tectonizate, de exemplu, la sud de aliniamentul rocilor silicificate).

b) *Filoane de calcit.* Apare larg cristalizat pe zone de fracturi, în rocile carbonatice ale grupului Rebra. S-au întlnit pe Jgheabul Rău-pîriul Cîrligături, în apropierea unor acumulații de talc. Filoanele de calcit pot atinge 0,60 m grosime și extindere pe o direcție de cca. 100 m.

c) *Mineralizații de sulfuri și alte minerale utile.* Acestea apar sub formă de impregnații și cuiburi în mai multe tipuri de roci. Mineralizații de sulfuri polimetalice se cunosc în sectorul Bolovăniș, în zona marginală a corpului subvulcanic (forajele 6c, 7c, fig. 1), cantonate în rocile metamorfice terigen-carbonatice slab transformate hidrotermal. Analizele chimice au indicat prezența următoarelor elemente: Cu pînă la 0,28 %; Pb și Zn peste 1 %. Analizele spectrale indică prezența: Ti, Cr, Ni, Co, Ba, Zr.

In zona Bolovăniș-vest mineralizațiile sunt asociate unui filon de cuarțite hidrotermale, care traversează rocile carbonatice ale grupului Rebra. Analizele speciale au pus în evidență: B (70 ppm); V (110 ppm); Zr (220 ppm); Ba (1500 ppm), Au, Ag.

In sectorul Sec-Tarnița apar diseminări de sulfuri cantonate în dacite transformate hidrotermal, pe o zonă de fractură, la sud de care a fost pus în loc un corp de dacite. Analizele spectrale pe probe globale au indicat: B peste 0,3 %, Ti pînă la 5000 ppm, Mn în jur de 4500 ppm, Ba pînă la 900 ppm, Cu pînă la 100 ppm, Pb pînă la 300 ppm, Zn pînă la 900 ppm, Ni pînă la 30 ppm, Ga pînă la 26 ppm, Cr pînă la 90 ppm.

Substanțe minerale utile asociate unor plane rupturale

Mineralizații de sulfuri. În zona Cîrligături apare o mineralizație plumb-zinciferă, generată de circulația unor soluții hidrotermale pe o zonă de fractură. Cuprul are valori mici, în schimb Pb și Zn pot depăși împreună 2 %.

Depunerile de aragonit. Depunerile de aragonit cuaternare s-au format în zonele brecificate din apropierea planelor de șariaj din sectoarele Păltinișul Drăgoiesc și Bursucăria-Ciutac.

Limonit. Asociate unor zone de fracturi de pe pîriul Stînceni, apar brecii limonitice cu concentrații în fier



înă la 40 %. În adincime s-a observat o creștere a conținutului în zinc.

Substanțe minerale utile cuaternare

Limonit. Concrețiuni limonitice apar în depozite lacustre, răspândite pe un areal din zona de confluență a pârâului Tomnatec cu Neagra Broștenilor.

Turbării holocene. Amintim turbăriile din șesul aluvionar al pârâului Neagra Broștenilor, din zona de confluență cu pârâul Tomnatec, pînă în aval de pârâul Fundoi și izolat în apropierea confluenței cu Pârâul Adinecul.

Izvoare minerale

În regiunea cercetată sunt cunoscute trei izvoare minerale, plasate pe zone de fracturi: la izvoarele pârâului Călimănel (cătunul Păltiniș); la cca. 1 km amonte de confluența pârâului Tomnatec cu pârâul Neagra Broștenilor, în malul drept, pe pârâul Tarnița, la cca. 1 km amonte de confluența cu Pârâul Sec.

Bibliografie

- Atanasiu I., Lobonțiu E. (1926) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. *D. S. Inst. Geol.*, IX, 1, p. 2-20, București.
- Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 37-70, București.
- Cosma St. (1970) Asupra unor mineralizații de sulfuri polimetale din regiunea Coverca-Drăgoiasa (Cristalinul Bistriței). *Inst. Geol. D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/4 (1966-1967), p. 51-64, București.
- , Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș-Drăgoiasa (Munții Bistriței). *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959-1960), p. 33-44, București.
- Dobrețov N. L., Reverdatto V. V., Sobolev V. N., Illestov V. V. (1977) Faciesurile metamorfismului. Edit. tehn., București.
- Frâncu-Avramescu D. (1982) Contribuții la cunoașterea geologiei și a acumulărilor de talc din regiunea Drăgoiasa (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII, 2 (1979-1980), p. 5-27, București.
- (1986) Noi iviri de hidromagnezit, maguezit și brucit în regiunea Drăgoiasa, Carpații Orientali. Al III-lea Simpozion al I.P.E.G. "Harghita", Gheorghieni.
- (1987a) Date geologice asupra continuității sudice a complexului median manganifer din grupul Tulgheș, în zona Ciutac-Răcila, regiunea Drăgoiasa, Carpații Orientali. Simpozionul I.P.E.G. "Suceava", Cîmpulung Moldovenesc.
- (1987b) Date geologice noi asupra regiunii Drăgoiasa. Simpozionul I.P.E.G. "Suceava", Cîmpulung Moldovenesc.
- Iliescu V., Mureșan M. (1972) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali – seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII/4, București.
- Kräutner H., Kräutner Fl., Tănăsescu A., Neacșu V. (1976) Interpretation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple: les Carpathes Orientales. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 167-229, București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovicinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/5, București.
- Rădulescu I. (1969) Cristalinul Bistriței. Stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de nord a Carpaților Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 14, 1, p. 21-39, București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XXIV, I, p. 1-80, Iași.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș, une nouvelle nappe de decollement dans les Carpathes Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, I, p. 179-185, Belgrad.
- , Kräutner H., Balintoni I., Russo-Săndulescu D., Micu M. (1981) The Structure of the East Carpathians Moldavia-Maramureș Area. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, XII Congr., Guide to excursion B1, București.

Received: January 27, 1989

Accepted: January 28, 1989

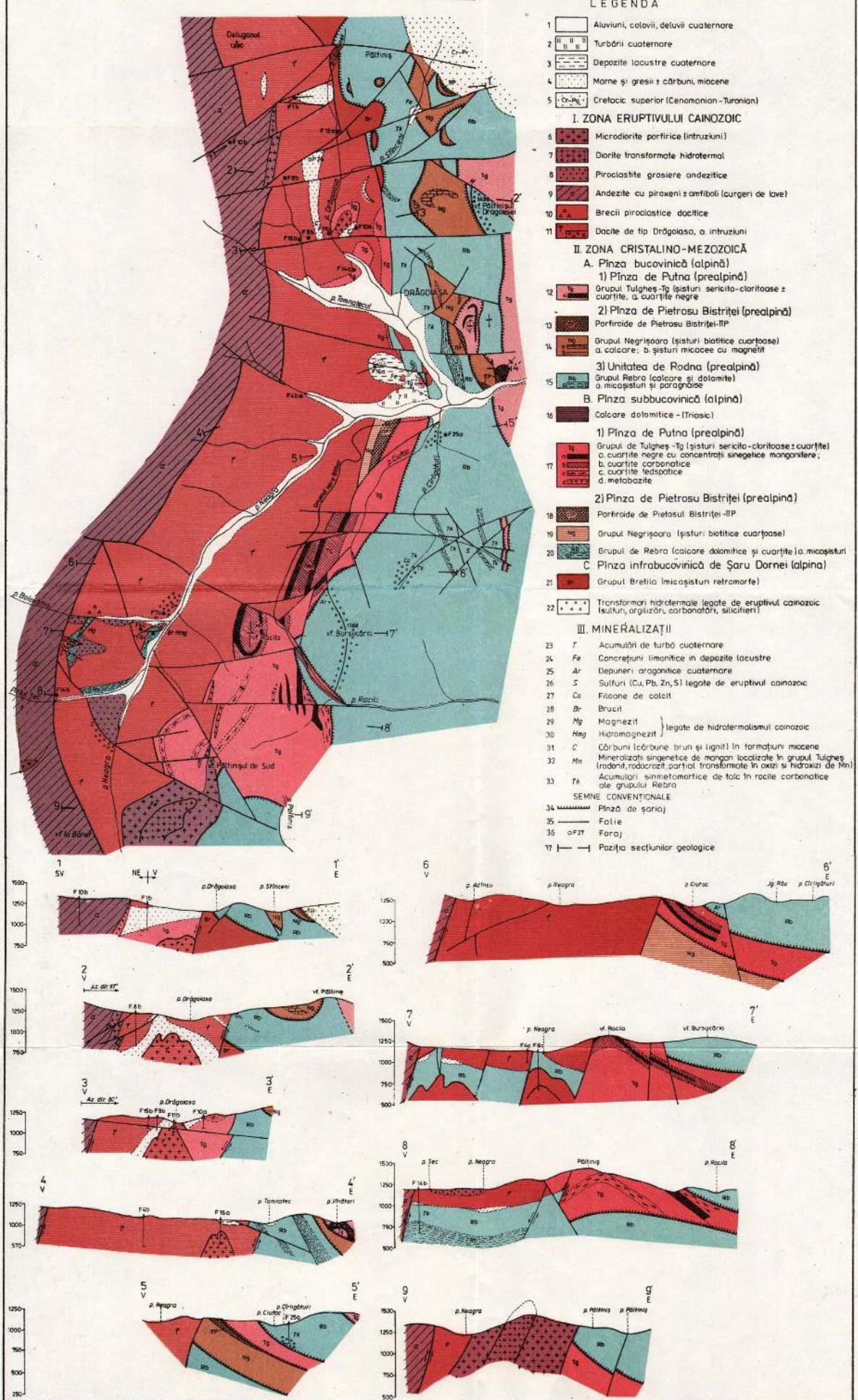
Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 5, 1989.



HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI DRĂGOIASĂ-BOLOVĂNIS

0 500 1000m



THE NEOJURASSIC AND THE CRETACEOUS OF THE DROCEA MTS: THE STRATIGRAPHY AND THE STRUCTURE OF AN ENSIALIC MARGINAL BASIN

Marcel LUPU, Emil AVRAM, Emanoil ANTONESCU, Paulian DUMITRICĂ,
Denisa LUPU, Ionel NICOLAE

Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Tectonic units. Nappes. Digitation. Marginal basins. Upper Jurassic. Cretaceous. Stratigraphic units. Tethys. Tectogenesis. Apuseni Mountains – Drocea Mts.

Abstract: From north to south in the Drocea Mts, the following Alpine structural units occur: a) the Hîgliș crystalline, representing the southern margin of the Austro-Bihorean continent; b) the Groși nappe, represented by a Maastrichtian wildflysch formation and a Maastrichtian-Paleogene flysch one; c) the Criș nappe, constituted at its lower part by a succession of calcarenites, argillites and radiolarian jaspers with ophiolitic rocks intercalations, Callovian-Tithonian in age, and, at its upper part, by a Tithonian-Neocomian flysch formation. This unit is the result of the evolution of a former marginal basin situated between the Austro-Bihorean continent and the Căpilnaș-Techereu magmatic arc; d) the Căpilnaș-Techereu nappe, which derives from the homonym magmatic arc. The whole structural assemblage was made up during the Mesocretaceous and especially Laramian tectogeneses and is comprised within the Transylvanian area of the Tethys.

INTRODUCTION

The territory whose geological structure is discussed in this paper is situated in the western part of the South Apuseni Mts, from the parallel of the Ususău village, south of the Mureș river, to the neighbourhood of Gurahonț, on the Crișul Alb river, in the north. This territory was studied by the authors of this paper, as follows: M. Lupu and E. Avram mapped the territory south-west of the Groșii Noi village and the springs of the Troaș Valley, and north-east of the above mentioned locality respectively; I. Nicolae and M. Lupu studied the volcanogenic formations in connection with the geotectonic evolution of the region; paleontological dating of the geological formations was done by E. Antonescu, on the basis of palynomorph analysis, by P. Dumitrică, on the basis of radiolarians, by M. Lupu, on the basis of microfacial study, by E. Avram, on the basis of the ammonoids collected from Neocomian olistoliths, and by Denisa Lupu, on the basis of biofacial study of the Gosau formation; finally a general interpretation of all data and the elaboration of the paper were done by M. Lupu and E. Avram.

The first detailed geological study of the sedimentary and eruptive formations of the Drocea Mts was made by V. Papiu (1953). The main conclusions of the author regarding these formations and their tectonics are the following:

- the Jurassic-Neocomian age of the "diabasic" eruptions, which are considered to be partly synchronous with the Neocomian flysch;
- discovery of a flysch series, considered to be Neocomian in age, with an eastern, coarse conglomeratic lithofacies at the lower part and a pelitic-marly-calcareous one at the upper part, and a western exclusively marly-calcareous lithofacies;
- discovery of the Groși series, Neocomian-Barremian in age, considered to occur either in the core of some anticlines under deposits attributed to the Barremian, or to represent a Barremian sequence of calcareous facies within the Barremian;
- presence of a gritty, Barremian flysch series;
- identification of some veins considered to be baratitic, which according to the author, never cross the Neocomian formations;
- identification of the Upper Cretaceous (Turonian-



Senonian) in the Gosau facies;

- identification of some Austrian overthrust faults between the diabases and the Neocomian flysch, between the latter and the Barremian one, as well as a Laramian overthrust between the Barremian flysch and the Neocretaceous deposits in Gosau facies. This last overthrust had been already noticed by Macovei and Atanasiu (1934).

It is to be remarked that the boundaries of the formations separated by Papiu, as well as the ruptural dislocations mentioned above, kept their validity to a great extent.

The Drocea Mts ophiolites constituted the subject of Savu's many investigations (see the bibliography). In one of his recent papers (1986) he shows that, upon an ophiolitic background which crops out along a faulted anticline between the Săturiști valley and Baia, an Upper Jurassic-Lower Cretaceous flysch was deposited. Here he distinguished two complexes, both folded during the Austrian tectogenesis, namely: a reddish volcano-sedimentary lower complex (J_3), constituted of jaspers (radiolarites) and red interstratified argillites with limestones and tuffaceous elements, as well as volcanic rocks of island arc type; an upper complex (Cr_1) constituted of marly deposits alternating with limestones. The volcanic rocks represent, according to the author, products of a bimodal and preorogenic volcanism of island arc and develop synchronously with the sedimentation of the lower complex. The bimodal character is caused by the lack of andesitic products and the presence of melanocratic rocks (including basalts, metabasalts, spilitized rocks and oligophyres) and leucocratic rocks (orthophyres=paleotachytes, dacites, felsites, rhyolites and their albited forms, keratophyres and quartz-keratophyres). This volcanism with petrochemical features different from those of the southern island arc is situated in the Mureș valley area, between Zam and Fureșoara and was caused, according to the author, by "the subduction of the Apuseni Mts microplate under the Mureș zone and by its melting at about 400 km depth".

Lupu (1975, 1976) separated in the region the Drocea-Criș Unit, constituted of Tithonian-Neocomian sedimentary formations and rocks belonging to the ophiolitic complex, and the Căpâlnaș-Techereu Nappe, constituted of ophiolitic rocks; further on, the author named the former unit Criș Nappe.

On the geological maps Săvîrșin and Roșia Nouă, scale 1:50.000, Lupu and Avram (in Savu et al., 1979) distinguished the Groși Unit, constituted of a wildflysch formation attributed to the Albian and a flysch one of Upper Senonian age.

As regards the geotectonic interpretation of this territory, Lupu (1983, 1984) starting from the interpre-

tation that the ophiolitic magmatites of the Căpâlnaș-Techereu Nappe have been deposited under magmatic arc conditions (Cioflică et al., 1980; Cioflică, Nicolae, 1981) considered the Criș Nappe as resulting from the evolution of a sedimentary domain of marginal basin type.

Finally, the Senonian biostratigraphy in the Gosau facies was studied by Denisa Lupu (1976) who attributed to this formation a Coniacian-Campanian age.

1. GEOLOGICAL SETTING

1.1 Alpine tectonic model of the Drocea Mts

The model of structural interpretation of the Drocea Mts starts from the following paleogeographical elements which are considered to have existed during Middle-Upper Jurassic (Fig. 1):

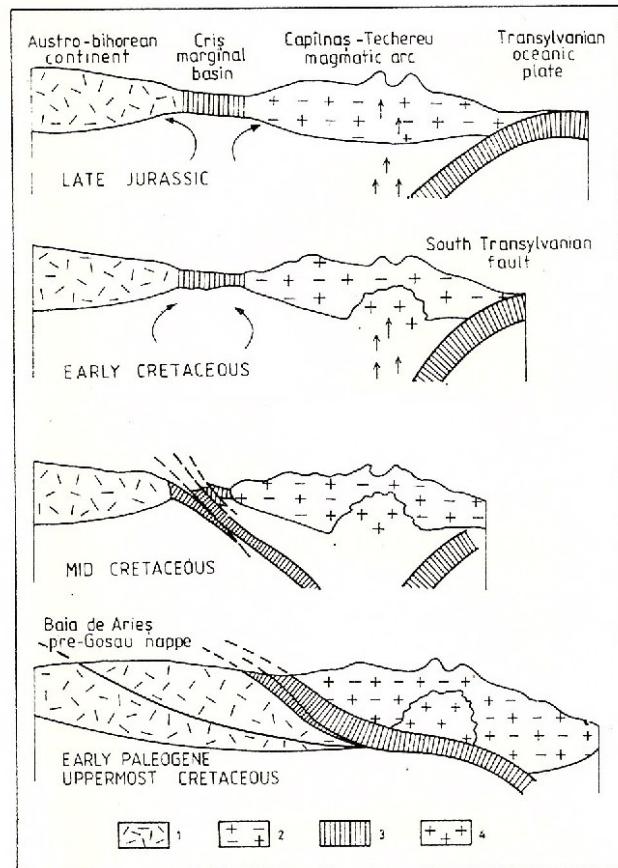


Fig. 1 Development model of the Criș marginal basin.

1, continental crust; 2, magmatic arc; 3, oceanic crust; 4, intrusive magmatites.

- in the north of the territory, a substratum consisting of continental crust belonging to Austro-Bihorean microcontinent (Săndulescu, 1984), the intraTethyan microplate, respectively (Lupu, 1984);

- in the center of the Drocea Mts, a sedimentary zone which is partly pelagic, associated here and there with lavas and ophiolitic tufts characterizing a domain of ensialic marginal basin type, namely the Criș marginal basin; this marginal basin belongs to the Transylvanides, including here also the units belonging to the active continental margin of the main Transylvanian branch of the Tethys;
- to south-east, a territory with basaltic rocks, which we consider (as well as Cioflică et al., 1980; Cioflică, Nicolae, 1981) as arc tholeiites, marking the base of the succession of the Căpîlnaș-Techereu magmatic arc.

The beginning of the sedimentation in the Criș marginal basin took place during the Callovian, in the Callovian-Tithonian interval interfingering also, within the sedimentary succession, tufts and ophiolitic lavas. The first sedimentation is calcareous on the internal flank, being associated with products of ophiolitic magmatism, then becomes flyschoid with breccia levels, proving the magmatic arc participation in the sedimentation, while to the center of the sedimentation basin it featured from the beginning a mainly flyschoid character. The flyschoid sedimentation probably ends in the Neocomian-Barremian, taking into consideration the existing data on the north of the analysed territory.

The Mesocretaceous tectogenesis produced not only the compression of the Criș basin, creating scales, but also a probable pushing of the Căpîlnaș-Techereu magmatic arc to north.

There is no evidence for the pre-Senonian Upper Cretaceous sedimentation processes in the geological units of the studied territory. After the pre-Gosau tectogenesis, Senonian transgression takes place, affecting, according to all probabilities, a large area in the north, in the shelf zone, where a Gosau facies can be distinguished, while in south-east, to the center of the basin, there occurs a wldflysch facies, then a flyschoid one.

The Laramian tectogenesis - probably Paleocene in age - causes the overthrust of the magmatic arc to the north, which becomes Căpîlnaș-Techereu Nappe, upon the formation of the Criș marginal basin, of the latter (Criș Nappe) upon the Groși Senonian wldflysch and, at last, of the last one, upon the Senonian in the Gosau facies.

In the following lines, there are presented the geological data of the model already described (Pl. I).

1.2 The Căpîlnaș-Techereu Nappe

It is situated in the eastern and south-eastern part of our territory and is represented especially by a series of arc tholeiites.

Within the South Apuseni Mts, the ophiolitic rocks have been attributed to three evolution stages (Cioflică, 1961; Giușcă et al., 1963). The products of the first two stages are very widely spread in the latter called Căpîlnaș-Techereu Nappe (Lupu, 1975).

Geotectonically, these magmatites have been recently considered to be of island arc type and attributed to the tholeiitic series and the chalcoalkaline series (Cioflică, Nicolae, 1981; Cioflică et al., 1980; Nicolae, 1983).

A third stage of evolution (spilitic complex), which develops in the east of the Metaliferi Mts (Feneș Nappe) belongs, according to Lupu et al., (1978-1980) and to the authors quoted above, to a different geotectonic setting, which is of active marginal basin type.

The Căpîlnaș-Techereu Nappe tholeiitic series is constituted, from petrographical point of view, of mainly intersertal basalts often in pillow lava facies, anamesites, dolerites, small gabbroic and seldom peridotitic bodies. Petrochemical features justify their interpretation as arc tholeiites.

The chalcoalkaline series are constituted of porphyric basalts, pyroxenic andesites, pyroxenes and hornblende andesites, dacites, rhyolites, orthophyres, oligophyres and at last, intrusive subvolcanic or plutonic Eocretaceous bodies (andesites - dacites - rhyolites and ± microdiorites - ± microgranodiorites, respectively). Many of the last mentioned rocks have been previously considered as banatitic or even Neogene in age, data of isotopic age (Borcoș et al., 1980; Lemne et al., 1982, 1983; Savu et al., 1984) giving more precious information concerning their belonging to an intermediary - acid intrusive - magmatism characterizing the final stages of a magmatic arc.

Based on these recent data, the authors of this paper join the idea that the ophiolitic rocks from the Căpîlnaș-Techereu Unit belong to a magmatic arc type.

1.3 The Criș Nappe

The most part of the Drocea Mts component formations derives from the evolution of the Criș marginal basin. They develop within two digitations: an internal one called Pirnești digitation and an external one called Mușa digitation.

1.3.1 The Pirnești digitation

Within the Pirnești digitation, Neojurassic and Eocretaceous formations crop out along the northern boundary of the area in which the ophiolites of the Căpîlnaș-Techereu Nappe are developed, from north of the Baia village (on the Slatina valley) to north-east, to the confluence of the Sătuanî valley with the

Zeldiș valley, where they disappear under the Neogene andesitic agglomerates. They are as follows:

- a volcano-sedimentary formation which contains:
- a) the Pirnești valley Member (=*pro parte* Șoimuș-Buceava beds, Papiu, 1953);
- b) the Blidar Hill Member (=Sinaia beds, Papiu, 1953);
- a waldflysch formation.

1.3.1.1 The volcano-sedimentary formation

This formation occupies, the whole outcropping filling of the Pietrele Albe syncline, which is characterized by the development of volcanic products, partly resedimented, within some typically detritic deposits. In relation with the volcanic material, two main subdivisions have been distinguished within the formation, namely: the Pirnești Valley Member and the Blidar Hill Member.

a) *The Pirnești Valley Member.* This lithostratigraphical unit crops out on the flanks of the Pietrele Albe syncline forming at the surface two strips which extend from east of Baia village to the confluence of the Săturani valley with the Zeldiș valley and to north, from the spring of Vlavu valley to Vladin valley; it also occurs under the deposits of the Blidar Hill subformation, forming buttonholes in Bucevița, Orbi and Pănușari valleys and at last, in the northern digitation, between Bucevița and Pănușari valleys. In this area, the main components of the member are: violaceous argillites and sandstones; violaceous and green siliculites (described by Papiu in 1953 as Șoimuș-Buceava beds); tuffites, basic lavas, volcanic sands and agglomerates; calcarenites. Marly limestones are also rarely interbedded.

Violaceous argillites and sandstones constantly occur within the member on its whole outcropping area. The violaceous argillites are siltic, striped or compact, forming intercalations from a few centimeters to about one meter in thickness; they are often slightly silicified, presenting the typical splinter splitting of siliculites. Tuffaceous argillites or siltites or tufts also occur subordinately. In a few places: Stricoanea valley down-stream the confluence with Stirc valley, the peak between Pănușari valley and Orbi valley, the argillites enrich with manganese oxydes forming lens-like concentrations in which reniform and spheroidal forms of pyrolusite and manganite prevail (Niculescu, 1984; unpubl. report).

The sandstones occur in compact beds up to 40 cm thick and show graded bedding sometimes repeating the coarse term in the middle of the bed. Often the sandstones also occur as centimetric intercalations inside the variegated argillites; sometimes they are very friable, with inclusions of violaceous argillites parallel to the stratification. The elements are constituted mostly of quartz, caught in calcareous cement. The

sandstones are more widely in the south-west of the outcropping zone of the subformation – the spring of Lupești creek.

The cherts (Șoimuș-Buceava beds – Papiu, 1953) form decimetric intercalations or bed packs a few meters thick, usually associated to ophiolites and placed inside some packs of violaceous argillites. Generally they are violaceous, compact or finely-stratified (striped); green striped or black-green cherts also occur.

The tuffites and the tufts, grey or green coloured, occur as decimetric intercalations up to 0.5 m thick in the whole outcropping zone of the subformation. Agglomerates are met along the southern outcropping zone of the subformation, from Lupești valley to Vladin valley. They are formed by more or less rounded fragments of basic eruptive rocks embedded in a loose, blackish cement; the existence of some organogeneous limestone elements of similar size as well as of blocks of basic rocks (in Lupești valley) proves a mixture of reef material during the transport.

The calcarenites are more and more frequent inside the member from SW to NE. In the southern part of the region (on Stricoanea valley, in the southern flank of Pietrele Albe syncline and at the spring of the Lupești valley, in the northern flank) the calcarenites occur in the succession of the deposits at the same time with green argillites, close to the limit with the Blidar Hill subformation. From the origin of the Stricoanea valley to NE, on the northern flank, and from the east of the Stricoanea valley to the spring of the Vladin creek, on the southern flank, they are widely developed having besides main elements of grey limestone, also green elements of basic eruptive rocks; calcarenites also develop especially at the upper boundary of the subformation at the passage to the Blidar Hill Member.

The marly limestones occur very seldom in this subformation; in fact they were found only at the origin of Mușa and Stricoanea valleys; they are grey-whitish in colour and occur in decimetric beds, sometimes with many calcite diaclases.

Among the lithological components of the member, there should be also mentioned basaltic lava flows and intercalations of tufts, the latter being more frequent in the north-eastern part of the region: on the northern flank of the syncline – from the origin of the Leurzii valley and Dălsesc brook to NE, through Bucevița valley and Orbi valley, to Pănușari valley; on the southern flank at the origin of the Troaș valley.

The age of the Pirnești Member was established on the basis of the radiolarian assemblages extracted from the cherts. Thus, on the watershed between Pănușari and Troaș valleys, an assemblage of Callovian radiolarians was identified: *Eucyrtidellum ptyctum*, *Podobursa*

triacantha, *Mirifusus dianae*, *Higumastra inflata*, *Triactoma* cf. *blakei*, *Andromeda podbielensis*, *Huum brevicostatum*, *Stichocapsa* cf. *convexa*, *Wrangellium stanleyensis*, *Podobursa helvetica* (Pl. II, Fig. B). On the southern flank of the syncline, on the Druja hill (right of Stricoanea valley) the radiolarian assemblage suggests an Oxfordian-Kimmeridgian age: *Triactoma blakei*, *Emiluvia orea*, *E. sedecimporata*, *Cinguloturris carpatica*, *Mirifusus mediolatatus*, *Cenosphaera* sp., *Spongocapsula palmerae*, *Ristola altissima* (Pl. II, Fig. C). At the same time, a radiolarian assemblage of Oxfordian age was identified on the northern flank of the syncline (namely in the anticline core with ophiolites in the axle, outcropping the middle course of the Orbi valley): *Triactoma jonesi*, *Emiluvia* (?) *antiqua*, *E. orea*, *Archaeospongoprimum imlayi*, *Paronaella mulieri*, *Foremanella hipposidericus*, *Homoeoparonaella argolidensis*, *Tetratrabs casmalaensis*, *Tetratrabs zealis*, *Angulobrachia purrisimaensis*, *Ristola altissima*, *Cinguloturris carpatica*, *Huum brevicostatum*, *Spongocapsula palmerae*, *Mirifusus guadalupensis*, *Eucyrtidellum ptyctum* and, further on a Kimmeridgian-Tithonian assemblage represented by: *Triactoma echiodes*, *Foremanella aiampheidia*, *Emiluvia pessagnoi*, *Perispyridium* cf. *tamanense*, *Podobursa spinosa* (Pl. II, D). Finally, on the northern flank of the syncline, in the Bucevița valley a radiolarian assemblage of Tithonian age was identified: *Acaeniotyle diaphorogona*, *Triactoma echiodes*, *Emiluvia sedecimporata ordinaria*, *Podocapsa amphitrepta*, *Parvingula boesii*, *Mirifusus dianae* (Pl. III, Fig. A). It results from these assemblages that the age of the member is Callovian-Tithonian.

The type section of the Pirnești valley Member is situated in the southern flank of the Pietrele Albe syncline, north of the overthrust line of the Căpîlnaș-Tchereu Nappe, where the subformation reaches its maximum thickness, presents all lithological types it contains (excepting marly limestones) and is obviously limited from the overlying Blidar hill subformation.

South of Mureș, the Pirnești valley Member reappears on a small area between two NW-SE oriented faults. Here, calcarenites, blackish and brown argillites and rare sandstones could be identified. Basalts and jaspers also occur; the latter ones contain a radiolarian assemblage constituted of: *Obesacapsula morronensis*, *Mirifusus dianae*, *Andromeda podbielensis*, *Spongocapsula palmerae*, *Protunuma* sp., *Ristola* sp., *Triactoma* cf. *jonesi*, *Amphibrachium* sp. A., *Paronaella mulieri*, *Tetratrabs zealis*, *Mirifusus guadalupensis*, which indicates an Oxfordian age.

b) *The Blidar hill Member*. The succession overlying the Pirnești valley Member is constituted of flysch deposits, built up mainly by an alternance of calcarenites, calcirudites and megabreccias with sandstones

and green clay gritty shales. Among these, especially at the lower part of the succession, in the south-west of the subformation outcropping area, there also occur episodic intercalations of argillites and violaceous silicolites, sometimes associated with some basalt flows.

Near the Baia village, the calcarenites of the succession form decimetric intercalations, seldom 0.5 m thick, graded bedded (with normal graded bedding), with elements of grey limestones. They pass rapidly, at the upper part, to the clay gritty shales or form only the lower part of some thicker sandstones, in places even metric ones.

Generally, the sandstones are grey-blackish, centimetric, seldom decimetric and very rarely of metric thickness; in the last case, they constitute the upper part of some beds which at the lower part are coarse calcarenites; even the thinnest ones have parallel or oblique laminations, marked by muscovite agglomeration, they often feature hieroglyphs at the lower part.

Argillaceous-gritty shales are grey-green, satinated or grey blackish-grey and form often the prevailing element of some thicker bed packs in which the clay component of each rhythm has a 20–25 cm thickness, in this case, the coarse element being constituted especially of centimetric sandstones.

The presence of drag folds on certain sections (Secaș valley, Valea Mare etc.) and of white calcite diaclases make them similar to the Sinaia formation of the East Carpathian flysch.

Starting from the Lupești valley to NE, within the member, there develop breccias of 1–4 m thickness, with elements of grey calcite of 1–3 cm, basic eruptive rocks of dark green colour and violaceous silicolites etc. These breccias become very frequent on the Stricoanea valley and Troaș valley and excessively develop eastwards between Pietrele Albe and Zeldiș valley-Săturani valley, where they contain big limestone blocks (massive and stratified, organogenous calcarenites with black cherts, bedded limestones, micritic bituminous grey-blackish limestones, white sparites), packs of violaceous radiolarian cherts (Pănușari valley) or grey-striped radiolarian cherts (Săturani valley), basic volcanic agglomerates (an oligophyre block in breccias was also found on the Vladin valley), ophiolites (in Pietrele Albe), embedded blocks of violaceous clays (on the left slope of the Săturani valley) whose abundance in the megabreccias can sometimes lead to confusions concerning the background deposit of the succession.

The most instructive sections in these megabreccias are to be found at the origin of the Vladin and Pănușari valleys, on the Săturani valley with its tributaries and on the Zeldiș valley close to the confluence with the Săturani valley; on the last one, at about 200 m upstream the confluence with the Zeldiș valley,



and on this valley at about 300 m upstream from the same confluence, calcareous megabreccias have been exploited in quarries.

The Bucevița valley upstream its only big tributary to the right (Pl. III) offers another suggestive section across the deposits of megabreccias green-gritty shales (but also with rare intercalations of violaceous shales).

Within the member, with a basal development, in south-west, but progressively a more extended thickness towards north-east, there occurs a "mixed" facies in which the above described deposits interfinger with elements characterizing the Pîrnești valley Member, especially violaceous argillites (at the origin of the left tributaries in the upper part of the Mușa valley, on the Lupești valley and right tributaries of the Stricoanea valley close to its origin, on the Bucevița valley, the left side crest of the Vladin valley etc.), but also with agglomerates (Pănușari valley, Vladin valley) with sands bearing elements of violaceous and green argillites (on the left side crest of the Vladin valley) and even with ophiolites (at the origin of the tributary on the right of the Dâlsesc brook, on the Bucevița valley in its upper coarse and on the Pănușari valley).

The age of the Blidarului hill Member is without any doubt Tithonian, but also Neocomian according to its upper position as against the Pîrnești valley Member. The same age is supported by the algae contained in the limestone from the blocks of megabreccias, on Bucevița valley (Pl. III). In the same area, the radiolarian assemblage suggest a Kimmeridgian (Orbi valley) or Tithonian age (Bucevița valley). Similarly in grey-green cherts (left crest of the Vladin valley), in violaceous jaspers (on Pănușari valley at the confluence with its last left big tributary) and in green-striped jaspers (in the left side of the road along the Săturani valley 750 m upstream the confluence with the Zeldiș valley) there were identified radiolarian assemblages of Kimmeridgian-Tithonian, Oxfordian?-Kimmeridgian age and Middle Tithonian age, respectively. More probably, the radiolarian bearing rocks are resedimented because they are surrounded by elements of megabreccias.

In the last mentioned jasper, the radiolarian assemblage contains: *Mirifusus dianae*, *Podocapsa amphitreptera*, *Acaeniotyle diaphorogona*, *Emiluvia sedecimporata*, *Perispyridium ordinarium*, *Pantanellium huazalingoense*, *Mesovallupus* sp., *Protovallupus* sp., *Bivallupus mexicanus* and *Vallupus hopsoni*, the last ones characterizing the lower part of the Late Tithonian.

The type section of the member is situated in the Lupești valley area where the transition from calcarenitic-argillaceous-gritty facies to the thick bedded breccia (without the excessive development of these last ones as in the north-eastern part of the syn-

cline.

South of the Mureș river, the Blidar hill member develops mainly in flyschoid facies, characterized by the rhythmic alternance of calcarenites (or gritty limestones) and locally violaceous, grey green clays.

The sandstones show frequent graded bedding, lamination, sometimes mechanoglyphs especially of flute-cast type. Some measured current directions proved a SE supply.

In this last area crop out also grey-brown marly-limestones in 3–10 cm thick beds, microconglomerates and microbreccias, breccias with elements of ophiolites, limestones (sometimes forming big blocks), marls, calcarenites and jaspers, rarely also quartzites.

1.3.1.2 The Wildflysch Formation

In a single place within the Pîrnești digitation, (on the crest of the Drocea Mts, 1 km NE of the Tapul peak at the bifurcation of the plain left of the Leurzii valley), the volcano-sedimentary formation is transgressively overlain, on a 50 m area, by unsorted conglomerates with white quartzite elements, embedded in a gritty-grey-green micaceous cement, similar to those of the wildflysch and to the normal deposits of the Senonian. They seem to belong to the wildflysch, taking into account that in the Mușa digitation, which is situated much to the north, the volcano-sedimentary formation is obviously covered by wildflysch deposit, that on a large area have all the features of this type of deposits.

1.3.2 The Mușa digitation

The external zone or the Mușa digitation develops north of the Pîrnești digitation starting from south of the Mureș valley upstream Căpruța and to the middle course of the Mușa valley where it disappears under the Pîrnești digitation; it reappears at the origin of the right tributary of Sighișor brook, situated immediately upstream the Leurzii valley and continues in the Pănușari, Vladin and Zeldiș valleys 1 km downstream the confluence with the Săturani valley.

Within the digitation, there are developed calcarenitic flysch deposits – the Blidar hill Member – which are transgressively covered by deposits of the wildflysch formation.

1.3.2.1 The Blidar hill Member

This member presents lithologically more constant features within the Mușa digitation, closer to those of the type section than in the north-eastern part of the Pietrele Albe syncline. It is constituted of convoluted sandstones, 2–5 cm thick, with flute casts and drag marks of 10–50 cm sandstones divided in plates on the interfaces, sometimes with coarse zones in the base, of grey and green saturated siltic clays, of calcarenites mainly composed of elements of grey limestones and also of green elements of basic eruptive; the last ones



form beds 0.3–2 m thick and are more frequent and thicker to the east of the Slatina valley and widely developed in the Pănușari valley 1 km upstream the confluence with the Orbi valley.

The accentuated folding, which is visible on the right tributaries of the Slatina valley downstream the confluence with the Mușa valley, as well as frequent white calcite diaclases provide similitudes with the Sinaia formation of the East Carpathians.

On the first tributary on the right of the Slatina valley downstream the Mușa valley, within the member there were also remarked rare decimetric white diaclasized marly limestones.

The "mixed" facies – with characters common to both Pirnești valley and Blidar hill member – was identified and cartographically separated in the Pănușari valley and Orbi valley close to their confluence, where it is constituted of a very thick alternance of light brown calcarenites, 2–5 cm thick, with violaceous argillites. This sequence is considered by the authors as a distal correspondent of the mixed facies in the Pirnești digitation; however it could also represent the direct correspondent of the Pirnești valley member (in the Pirnești digitation) if we consider that inside it only violaceous argillites constantly occur and that its probable age, established paleontologically in the Mușa scale for the deposits of the Blidar hill member, may be Callovian or older.

Another characteristic of the member in the Mușa digitation is the local development within the flysch of basaltic flows sometimes accompanied by violaceous argillites and cherts (on the left tributaries of the Mușa valley in its middle course) or black argillites and cherts (Vladin valley). Intercalations of violaceous argillites were also identified close to the spring of the Zosești valley, close to the overthrust line of the Cris Nappe, at the origin of the right tributary of the Valea Mare brook and on the hill right of the Slatina valley, NW of Baia where they seem to form an alignment which suggest the existence of a second level (a lower one) of eruptions within the member.

The upper eruption level has been paleontologically dated on a left tributary of the Mușa valley in its middle course and on the Vladin valley (Pl. IV) namely: violaceous cherts associated with basaltic flows, in the first site, contain radiolarians among which have been identified the following species: *Triactoma blakei*, *T. jonesi*, *Archaeospongoprunum imlayi*, *Emiluvia (?) antiqua*, *E. pessagnoi*, *E. sedecimporata*, *Tritrabs hayi*, *Tetratrabs graticosa*, *Acanthocircus suboblongus minor* etc. providing the Callovian-Oxfordian age; in the second site, cherts associated also with ophiolites, contain the following radiolarian species: *Spongocapsula palmerae*, *Tetratrabs bulbosa*, *Emiluvia orca*, *Alicvium helenaæ*, *Angulobrachia digitata*, *Triactoma echiodes*,

Podocapsa amphitreptera, *Parricingula boensis*, indicating a Kimmeridgian-Tithonian age.

The above mentioned assemblages show that the Blidar hill Member in the Mușa digitation as that of the Pirnești valley Member in the Pirnești digitation; it becomes thus obvious the diachronism of the limit between the two members from south to north, corresponding to the progressive decrease of volcanic material supply in the constitution of sedimentary formations.

On the other side, the dating possibilities restricted only to the lower part of the Blidar hill Member, rise the problem of the age of its upper part; this part was here considered to be of Neocomian age because of its upper geometric position relative to the Pirnești valley Member (which reaches the Tithonian) in the Pietrele Albe syncline.

South of the Mureș river, the Blidar hill Member occupies a relatively large area and is constituted almost exclusively of flysch type sequences formed of calcarenites and gritty limestones in beds of 5–15 cm thick, and of clayey marls of 10–20 cm thick. There often occur, north-western vergent, drag folds.

Within the succession also occur rare violaceous clay levels, basaltic tuffs, and in a small valley south of Belotinț, violaceous jaspers from which there were determined the following radiolarian species: *Pantanellium sp.*, *Emiluvia sp.*, *Tritrabs ewingi*, *Ristola sp.*, *Podobursa sp.*, *Mirifusus dianae*, indicating an Oxfordian-Kimmeridgian age.

The thickness of the formation increases from the north where it reaches about 1000 m, towards in the south, where it has almost 2000 m.

1.3.2.2 The Wildflysch formation

This formation obviously covers unconformably the deposits of Blidar hill Member in the middle course of the Pănușari valley (which continues in its left slope), and also on the peak in the left of the Orbi valley. In both sites it covers the contact between the external scale of the Pirnești digitation as well as the Mușa digitation.

The formation is constituted of grey-green micaceous sandstones and unsorted conglomerates, with white quartzite elements embedded in gritty micaceous matrix, featuring step like bed surfaces, and bluish and reddish argillites; in the Pănușari valley, associated with argillites also occur metric blocks of reddish limestones.

1.4 Comment concerning the magmatites associated to Neojurassic-Eocretaceous series

In the attempt to synthetize the aspects concerning the magmatism in the Cris marginal basin, it can be supposed that the effusive activity practically took

place continuously from Callovian to Tithonian inclusively. During this interval, at various levels within the sedimentary sequences there were interbedded flows especially constituted of intersertal basalts and rarely intergranular, amigdaloid, variolitic or even porphyric basalts.

A characteristic of the ophiolites interbedded in sedimentary sequences is therefore the obvious prevailing of mostly spilitized basalts, with chemical and petrographical features similar to the basalts of oceanic crust type. The association with the above mentioned sedimentary sequences justifies their interpretation as belonging to a marginal basin.

A second category of rocks, more acid, covers a larger zone of eruptive rock nomenclature. They always occur as dykes and in only one situation as a sill (or subvolcanic body) partly covered by Neogene agglomerates in the zone east of the Vladin valley. These rocks are: oligophyres, orthophyres, dacites, rhyolites, keratophyres. In fact, they are rocks of intermediary-acid type, andesites (rarely) – dacites – rhyolites, which partially underwent secondary transformations such as albitization of plagioclase and chloritization of mafics. The fundamental mass of these rocks is cripto- or microcrystalline, phenocrystals of plagioclase \pm albitized, biotite phenocrystals \pm hornblende and very rarely pyroxene.

Secondary transformations of these rocks are similar to those underwent by basalts, which can or cannot be spilitized.

A special situation appears in the Săturișani valley, where Savu (in Lupu et al., 1983) described an alternance of jaspers (in which Dumitriță identified radiolarians of Kimmeridgian age) with tufts of rhyolites and orthophyres. This would justify the idea that the beginning moment for this intermediary-acid magmatism was as old as the Kimmeridgian.

The plotting in V-Ti/1000 diagram (Fig. 2) of the available analyses (Savu, 1986; Lupu et al., 1983) leads to the conclusion that all basic rocks in the region, together with those melanocratic rocks which Savu considered to represent an island arc may be considered of oceanic crust type, being plotted in the back-arc field.

The presence of intermediary-acid rocks complicates the geotectonic interpretation of the Criș basin, because even if they do not occur in high quantities, they are not marginal basin typical products. For these reasons, the following alternatives should be taken into consideration concerning the geotectonic position of these magmatites:

1) The zone acted as a marginal basin during the most part of the Upper Jurassic, then specific magmatic activity of this geotectonic frame ceased and there were emplaced intermediary-acid rocks, migrated from the adjoining magmatic arc zone, where such

products are specific to the upper sequences.

2) Marginal basin with atypical magmatic evolution; the fact that this marginal basin had a limited evolution, with a restricted spreading and subsidence could directly or indirectly determine the sialic influence of the initial basement of the region, in the origin of magmas and apparition of intermediary-acid magmatites.

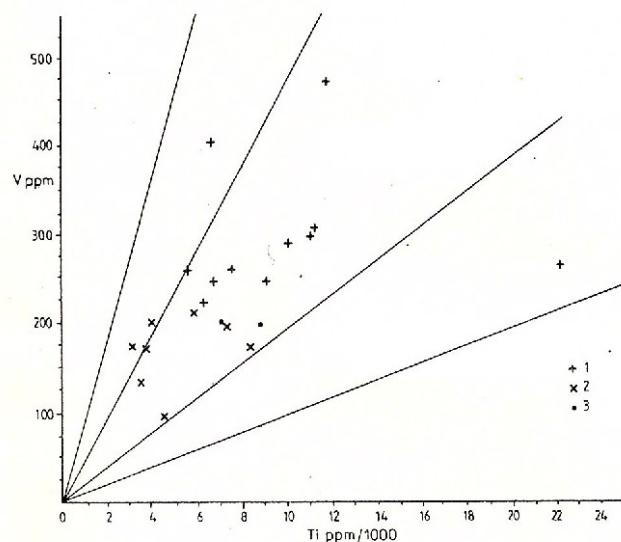


Fig. 2. V-Ti/1000 (after Shervais, 1982) for the basic magmatites of the Criș Nappe.

(1), ophiolitic rocks; (2), island arc melanocratic rocks (after Savu, 1986); (3), tholeiitic basalts (after Lupu et al., 1986).

The authors of this paper consider the Criș Nappe as the result of an atypical evolution of a marginal basin.

1.5 The Groși Nappe

This unit has two formations:

- 1) the Groși Formation (Maastrichtian) and
- 2) the Dumbrăvița Formation (Maastrichtian–Lower Paleogene).

1.5.1 The Groși Formation

This sequence has a typical wavyflysch character and extends from the Chelmac village south of the Mureș river towards north- up to the Sighișoara valley basin north of Mădrigești, as a large band, which is tectonically limited both to the Senonian of Gosau type and to the Criș Nappe. As it is drawn on the map, it wholly overlies the Barremian formation of Papiu (1953). Later on, Lupu, Avram (in Savu et al., 1979; Roșia Nouă and Săvărășin maps) noticed the wavyflysch character of the formation, which they considered to be Albian in age on the basis of some elements of

microfauna and microflora, which later proved to be reworked.

The Groși formation is constituted mainly of typical wildflysch sequences composed of grey-blackish and violaceous scagliated clays, sandstones and microconglomerates of Senonian type but bidinated and usually with step like surfaces and levels of gritty and/or conglomeratic flysch. In the sequences with chaotic sedimentation, olistoliths composed of calcarenites and fossiliferous marls, most of them Neocomian in age, sequences of Albian flysch, big blocks of Jurassic limestones etc. are also frequent.

The sequences of gritty-conglomeratic flysch, often with intercalations of marly limestones, are better preserved in the eastern part of the Slatina valley – on the left tributaries of the Soci valley in the Oii Valley and tributaries of the Mușa valley in its middle and upper course, as well as on the right tributaries of the Sighișor valley, at its origin; they were also recorded as more or less dislocated sequences, NE of Groși (on Tocila valley and Ursoanea valley) and become prevailing south of Mureș. To the upper part, between the Dumbrăvița valley and the origin of the Mușa valley conglomerates are developed as thick intercalations of 20–100 m, which can be directionally followed on several kilometers. Their belonging to the wildflysch formation is also supported by sequences with chaotic sedimentation associated to them, including embedded sheets which occur both in the basin of the Dumbrăvița valley (on the Tocila valley and Neghiței valley at its source, in the right slope of the Mierlei valley upstream the Groși Noi village, in the Ursoanea valley and, on the interfluve between this one and Mierlei valley) as well as in the Slatina valley (especially on the left tributaries of the Mușa valley in its upper course) within the sequences intercalated among the conglomerate beds.

The flysch sandstones often form beds of 2–30 cm thickness rarely metric ones, are graded bedded, with convoluted lamination, well-cemented, grey-blackish in colour, often have flute casts on the lower part. Several flute-casts measured on the Oii Valley 250 m upstream of the mouth of a bigger left tributary, show transport directions northwards ($N 20^{\circ} W$ southwards and $N 30^{\circ} E$ southwards).

At the upper part of the sandstone beds generally develop subdecimetric intercalations of marls and siltic grey, satinated clays, which sometimes pass to light grey or green marly limestones (on the Prisăcii valley at its origin, on the Oii Valley etc.).

Finally, the conglomerates form a few tens of meters thick intercalations, which are generally more developed close to the overthrust line of the Criș Nappe, between the Dumbrăvița valley and Mușa valley. They are unsorted, generally weakly-cemented, with some cm to 0.5 m diameter elements of white quartzites (the

most numerous), brown and black quartzites, amphibolic schists, white-violaceous quartzites (quite subordinately), and rare sericitic schists.

Allochthonous elements occur either as blocks of variable size or as embedded blades intercalated among flysch sequences or associated to the conglomerates described above. They are: Tithonian-Neocomian limestones and marls, packs of Albian flysch, Lower Cenomanian marls and sandstones.

Limestone and marly olistoliths, mainly Neocomian in age, develop especially on the tributaries of the Dumbrăvița valley and Mierlei valley close to Groși Noi; on Valea Mare of Dumbrăvița, Voșinei valley, Neghițoiului valley, Ursoanea valley, Prisăcii valley, Tocilei valley, but also in the basin of the Slatina valley on the Oii valley and its slopes, the tributary of the Slatina valley immediately downstream the Oii valley, some of the right and left tributaries of the Mușa valley and also in the basin of the Sighișorului valley at the origin of the Dălăsc brook. They form sheets of a few hundreds of meters between the Neghițoiului valley and Tocilei valley (on the last one, in the point "Scările", the lower sequences of the Neocomian succession seem undisturbed. The reconstituted succession of the Tithonian-Neocomian deposits from the olistoliths ordered on the basis of the fossils they contain is the following, from lower to upper part:

1) alternance of calcarenites and grey-whitish micrites, in 20 cm thick to metric beds, with grey marls, the last ones forming intercalations which are only decimetric (in Tocilei valley at the "Scările");

2) grey fine calcarenites, in alternance with schistous grey-whitish marls and grey compact or schistous marly limestones (Ursoanea, Neghițoiului, Prisăcii valleys, Oii valley upstream its left tributary etc.);

3) grey marly limestones and siltic fossiliferous marls (Ursoanea valley, Oii valley 500 m upstream the mouth of its left tributary), the left tributaries of the Mușa valley in its upper course – attached to the conglomerates at the source of the Dălăsc brook.

This allochthonous succession, which was described as the "Groși Series", by Papiu (1953) is certainly that one from which the fossils quoted by Loczy (1887) have come. From the limestones at the base of the succession, the authors of the paper collected and determined: *Haploceras cf. climatum* (OPPEL) and *Lamellaptychus beyrichi* (OPPEL) aff. *F. raraui* TURCULET, in a small limestone block on the smaller tributary of the Slatina valley immediately downstream the Oii valley (Upper Tithonian); *Berriasella* sp., together with a poor association of calpionellas of the C. elliptica Zone, identified in calcarenites on the Tocilei valley at "Scările"; *Leptoceras brunneri* (OOSTER) and *Lamellaptychus mortilleti* (PICT. et LOR.), recognized in marls of Upper Berriasian age on the Oii val-

ley; *Phyllopachyceras* cf. *winkleri* (UHLIG), *Neolissoceras grasicanum* (D'ORB), *Protetragonites* sp. and *Olcostephanus* aff. *psilostomus* NEUM. & UHL. (Late Valanginian) on the Oii valley 600 m upstream its left tributary (at the mouth of a smaller right tributary of the latter); *Lamellaptychus angulicostatus* (PETERS) L. cf. *didayi* (COQ.), indicating in the association the Lower Hauterivian age, on the same valley 530 m upstream its left confluent (Pl. V).

The origin of limestone and marly olistoliths in the Groși formation should be explained in correlation with the total absence of olistoliths of ophiolitic rocks. This last fact excludes the origin of fossiliferous limestones and marls within the Criș marginal basin and Căpîlnaș-Techereu magmatic arc domain, in which basic eruptive products were very frequent; therefore, it is more probable to suppose their origin on the southern flank of the Austro-Bihorean continent, where during the Tithonian and the Neocomian a sedimentation domain probably existed, eroded during the Upper Senonian.

The Albian was identified within only one sheet of flysch type deposits, embedded in the wildflysch on a right tributary of the Dălăesc brook. It is constituted of very small cemented muscovitic sandstones and marls with friction mirrors. A palynological sample collected from the marls, gave the association: *Gleicheniiditea senonicus* ROSA, *G. carinatus* (Bolkhovitina) Bolkhovitina, *Plicatella trichacantha* Malievkiha, *Cicatricosisperites* cf. *venustus* Deak, *Parvisecrites radiatus* COOPER, which can indicate the Upper Aptian?-Middle Albian interval.

Grey-blackish (bluish) and violaceous marls, associated with sandstones and microconglomerates of Senonian type but with step like bed surface are very frequent both in the south-west of the region – on Voșinei valley, Mierlei valley and its tributaries north of Groși Noi (especially on the Ursoanea valley), as well as on the Slatina valley close to Slatina de Mureș village; in the hydrographical basin of the Sighișorului valley (Leurzii brook, Dălăesc brook, Țiganilor valley and Bucevița valley) and on the Crizeasca valley SW of Secaș.

The palynological samples, collected from various localities to clarify the age of the wildflysch formation, gave contradictory results. The newest age, very probably representing the real age of the formation, was given by the spores-pollen association of the marls intercalated in a sequence of marly gritty flysch with green marly limestones thick to metric size, strongly dislocated, which crops out in the left border of the Mierlei valley upstream the bridge from the mouth of the Ursoanea valley. The aspect of the sandstones in this outcrop is quite peculiar in the wildflysch; they are platy (almost leafy), grey whitish (sil-

very) in colour because of the muscovite abundance on the interfaces, suggesting partly the sandstones of the Dumbrăvița formation. Their age is Maastrichtian, eventually even Paleogene, according to the pollen of the Normapolles Pflug 1953 group (*Semioculopollis* sp., *Pseudoplicapollis endocuspis* TECHUDY, 1975, cf. *Trudopollis* sp., *Pseudopapilopollis praesubhercynicus* (GÓCZÁN). *P. praesubhercynicus* (one specimen) and the pollen assigned provisionally to the genus Trudopollis belonging to the Upper Campanian and Maastrichtian association of the red detritic facies with dinosauiens in the south of the Metaliferi Mts.

In the south-west of the Drocea Mts, especially south of the Mureș river, the wildflysch is in most part replaced by gritty flysch deposits, composed of quartzous sandstones with calcareous cement and calcite diaclases in beds 10–25 cm thick, alternating with brown green clays. Sometimes sandstones have graded bedding and frequent parallel or oblique current lamination. In this sector also occur levels of polymictic conglomerates, with elements constituted mainly of quartzites. Rarely levels of black grey scale like argillites occur as intraformational slippings; the sandstones contain also soft elements of intraformationally reworked clay.

Taking into account the lithological features mentioned above, it was considered to be the most representative for the characterization of the formation, the area north and east of the Groși village, in the hydrographical basin of the Dumbrăvița valley. In this region, in which the relations with the Dumbrăvița formation can be seen there developed gritty conglomeratic flysch (at the source of the valleys east of Groși-Tocilei and Neghișoiului valleys; Ursoanea valley and the interriver between it and the Mierlei valley), violaceous and blackish scale like marls associated with sandstones and microconglomerates with specifically deformed bed faces (Ursoanea valley etc.) and finally Maastrichtian gritty-marly flysch.

A second zone revealing on a small area both gritty-conglomeratic flysch and chaotic sedimentation sequences, is the basin of Oii valley – left tributary of Slatina valley between Baia and Slatina de Mureș; this basin completes the lithological aspects of the formation, and it can be taken into consideration as a second type region.

1.5.2 The Dumbrăvița Formation

It crops out in the right slope of the Dumbrăvița valley between Căpruța and Groși Noi, in the Neghișoiului valley and on its right crest towards the Prisăcii Valley, where it fills the syncline, and where it disconformably overlies the Groși Formation.

Its deposits contain an alternance of smooth muscovitic platy sandstones, grey green in colour, rusty-



weathering, in beds 2–30 cm thick, rarely thicker, with green siltites, which are very micaceous and coaly on the interfaces, and also with striped black and green clays. Sandstones have current sole markings on the lower surface, indicating the transport from the west; the transition from sandstones to micaceous siltites and striped clays is gradual.

The age of the Dumbrăvița formation remains uncertain. Among the samples collected for palynological investigation, only one from the syncline core, on the Neghișoiului valley offered a spores-pollen association. The Turonian-Lower Senonian age indicated by this sample cannot be accepted if it is taken into consideration the obvious upper position of the Dumbrăvița formation on the Groși formation; the complete lack of palynomorphs in the other samples collected from the formation would prove that the above sample comes from an embedded level of re-worked palynomorphs. The real age of the formation is probably Maastrichtian-Lower Paleogene taking into consideration that the newest deposits of the wildflysch formation are Maastrichtian.

1.6 The Gosau sedimentary cover of the Highiș-Drocea crystalline

The succession of Senonian deposits overlying the metamorphic socle is a Gosau formation, which appears as a SW-NE oriented band, starting from the Mureș valley to the north to the sources of the Groși valley, on the Slatina de Mureș valley, the right slope of the Socilor valley, the tributaries from the source of the Sighișorului valley, the lower course of the Mădrigești valley, then to NW, up to the south of Secaș.

The formation comprises several lithological terms which never occur all together in the same geological section; conglomeratic breccias and conglomerates, sandstones and marls.

The conglomeratic breccias and the conglomerates are more frequent in the south-western part of the outcropping area of the Gosau formation. The conglomerates are polymictic, with elements of crystalline schists, white and black quartzites, sericitous schists, amphibolites, kept into a gritty green muscovite enriched matrix. Here and there the conglomerates are replaced by breccias which generally contain the same type of elements.

The sandstones are the main lithological component of the formation. They are calcareous, disposed in beds of 30 cm to 2 m thick. In the case of thicker beds, they are in slabs, sometimes marked by patches of muscovite or coaly remains. Sandstones are usually unsorted, ungraded and only in rare cases conglomeratic zones are noticed at the lower part of some thicker beds.

A second type of sandstones which occurs rarely has also calcareous cement but is characterized by thinner beds (2–5 cm). Sometimes graded bedding can be recognized in them and, at the upper part, parallel or convoluted lamination. Sometimes hieroglyphs of Paleodyction type are to be found.

The marls take part in variable proportion to the composition of the formation. They prevail in the basin of the Sighișor valley where they are the main lithological term of the succession. The colour of marls is grey, rarely violaceous and thickness does not reach a few centimeters between two successive beds of sandstones. Sometimes (on the Groși brook and Crăciuneasa valley) intercalations of black coaly schists occur in the marls. Here and there, there are strongly biopeated.

Within the Gosau formation occasionally also occur, muscovitic siltites, well cropped out, especially in the lower basin of the Leurzii Valley. West of the territory of the map – in the right slope of the Mureș valley at Conop – metric lenses of rudist limestones occur at the base of the Senonian succession. From these limestones, D. Lupu (1976) determined: *Hippurites socialis* DOUVILLE, *Vaccinites oppeli felixi* KUHN, *V. giganteus* D'HOMBRE-FIRMAS and *H. praerenensis* TOUCAS, indicating a Coniacian age.

Within the territory discussed in this paper, the Gosau succession contains, in the southern zone, conglomerates then brown sandstones in banks more than 1 m thick. In a few places, the sandstones contain specimens of *Actaeonella crassa* GOLDF. and *Actaeonella* sp.

The section of the Leurzii valley, right tributary of the Sighișor valley, reveals a succession which has in its base sandstones then siltites and marls in which a rich association of molluscs was identified in which the ammonite *Reesideoceras* sp. was found, at the lower part, and bivalves: *Inoceramus balticus* BOEHM and *Pycnodonta vesicularis* (LAMK.), in the upper third. The age of the succession could be thus placed in the Coniacian and Campanian interval, the same age having the Gosau formation as a whole.

2. STRUCTURAL DATA

Structurally the Drocea Mts comprise two major units of the South Apuseni: Căpilnaș-Techereu Nappe and Criș Nappe (Fig. 3).

The Groși Nappe is an unit with local development in the Drocea Mts. It is composed of wildflysch and the Dumbrăvița formations, which thrust over the Senonian deposits in the Gosau facies, starting from Birzava, on the Mureș, to NE up to Mădrigești from which its outline makes a curve to NW. Its interval structure suggests a homocline with south-eastern dipping.



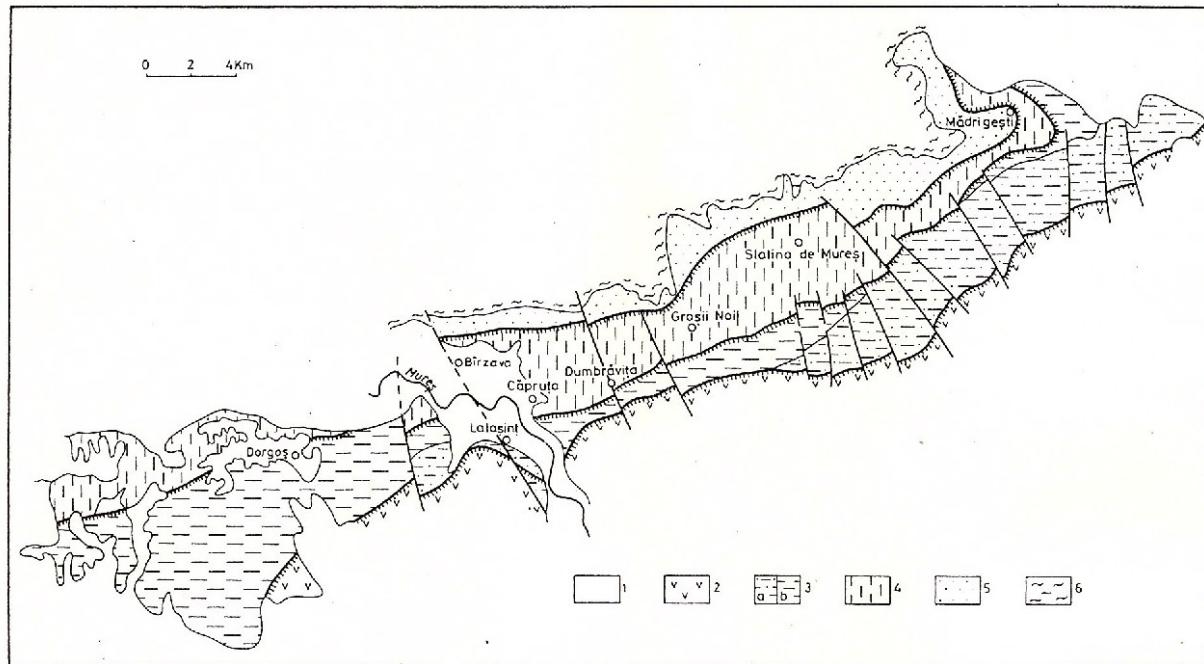


Fig. 3 - Tectonic map of the Drocea Mountains.

1, Tertiary and Quaternary deposits; 2, Căpilnaș-Techereu Nappe; 3, Criș Nappe: a, Pirnești imbrication unit; b, Mușa imbrication unit; 4, Groși Nappe; 5, Senonian Shelf deposits; 6, metamorphic basement.

The Criș Nappe, which contains the eruptive Neojurassic formations and the sedimentary Neojurassic and Eocretaceous formations overthrusts the Groși Nappe. The Criș Nappe comprises an Upper digitation (the Pirnești digitation) and a lower one (the Mușa digitation). The tectonic contact between the two digitations can be followed from the north of the mapped territory, where it is covered by Neogene andesites, to south, where, on an interval of about 4 km the contact is taken by the overthrust line between the Criș and the Groși Nappes. From the Stirca hill to south-west, the contact between the Criș Nappe digitations can be noticed again up to the right of the Baia locality, where it disappears under the overthrust of the Căpilnaș-Techereu Nappe. South of the Mureș river the same contact reappears on a short distance between two transversal faults.

Within the Pirnești digitation, the Criș Nappe internal structure contains an axial faulted syncline – the Pietrele Albe syncline – NE-SW oriented, in the core of which come into contact deposits belonging to the Pirnești Valley Member with "mixed" type sequences of the Blidă hill member. North of the syncline mentioned above and parallel with it, is the Măgura anticline in whose core basalts from the Criș basin basement occur.

In the north-western part of the territory, within the Pirnești digitation, at the contact with the Mușa

digitation, on about 4 km distance, it is interposed a scale composed of deposits belonging both to the Pirnești member and to the Blidă Hill one.

South of Mureș, the digitation reappears on a small area, within a homoclinal with SE dipping in which both members occur.

In the north of the region, the Mușa digitation occupies a more reduced area than the Pirnești one; it develops more south of Dumbrăvița, in correlation with the disappearance of the Pirnești digitation under the overthrust of the Căpilnaș-Techereu Nappe.

In the north, within this digitation, the Șoimuș anticline develops. South of Mureș, the Mușa digitation has a relatively small development into a first zone situated between the Birzava fault to the north and a parallel fault to SW, then it widely develops to SW. In this last zone, it sketches an anticline structure within the Blidă hill member in the south of the Mușa digitation – south of Belotinț crest – close to the contact with the Căpilnaș-Techereu Nappe.

The Căpilnaș-Techereu Nappe, the upper tectonic unit in the Drocea Mts, overthrusts successively both Criș Nappe digitations on more than 30 km distance.

The Mesocretaceous and Laramian structogeneses mainly marked the geological evolution of the Drocea Mts territory.

The Mesocretaceous tectogenesis caused the folding of the formations of the Criș marginal basin, the

forming of the Pietrele Albe syncline and Măgura and Soimuș anticlines, the former in the Pirnești digitation and the latter in the Mușa digitation, as well as the tectonic contact between the two digitations.

There is no direct proof of a Mesocretaceous overthrust of the Căpilnaș-Techereu Nappe over the Criș one. In the central part of the South Apuseni Mts, this possibility is supported by the presence in the most internal digitations of the Criș Nappe of some Albian wildflysch formations, with olistoliths of Neojurassic massive limestones and basic eruptive rocks originated from the Căpilnaș-Techereu magmatic arc.

The post-tectonic cover is constituted by the Gosau formation, deposited under shelf conditions, which passes to the wildflysch formation (Groși Formation), followed by a flysch sedimentation (Dumbrăvița Formation).

The Laramian tectogenesis, manifested as well as in the other sectors of the South Apuseni Mts during a late stage, created the major structures of the Drocea Mts, causing the overthrust of the Căpilnaș-Techereu Nappe of the latter on the Groși one and of this one on the Gosau type Senonian.

The overthrust planes of the Groși and Criș Nappe seem to be relatively slightly dipped judging by the outline of a half-window in the Mădrigești area. The overthrust plane of the Căpilnaș-Techereu Nappe is somehow different from that of the first two nappes, seeming to be dipper.

Besides the ruptural dislocations which limit the major structural units in the region, it can be also mentioned the existence of two categories of transversal faults. A former category is constituted of small slip faults, probably associated to the Căpilnaș-Techereu Nappe overthrust; a latter category is represented by a few more important faults, which affect not only the pile of overthrusted units, but also the metamorphic basement. Among them, it is to be mentioned the Birzava fault and the one situated west of it, which have a vertical component proved by the reappearance of the formations of the Pirnești digitation in the compartment comprised between them.

CONCLUSIONS

The Mesozoic geological history of the Drocea Mts started during the Callovian when, between the Căpilnaș-Techereu magmatic arc, situated in the south-west, and the southern limit of the Intratethyan microplate (Austro-Bihorean continent) the Criș marginal basin was born, its deposits being noticed to the north-east up to the zone of the Crișul Alb springs outside the Drocea Mts. In this basin, the ophiolitic eruptions continued up to the Tithonian inclusively, fact proved by the presence of radiolarian chert intercalations in the whole interval.

The sedimentary series which generally succeed the basal levels are mainly flyschoid and continues up to the Neoconian inclusively.

The Mesocretaceous tectogenesis has led to a first compression of the Criș marginal basin, forming the two digitations, the Pirnești and the Mușa digitations.

The Gosau Senonian, the wildflysch and the flysch formations (the last one probably continuing up to the Lower Paleogene) as well as the older ones have been affected by the Laramian tectogenesis, when the major structural units of the region formed.

The Drocea Mts, and especially the Criș and the Căpilnaș-Techereu Nappes, represent within the Transylvanides (the main Transylvanian branch of the Tethys) the effect of geological activity along an active continental margin.

BIBLIOGRAFIE

- Bruhn R., Dalziel J. W. D. (1977) Destruction of the Early Cretaceous Marginal Basin in the Andes of Tierra del Fuego. Isl. Arcs. Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. *Anuar. Geophys. Union Maurice, Ewing Series*, 1, p. 395-405,
- Cioflica G. (1961) Entwicklung des Mesozoischen Vulkanismus des Drocea Gebirges. *Acta Geologica*, VII, 1-2, p. 163-167, Budapest.
- , Lupu M., Nicolae I., Vlad S. (1980) Alpine Ophiolites of Romania: Tectonic Setting, Magnetism and Metallogenesis. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 79-95, București.
- , Nicolae I. (1981) The origine, evolution and tectonic setting of the alpine ophiolites from the South Apuseni Mountains (Romania). *Rev. roum. géol., géophys., géogr.*, *Géologie*, 25, p. 19-29, București.
- Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balk.*, Congr. V, 1961, p. 31-44, București.
- Lemne M., Văjdea E., Borcos M., Tănărescu A., Romanescu O. (1983) Les datations K-Ar concernant surtout les magmatites subséquentes alpines des Monts Apuseni. *Assoc. Géol. Carp.-Balk.*, Congr. XII, 1981. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 375-386, București.
- Loczy L. (1876) Jelentés a Hegyes-Drocsa hegységben, Budapest.
- Lupu M. (1975) Einige Bemerkungen zur Tektonik des Südlichen Apuseni Gebirges (Siebenburgischen Erzgebirge). *Rev. roum. géol., géophys., géogr.*, 19, p. 95-104, București.
- (1976) The main tectonic features of the Southern Apuseni Mts. *Rev. roum. géol., géophys., géogr. (Géologie)*, 20, p. 21-25, București.
- (1983) The Mesozoic History of the South Apuseni Mountains. *Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, XII Congr., 1981. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 115-125, București.
- (1984) Problems of the European Continental Margin in the Transylvanian-Pannonian area. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 323-333, București.



- Lupu D. (1976) Contributions à l'étude des rudistes néoniens des Monts Apuseni. *Mémoires*, XXIV, p. 83-152, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie - Crétacé. *An. Inst. Geol.*, XVI, p. 63-281, Bucureşti.
- Nicolae I. (1983) Considerații pe marginea interpretării cadrului tectonic al ophiolitelor din Munții Apuseni de Sud. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr. (Geologie)*, 28, p. 35-45, Bucureşti.
- Papiu V. (1953) Cercetări geologice în Masivul Drocea. *Bul. St. Geol. Geogr.*, V, 1, p. 107-213, Acad. Română, Bucureşti.
- Pessagno E. A. Jr., Longoria J. F., Mc Leod N., Six W. M. (1987 a) Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part I, Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman formation, Est-Central Mexico: Tectonostratigraphic, chronostratigraphic and phylogenetic implications. *Cushman Found Foram. Res. Spec. Publ.*, 23, p. 1-51, Norfolk.
- , Blome Ch. D., Carter E. S., Mc Leod N., Whalen P. A., Yeh K.-Y. (1987 b) Studies of North American Jurassic Radiolaria. Part II, Preliminary radiolarian Zonation for the Jurassic of North America. *Cushman Found Foram. Res. Spec. Publ.*, 23, p. 1-18, Norfolk.
- Savu H. (1980) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-alkaline and Alkaline Volcanics. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LVI, p. 55-77, Bucureşti.
- (1983) Geotectonic and Magmatic Evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains). Carp.-Balk. Geol. Assoc., XII Congr., 1981. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI, p. 253-262, Bucureşti.
- (1985) Structural, petrographic and geotectonic study of the sheeted dyke complex in the Mureș zone, Dumbrăvița-Baia-Bătuța-Julița region (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX, 5, p. 41-56, Bucureşti.
- , Lupu M., Lupu D., Ștefan A., Istrate Gh. (1979) Harta geologică a R. S. România, foaia Roșia Nouă, scara 1:50.000, Inst. Geol. Geofiz.
- , Lupu M., Avram E., Marinescu F. (1979) Harta geologică a R. S. România, foaia Săvîrșin, scara 1:50.000, Inst. Geol. Geofiz.
- , Udrescu C., Neacșu V. (1986) Bimodal volcanism in the north-western Island Arc of the Mureș Zone. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 153-170, Bucureşti.
- , Udrescu C., Lemne M., Neacșu V. (1988) Petrology, geochemistry and tectonics of the ophiolites from the oceanic paleoridge of the Mureș Zone between Pîrnești-Troaș and valea Zeldiș (Drocea Mountains). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 73-74/5, p. 237-257, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1984) Compared Alpine geotectonic models. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 343-353, Bucureşti.

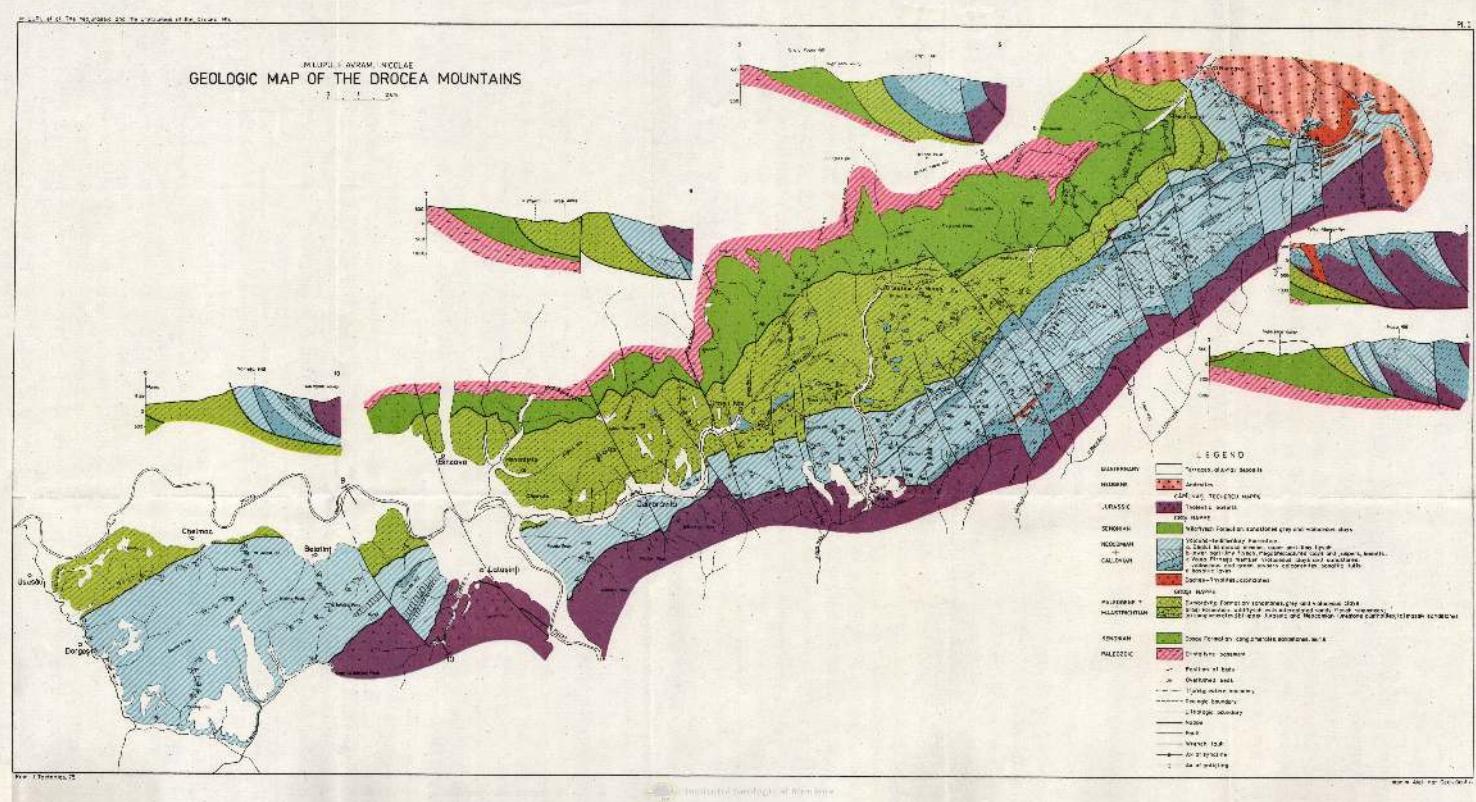
Received: May 6, 1989

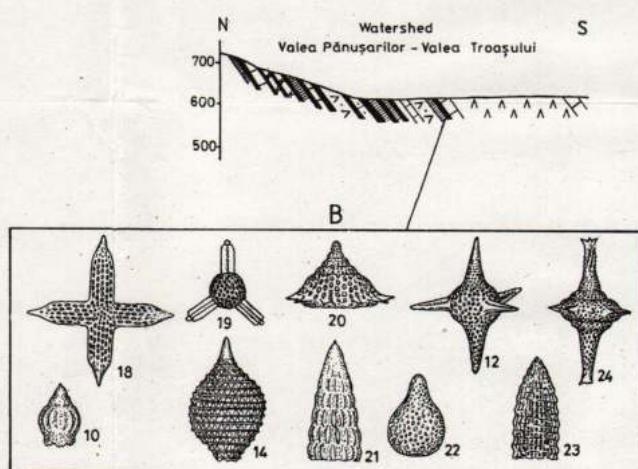
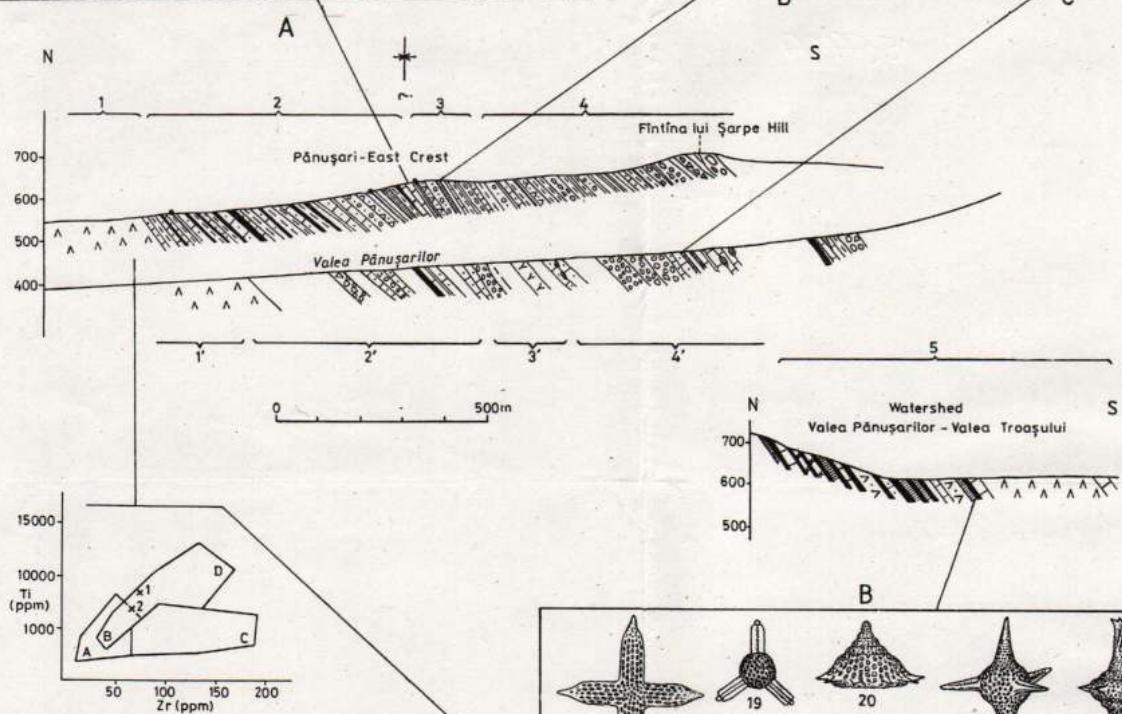
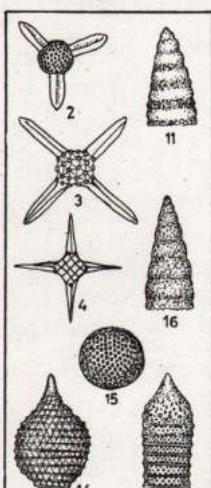
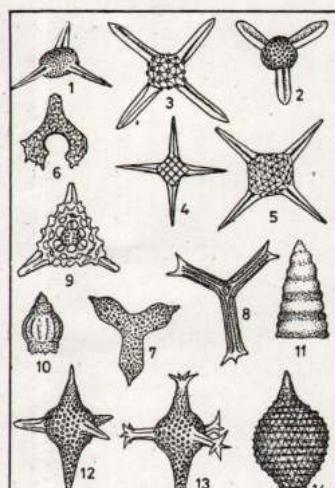
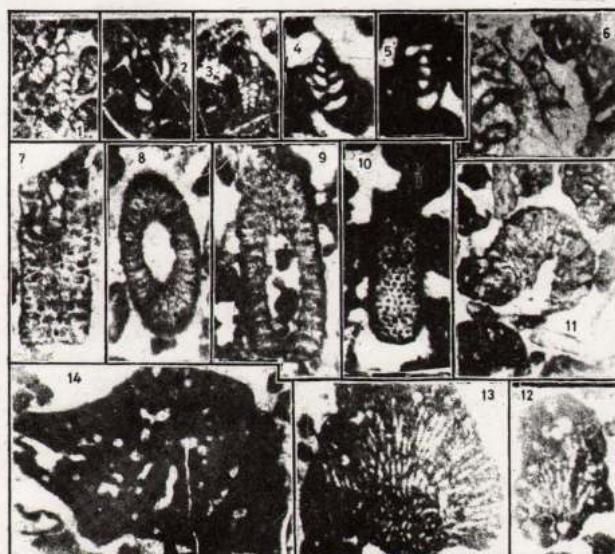
Accepted: May 10, 1989

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 19, 1989





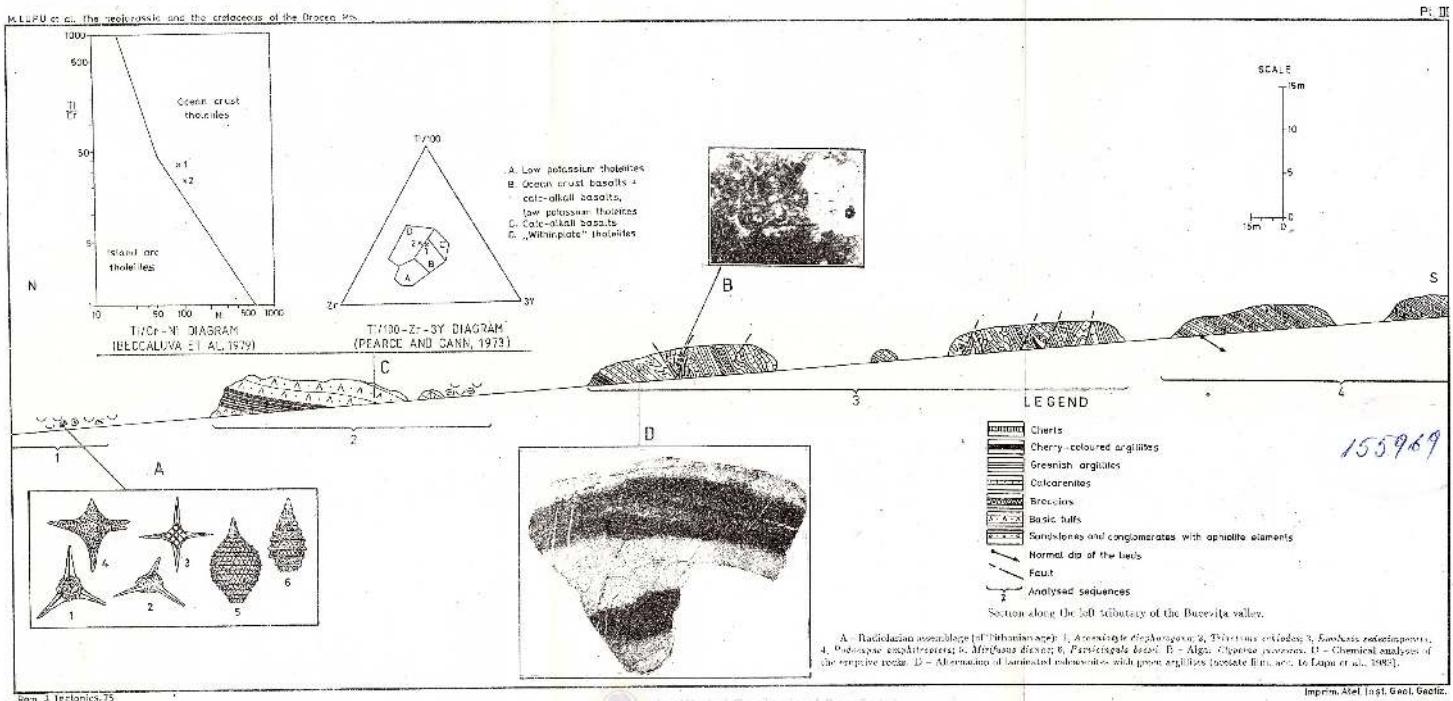
**LEGEND**

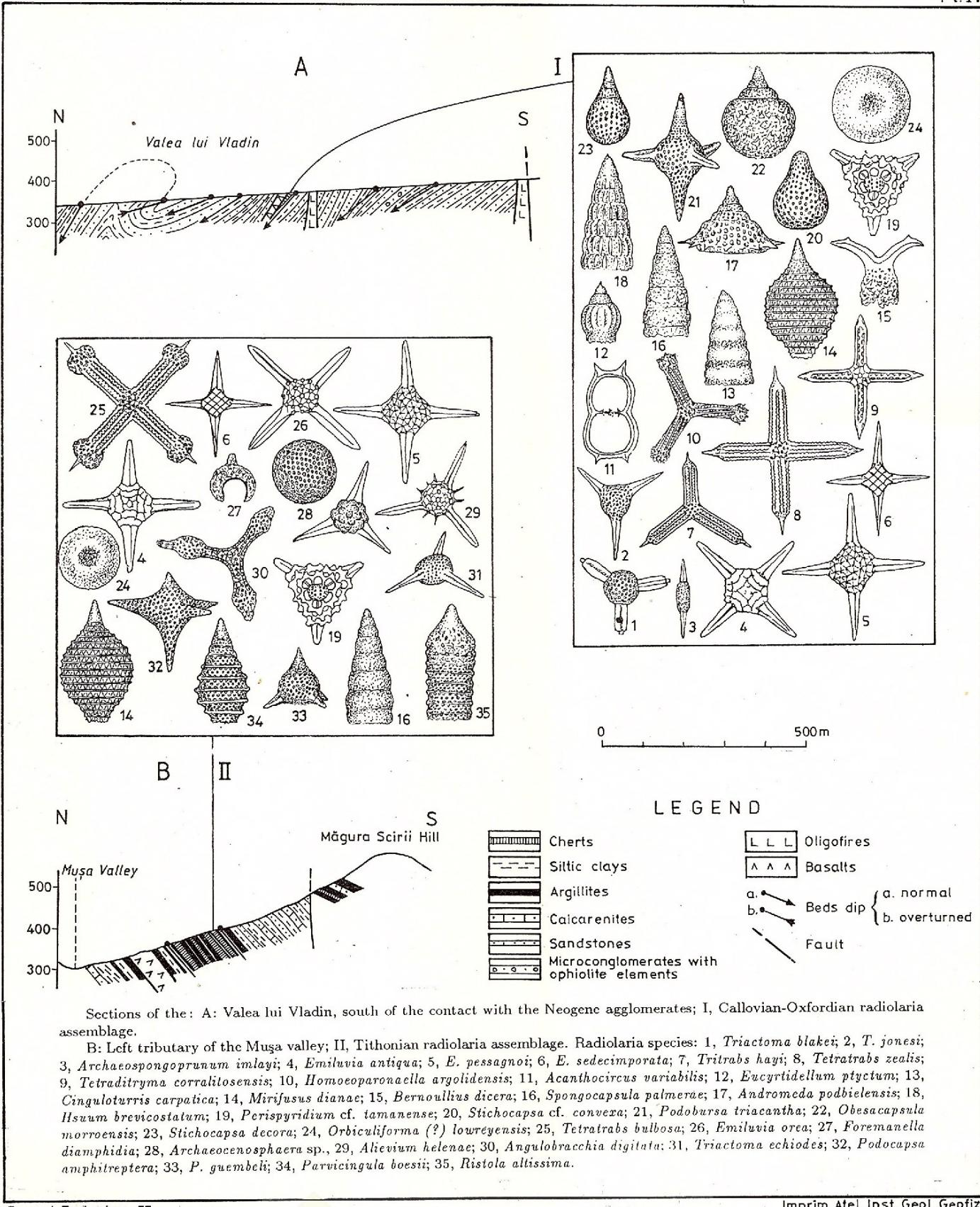
Cherts	Andezites
Cherry-coloured argillites	Basic tufts
Greenish argillites	Basalts
Limestones	Anamesites
Calcareous	Dip of the beds
Sandstones with ophiolite elements	Synclinal axis
Breccias with limestone elements	Analysed sequence

Sections of the Pănușari-East Crest, Valea Pănușarilor and the watershed between Valea Pănușarilor and Valea Troașului.

Foraminiferal and algae assemblages: (A): 1, *Ammobaculites* sp.; 2, *Globospirina* sp.; 3, *Verneuilina* sp.; 4, *Spiroplectammina* sp.; 5, *Naufragoceraspis* sp.; 6, *Clypeina jurassica*; 7-10, *Macroporella pygmaea*; 11-12, *Cayenzia moldavica*; 13, *C. pyae*; 14, *Lithocodium* sp.

Radiolarian assemblages: (B), Callovian; (C), Oxfordian-Kimmeridgian; (D), Kimmeridgian-Tithonic. 1, *Triactoma echiodes*; 2, *T. blakei*; 3, *Emiluvia orca*; 4, *E. sedecimporata*; 5, *E. pessagnoi*; 6, *Foremanella diaphanidia*; 7, *Paronella mulleri*; 8, *Tritrabs casmaliaensis*; 9, *Perispyridium cf. tamanense*; 10, *Eucyrtidellum ptyctum*; 11, *Cinguloturris carpatica*; 12, *Podobursa triacanthus*; 13, *P. spinosa*; 14, *Mirifusus dianac*; 15, *Archaeocenosphaera* sp.; 16, *Spongocapsula palmerae*; 17, *Histola altissima*; 18, *Higumastra inflata*; 19, *Triactoma prebakeri*; 20, *Andromeda podalicensis*; 21, *Hsum brevicostatum*; 22, *Stichocapsa convexa*; 23, *Wrangelium stanleyensis*; 24, *Podobursa helvetica*.





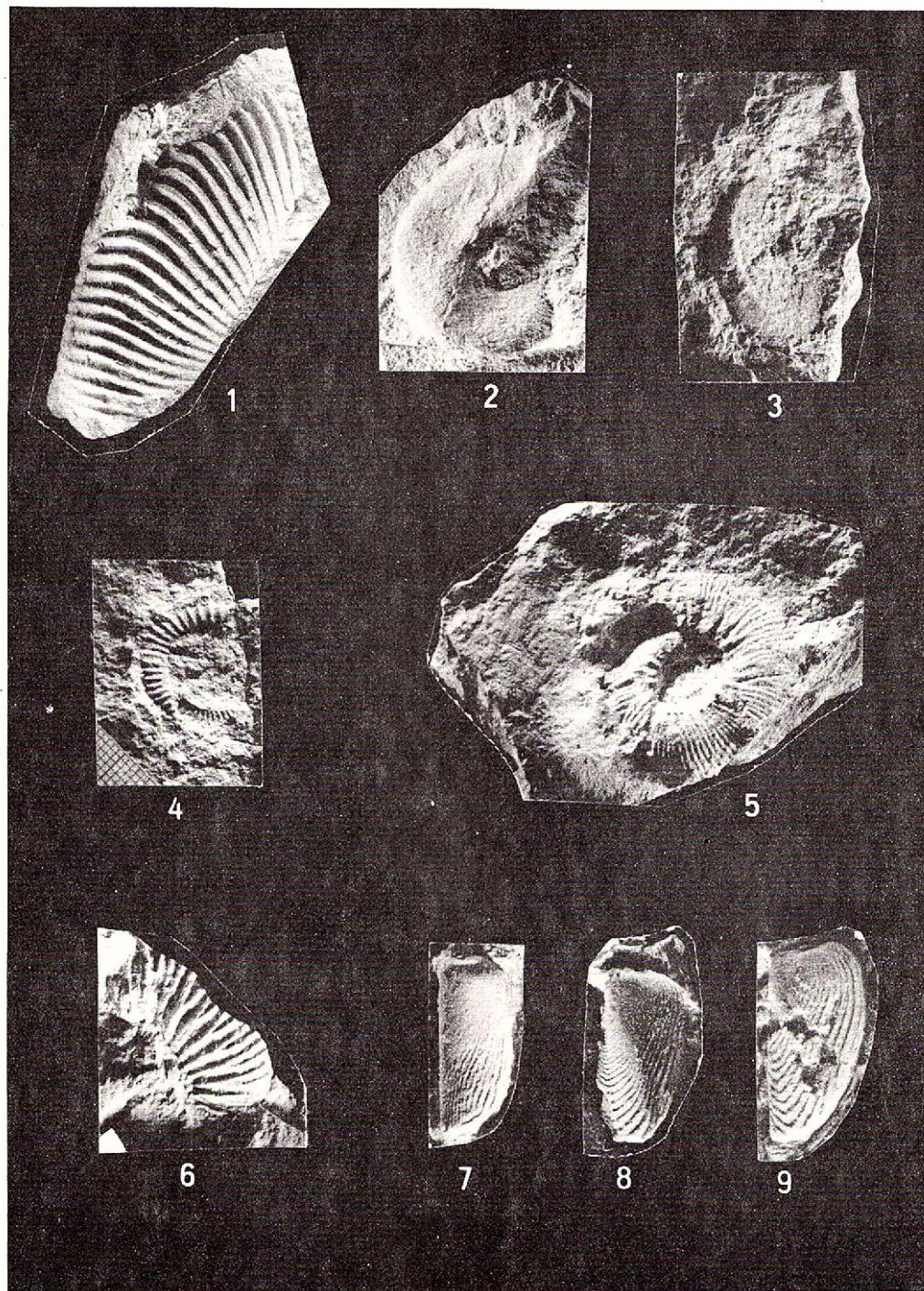


Plate V

- Fig. 1 - *Phyllopachyceras* cf. *winkleri* (UHLIG). Valea Oii, immediately upstream of its right tributary.
Fig. 2 - *Haploceras* cf. *elatum* (OPP.). Left tributary of the Slatina valley downstream Valea Oii.
Fig. 3 - *Neolissoceras* *grasianum* (D'ORB.). The same origin as 1.
Fig. 4 - *Leptoceras* *brunneri* (OOSTER). Valea Oii at 550 m upstream its left tributary.
Fig. 5 - *Olcostephanus* aff. *psilostomus* NEUM. & UHLIG. The same origin as 1.
Fig. 6 - *Berriasella* sp. Valea Tocilei at the site named "Scările".
Fig. 7 - *Lamellaptychus* *beyrichi* (OPP.) aff. forma *raraui* TURCULEȚ. The same origin as 2.
Fig. 8 - *Lamellaptychus* cf. *didayi* (COQ.). Valea Oii at 530 m upstream its left tributary.
Fig. 9 - *Lamellaptychus* *angulostatus* (PETERS). The same origin as 8.

All the specimens are from E. Avram's collection. All specimens are figured in natural size except for those from Figs. 7-9 which are enlarged 2x.



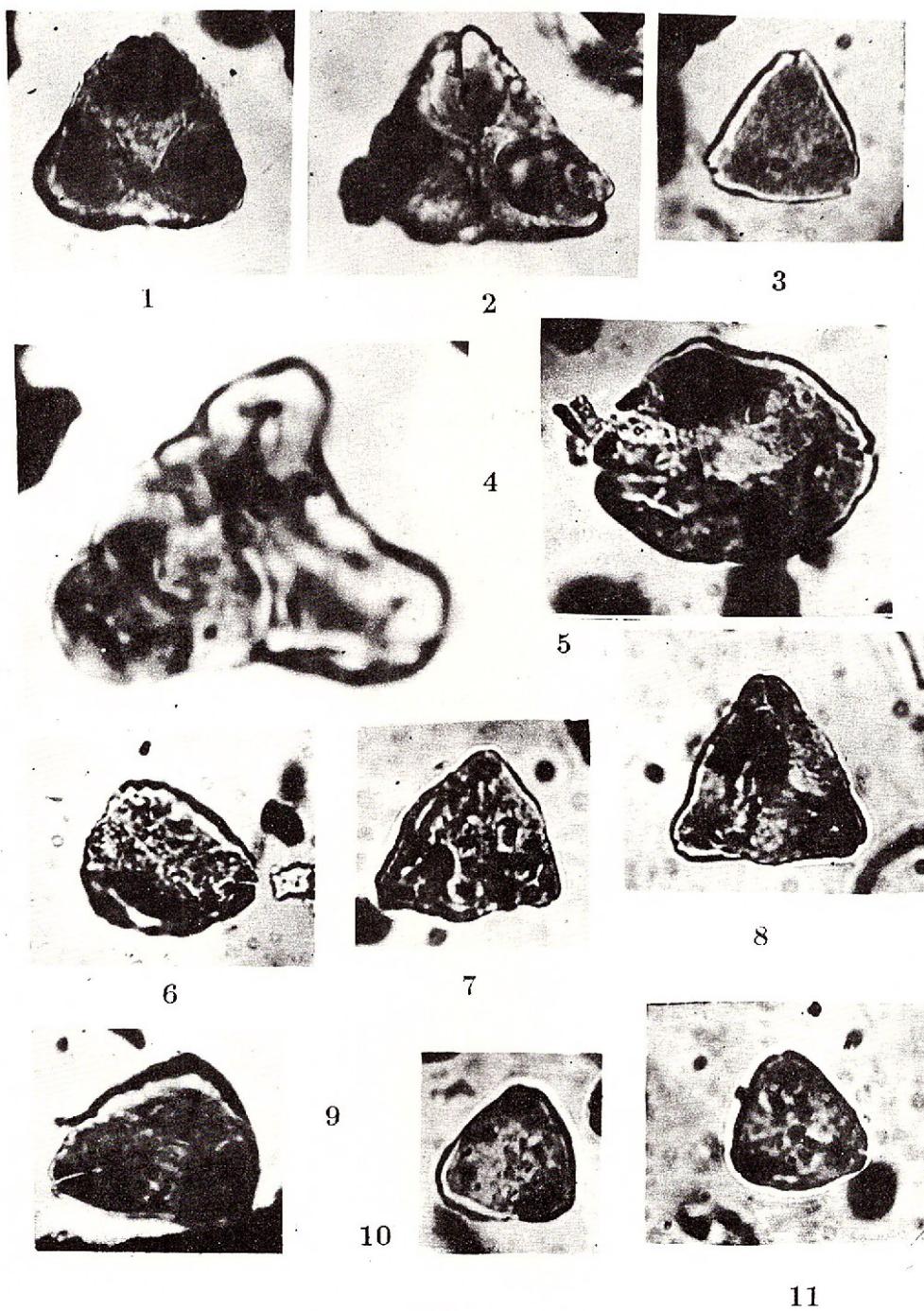


Plate VI

Elements from the microflora of the wildflysch facies.

Fig. 1 - *Oculopollis orbicularis* GÓCZÁN, 1964. Valea Voșinei.

Slide 2A367/4; 123/50; 28 μ ; f. 3A45.

Fig. 2 - *Oentopollis* sp. Valea Voșinei.

Slide 2A367/3; 122/55,2; 38 μ ; f. 3A45.

Fig. 3 - *Trudopollis* sp. Valea Mierlei.

Slide 2A407/7; 125/55,9; 20 μ ; f. 3A46.

Fig. 4 - *Interporopollenites* sp. Valea Voșinei.

Slide 2A367/5; 115,2/54; 25 μ ; f. 3A45.

Fig. 5 - *Pseudopapilopollis praesubhercynicus* (GÓCZÁN, 1964. Valea Mierlei.

Slide 2A407/10; 110/59,4; 30 μ ; f. 3A45.

Fig. 6 - *Normapolles* tip 1. Valea Mierlei.

Slide 2A407/8; 118,5/56,9; 24 μ ; f. 3A46.

Fig. 7 - *Pseudoplicapollis endocuspis* TSCHUDY, 1975. Valea Mierlei.

Slide 2A407/7; 115,5/42,3; 20 μ ; f. 3A46.

Fig. 8 - *Pseudoplicapollis endocuspis* TSCHUDY, 1975. Valea Mierlei.

Slide 2A407/9; 118,6/60,5; 25 μ ; f. 3A46.

Fig. 9 - *Semioculopollis* sp. Valea Mierlei.

Slide 2A407/9; 114/46,6; 28 μ ; f. 3A46.

Fig. 10 - *Normapolles* tip 2. Valea Mierlei.

Slide 2A407/6; 115,5/42,3; 20 μ ; f. 3A46.

Fig. 11 - *Normapolles* tip 2. Valea Mierlei.

Slide 2A407/10; 125,1/47; 18 μ ; f. 3A46.

All illustrated specimens are deposited in the collection of the Laboratory of Palynology of the Institute of Geology and Geophysics.



GEOLOGY OF THE TARCĂU NAPPE BETWEEN THE ASĂU SPRINGS AND THE UZU VALLEY

Mihai MICU

"PROSPECTIUNI" S. A. Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.

Paul CONSTANTIN

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Flysch. Nappes. Digitation. Paleogene. East Carpathians – External Flysch Zone – Tarcău Mountains, Oituz Mountains.

Abstract: The paper deals with the detailed lithostratigraphy of the Paleogene Flysch of the Tarcău Nappe. On structural and lithofacial criteria the Tarcău Sandstone Digitation and Ciunget Digitation have been separated.

The detailed geological mappings, carried out since 1980 onwards within the Tarcău Nappe (Geological Maps 1:50000, Comănești and Zemeș sheets) have led to a supply of some new lithostratigraphic, biostratigraphic and structural data regarding the deposits of the Cretaceous-Paleogene flysch between the Asău springs and the Uzu Valley.

Among the previous geological researches concerning the above-mentioned area it is worth mentioning those due to Drăghici, 1954, 1956; Atanasiu, 1959; Dicea, Grăf, 1959; Dicea, Lebenzon, 1959; Săndulescu 1962; Matei et al., 1969; Nicolaescu et al., 1968, 1969, 1971 (unpubl. reports). To these one could add also a series of papers of a general character, but with direct references to the geology of the area (Băncilă, 1955, 1958; Dumitrescu et al., 1971; unpubl. reports).

From a structural point of view, the formations which crop out in the area belong to the Tarcău Nappe and the Comănești post-tectonic basin. The latter, made up of Sarmatian and Meotian deposits, unconformably disposed on folded rocks of the Tarcău Nappe, was the object of previous studies (Micu et al., 1981, unpubl. report; 1985), a reason for which we shall not insist in its description any more.

Following structural and lithofacial criteria we could separate within the Tarcău Nappe in the study area a series of subunits, having the value of digitation, that have a more or less different stratigraphic content. From the west towards the east there are: the Tarcău Sandstone Digitation, the Ciunget Digitation and the Tazlău Digitation.

Stratigraphy

1. Tarcău Sandstone Digitation

Within this subunit, which is the largest in the study area, flysch deposits from Lower Cretaceous to Oligocene were recognized and separated.

Black Shales Series represent the oldest deposits in the area. Their outcropping area is confined to the Uzu basin, where they make up, reaching the Supanu Valley, the northern pericline of the Poiana Uzului Anticlinorium. These deposits could be separated into two lithological entities.

The lower term is made up of black clayey shales with thin intercalations of limy sandstones and grey siderite rust-coloured marly limestones.

Rarely there are also spheroidalites, irregularly distributed, 0.1–0.15 m in diameter. The age of the lower part of the Black Shales Series, based on regional correlations, is Hauterivian-Aptian.

The upper term of the Black Shales Series is mostly made up of quartzose glauconitic sandstones with subordinate intercalations of silt clays and black clayey shales. In the Uzu basin also varieties of calcareous glauconitic sandstones – Farcu Sandstones (Băncilă, 1955, 1958) are present. These deposits contain Albian palynological associations (Antonescu, in Micu et al., 1986; unpubl. report).

Lupchian Beds conformably overlie the Black Shales Series. At their lower part, associated with red and green clays, there are intercalations of whitish or greenish tuffites. Towards the upper part



of the Lupchianu Beds there are grey, rarely red marls and marly limestones and limy convoluted sandstones. The foraminiferal and palynological associations of the Lupchianu Beds are of Vraconian-Turonian age (Ion, Antonescu in Micu et al., 1986; unpubl. report).

Horgazu Beds and Poiana Uzului Beds represent two heteropical and synchronous lithofacies of the deposits previously known under the name of "Inoceramian Beds". Băncilă (1955) firstly describes the Horgazu Beds also in the Uzu basin, the same author subsequently using the name of the Horgazu-Poiana Uzului Beds (Băncilă, 1958). Afterwards, Săndulescu et al. (1987, unpubl. report) separates, in the Uzu basin and south of it, the real Horgazu Beds from the Poiana Uzului ones, pointing out that the latter represent a transition facies towards the Hangu Beds.

In the Uzu Valley, the Horgazu Beds crop out only in the innermost structures of the Poiana Uzului Anticlinorium, being pointed out by us for the first time in the Clobănașu Valley. From there northwards they appear also in the form of buttonholes, in the Trotuș Valley and in the Pietrosul and Păltiniș Creeks, tributaries of the Asău River, within a faulted anticlinal structure which represents the northward continuation of the Poiana Uzului Anticlinorium. Another occurrence, an outer one, of the Horgazu Beds was signalled out by us in the Tazlău Sărăt spring area, in the front part of the Tarcău Sandstone Digitation, where it represents the southward continuation of the deposits which we have previously separated in the Tazlău basin (Micu et al., 1979, unpubl. report; Micu and Bratu, 1982).

Lithologically, the Horgazu Beds are represented by rhythmical alternations of limy sandstones, clays and grey marls, and very rarely by fucoid-bearing marly limestones. The sandstones have a convoluted structure and are pervaded by diaclases which gives them a characteristic aspect. At the upper part of the succession there are also intercalations of Tarcău micaferrous sandstones, in decimetric beds.

The Senonian-Paleocene age of the Horgazu Beds in the area was established on the basis of the foraminiferal content and the palynological associations (Ion, Antonescu in Micu et al., 1984; 1986).

The Poiana Uzului Beds are differentiated from the Horgazu Beds by the presence, to a greater extent, of marly limestones and gray marls intercalations, which makes them resemble the Hangu Beds. As in the Horgazu Beds, in these deposits sometimes also intercalations of red clays appear. Certain coarse sandstones in the Poiana Uzului Beds contain elements of greenschists. These represent the innermost occurrences of this material, originating from foreland, at the level of Senonian-Paleocene flysch deposits.

The foraminiferal associations identified in the

Poiana Uzului Beds belong to the Coniacian-Montian interval (Ion in Micu et al., 1986; unpubl. report).

Above these formations a succession of deposits follows, generally represented by a gritty flysch, known under the name of the Tarcău Sandstone Facies. The separation of various lithological entities, which we present below, uses their subdivision proposed by Săndulescu et al. (1962); Săndulescu, Săndulescu (1964). The age of these deposits established on the basis of micropaleontological data is in good agreement with that previously established in other areas where the facies of the Tarcău Sandstone develops (Dumitrescu et al., 1971, unpubl. report).

"Basal Horizon" of the Tarcău Sandstone Facies lies conformably over the Horgazu Beds, being prevailingly made up of green and red clays, and green glauconitic quartz sandstones which allow also intercalations of Tarcău micaferrous sandstones. The microfaunal associations, represented in the area only by arenaceous foraminifera are of Paleocene age (Bratu in Micu et al., 1986; unpubl. report).

Lower Tarcău Sandstone has a large outcropping area in the study zone, being represented by a gritty flysch, where massive sandstones prevail, being separated by pelitic intercalations and green quartzose sandstones of the "Hieroglyphic Beds" type. At several levels pelites are represented by alternations of red and green clays ("intermediate levels"). The arenaceous foraminifera associations of these deposits are Paleocene-Ypresian in age (Bratu in Micu et al., 1984, 1986; unpubl. reports).

Gurgiu - Ghelința Beds represent the lithological entity by which the gritty flysch that makes up the Lower Tarcău Sandstone is separated from the Upper Tarcău Sandstone. These deposits are made up of an alternation of red and green clays with centimetric sandstones, with hieroglyphs in which sometimes metric beds of Tarcău-type sandstones are intercalated. The respective deposits contain Ypresian-Lutetian associations of arenaceous foraminifera (Bratu, in Micu et al., 1986; unpubl. report).

Upper Tarcău Sandstone is lithologically similar to the gritty flysch of the Lower Tarcău Sandstone. The differences concern the absence of red clays intercalations in the sequences of the "hieroglyphic Beds" type, as well as the development, towards the upper part of the succession, of some conglomerate intercalations. Very sporadically, at certain levels, 0.1–0.3 m thick, bioturbated gritty limestones develop. The Lutetian age of the Upper Tarcău Sandstone was given on the basis of certain associations of arenaceous foraminifera (Bratu in Micu et al., 1984, 1986; unpubl. reports).

Podu Secu Beds are represented by a "Hi-



"eroglyphic Beds" type flysch made up of decimetric or centimetric sandstones and green clays. Along a series of geological sections (the Barnea and Iacob Creeks in the Asău basin, and in the Ciobanu spring area) also centimetric intercalations of red clays sporadically appear, thus reminding of the Plopș Beds, their equivalent in the outer areas of the Tarcău Nappe.

The upper part of the Podu Secu Beds is sometimes represented by grey, whitish globigerina-bearing marls, associated with glauconitic micaferrous limy sandstones and even white marly limestones. The planktonic foraminifera associations generally point to a Priabonian age, the basement of the succession probably beginning in the upper Lutetian (Bratu in Micu et al., 1986; unpubl. report).

"S h a l l y H o r i z o n" comprises a series of deposits characterized by the prevalence of slightly bituminous pelitic rocks, at its base appearing 1-2 intercalated beds of micaferrous polymictic sandstones, followed by menilites and laminated limestones. The basal sequence, which includes the mentioned sandstones, is known under the name of "Basal Horizon" of the Fusaru Sandstone, but on account of its reduced thickness (15-20 m), it could not be drawn on the map. This basal "horizon" represents the equivalent of the Fierastrău Sandstone and of the slaty bituminous shales separated at the base of the bituminous facies with Kliwa Sandstone in the outer areas of the Carpathian flysch. The deposits overlying this "Basal Horizon", represented mostly by bituminous shales can be correlated with the Lower Menilites, the Bituminous Marls and the Lower Dysodilic Shales from outer areas of the Tarcău Nappe. The foraminifer associations of these deposits belong to the Rupelian (Micu, Bratu, 1987).

Fusaru Sandstone is quite well developed in the western part of the area, outcropping in the axis of certain synclines that were followed from the Uzu Basin to the area of the Asău River springs. A more eastward outcropping area was pointed out by Micu et al. (1981, unpubl. report), south of the Barnea spring up to the Glodu spring. The deposits under discussion are represented by a gritty flysch, made up of relatively weakly cemented grey-bluish polymictic sandstones, in decimetric and metric beds, grey pelites and hieroglyph-bearing centimetric sandstones. On a left tributary of the Glodu spring we have pointed out in these deposits also some thin intercalations of Jaslo laminated limestones.

2. Ciunget Digitation

This subunit situated eastwards of the Tarcău Sandstone Digitation was separated according to structural and lithofacial criteria, being followed beginning with the Tazlău Sărăt spring to the north, up to the Uzu

Valley to the south. From the Trotuș Valley southwards, the formations of this subunit are largely covered by the Neogene deposits of the Comănești post-tectonic basin.

Poiana Uzului Beds, having the same lithology as in the Tarcău Sandstone Digitation represent the oldest deposits of the Ciunget Digitation. These crop out discontinuously on a series of left tributaries of the Izvorul Alb spring, their most southern occurrence in the area being the one in the left side of the Trotuș river. There they make up a small anticline which crops out north of the Comănești town, beneath the terrace deposits.

Ciunget Beds follow in continuity of sedimentation the Poiana Uzului Beds, being represented by a gritty clayey flysch in which the green massive bedded sandstones in decimetric or metric layers prevail. At the lower part of these deposits decimetric or metric beds of the Tarcău micaferrous polymictic sandstones develop, having thin intercalations of grey-greenish pelites. These are followed by a sequence of the "Hieroglyphic Beds" type in which subdecimetric, greenish-grey sandstones are intercalated with green, sometimes deep red coloured pelites. Upwards, massive bedded green quartzose sandstones prevail, sometimes angular elements of green schists of Dobrogea type being frequent at the lower part of these sandstones. The pelitic grey-greenish intercalations contain also red clays at several levels, thus reminding a little the "intermediate levels" of the Lower Tarcău Sandstone. The most representative sections where the lower part of the Ciunget Beds can be examined are the ones in the Chinetu spring area, in the Asău Basin, and at the confluence between the Lupanu spring and the Trotuș Valley.

The upper part of the Ciunget Beds is mostly made up of the Tarcău-type sandstones, lacking green elements, alternating with "Hieroglyphic Beds" type flysch, the latter having no intercalations of red clays, as in the case of the Upper Tarcău Sandstone.

The abundant greenschists fragments, as well as the development of green quartzose sandstones in the lower part of the Ciunget Beds represented the essential criteria in separating the Ciunget Facies in the area from the Tarcău Sandstone facies. Another characteristic of the sedimentation domain of the Ciunget Digitation is the fact that the succession of Eocene flysch deposits is followed by Oligocene deposits developed in a bituminous facies with Kliwa Sandstone, unlike the Oligocene of the sedimentation domain of the Tarcău Sandstone Digitation, where the Fusaru facies is developing. This difference was initially pointed out by Dumitrescu (1951, unpubl. report) in the Doftana Valley Basin.

Băncilă (1955, 1958) also reports that north of the



Trotuş Valley, in the Strigoiu scale, the Eocene flysch presents mixed features of the Tarcău Sandstone facies and the real intermediate facies.

The foraminifer associations as well as the palynological ones identified at the lower part of the Ciunget Beds belong to the Paleocene (Antonescu, Bratu in Micu et al., 1986; unpubl. report). Taking into account that these deposits are situated between the Poiana Uzului Beds and the Plopou Beds, the age they may belong to is Paleocene-Lower (?) Lutetian.

Plopou Beds represent the outer equivalent of the Podu Secu Beds from which they differ by the presence, at their lower part of the red clays intercalated in the "Hieroglyphic Beds" – type of flysch. These deposits were signalled out for the first time by our researches in the Asău basin, starting from the confluence with the Bartea spring, to the north, up to the Izvorul Alb spring area, where they are tectonically overlapped from the west by the deposits of the Tarcău Sandstone Digitation. Other outcropping areas of the Plopou Beds develop more eastwards in the front scale of the Ciunget Digitation, in the flanks of some synclines.

The age of the Plopou Beds, on the basis of foraminifer and dinoflagellate associations (Bratu, Antonescu in Micu et al., 1986; unpubl. report) is Upper Lutetian-Priabonian.

Globigerina-bearing Marls and the Lucăceşti Sandstone are situated over the Plopou beds, being represented by a 15-20 m thick sequence of grey-whitish or greenish marls, in which thin turbiditic sandstones are intercalated, as well as certain decimetric levels of glauconite-bearing quartzose sandstones, sometimes bearing slightly limy cement. The age of these deposits is Priabonian. It is worth mentioning that we do not exclude the possibility that their upper part might belong to the Rupelian, as it was proved by a series of recent researches both in the Eastern Carpathians Flysch (Micu, 1985; Micu, Gheță, 1986) and in the Polish Flysch Carpathians (Olszewska, 1985).

Slaty Shales and Fierăstrău Sandstone represent the oldest deposits of the bituminous facies with Kliwa Sandstone of the Oligocene outcropping in this area. Being 10-25 m wide, these deposits are represented by slaty or dysodilic shales which allow decimetric intercalations of white-yellowish quartzose sandstones (Fierăstrău Sandstone), the latter being pointed out on the right side of the Asău basin, between the Agăștin and Bartea springs, as well as on the eastern side of the Tașbuga summit, where also clastic dykes of quartz sandstones pervading the bituminous shales were found. A peculiarity of the Fierăstrău Sandstone in the Tașbuga summit represents the presence of muscovite lamellae as accessory mineral. The

limited thickness of these deposits determined us to draw them on the map together with the suprajacent deposits.

Lower Menilites and Brown Bituminous Marls (10-30 m thick) were pointed out in the flanks of synclines bearing Oligocene deposits developed in the front scale of the Ciunget Digitation. Usually, at the base of the succession, centimetric beds of menilites are developing, being 3-8 m thick, followed by bituminous marls in subdecimetric beds. Sometimes in the brown marls mass appear siliceous accidents of the chert type in centimetric beds, which gives them a striped aspect.

Lower Dysodilic Shales are mostly made up of bituminous shales with thin intercalations of Kliwa type sandstones. Their thickness does not exceed 20-35 m in the study area.

Kliwa Sandstone represents the youngest deposits of the Ciunget Digitation, being signalled out in the Tașbuga summit and in its northward extension. The metric beds of oligomicitic quartzose sandstones have centimetric or decimetric interbeds of brown bituminous shales.

The Rupelian age of the deposits situated above the Globigerina - bearing Marls and the Lucăceşti Sandstone was given on the basis of regional correlations with synchronous isotopic deposits.

Quaternary deposits are represented in the area by recent alluvia as well as by terrace deposits, alluvial fans and landslides.

The front scale of the Ciunget Digitation overlaps to the east Palogene flysch formations belonging to the Tazlău Digitation, but these are not the subject of this paper.

Tectonics

The detailed geological mappings within the Tarcău Nappe allowed the identification in studied area of a series of subunits ranging as digitations: the Tarcău Sandstone Digitation, the Ciunget Digitation and the Tazlău Digitation, out of these only the first two being presented in this paper.

The Tarcău Sandstone Digitation is made up of a series of anticlines and synclines generally overturned eastwards and having their external flank affected by reverse faults. One of the most important of these faults is that pointed out at the outer part of the easternmost occurrences of the Black Shales Series in the Supan basin, a fault that was continuously followed northwards up to the Tazlău Sărăt springs. To this fault are linked the occurrences of the Horgazu Beds in the Trotuş Valley and the Asău basin, where they represent the northward prolongation of the major structure of the Uzu Anticlinorium. At the same time, a



series of normal faults affect the inner flanks of the anticlines, especially those developed east of the Poiana Uzului Anticlinorium.

The tectonic contact between the Tarcău Sandstone Digitation and the Ciunget Digitation south of the Trotuș Valley is covered by the Neogene formations of the Comănești coal-bearing basin. This contact is also affected, between the Comănești town and the Uzu Valley, by a vertical fault.

The Ciunget Digitation, better developed in the study area especially north of the Trotuș Valley, is made up of unequally developed scales, that overlap each other west-eastwards. The front scale of this digitation (the so-called "Strigoiu Scale" - Băncilă, 1955, 1958) comes into contact tectonically with the formations of the Tazlău Digitation up to the basin of the Pietrosul spring, north of Lucăcești. From here southwards, the above-mentioned contact is discordantly overlain by younger deposits belonging to the Comănești coal-bearing basin.

A series of vertical faults, with westward raised compartment, make a tectonic contact between formations of the Ciunget Digitation and the Sarmatian deposits developed eastwards, the most important of these being the Leorda-Valea Rca Fault.

In the area also a series of transversal faults were pointed out, some of them also having a series of horizontal displacements. The most important of these is a W-E fault, approximately parallel to the Trotuș Valley, between Preluci and Comănești. The southern compartment of this fault is raised, and its widest amplitude, is at least 2000 m north of the Căruntu summit, where the Upper Tarcău Sandstone and the Fusaru Sandstone, respectively come into contact. The leap of the fault diminishes to the east, apparently affecting also the deposits of the Comănești coal-bearing basin. This leads to the presumption that it might have been active also during the intra-Sarmatian tectogenesis phase.

The other vertical faults, especially the ones on the flanks of the Comănești coal-bearing basin, surely were reactivated during the Neogene, as it affects its deposits, too (Supan Valley, Leorda, Sălătruc Valleys etc.).

Conclusions

On the basis of the researches carried out by us in this area it was established that two tectonic sub-units are present within the Tarcău Nappe: the Tarcău Sandstone Digitation to the west, and the Ciunget Digitation to the east.

Within the Tarcău Sandstone Digitation were separated, among others, the Horgazu Beds and the Poiana Uzului Beds, whose presence north of the Trotuș Valley was signalled out for the first time. There are also

important lithostratigraphic details within the Paleogene flysch deposits of the Tarcău facies. On this basis a geological map, very different from the previous ones has been obtained.

Within the Ciunget Digitation the Poiana Uzului Beds, the Ciunget Beds and the Plopă Beds were recognized and separated, followed by the Globigerina-bearing Marls and Oligocene deposits belonging to the bituminous facies with Kliwa Sandstone. Redefining the stratigraphic content of the Ciunget facies, admitting the presence of the Poiana Uzului Beds north of the Trotuș Valley, of the Plopă Beds and the Slaty Shales with Fierăstrău Sandstone in the Asău basin are the main stratigraphic contributions of our researches in this subunit of the Tarcău Nappe.

From a structural point of view the relationships between the above-mentioned digitations are shown, presenting at the same time their detail tectonics. Among other original contributions of this study, we also mention the recognition of certain transversal faults, some of them having important vertical displacements, accompanied or not by horizontal movements.

Acknowledgements. The authors of this paper have benefited greatly from recommendations, criticism and suggestions made by Mircea Săndulescu during the field work. In addition, we extend our thanks to Jana Ion, Emil Antonescu and Elena Bratu for permitting the use of their paleontological data.

References

- Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei marginale a flișului.. *Bul. Acad. R. P. Române*, VII, p. 1201-1223, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științ., 368 p., București.
- Micu M., Bratu E. (1982) Contribuții privind stratigrafia și structura pînzei de Tarcău din valea Tazlăului Mare. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI (1979), p. 203-212, București.
- (1985) East Carpathians Eocene-Oligocene Boundary Revisited: New Data on Calcareous Nannoplankton. *Proc. Rep. 15th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, III, p. 16-20, Krakow.
- , Tieleanu N., Andreescu L., Jipa D., Popescu A., Rădan S., Anghel S., Iva M., Căuș C. (1985) Geologia bazinului Comănești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/4 (1982), p. 187-208, București.
- , Gheță N. (1986) Eocene-Oligocene Boundary in Romania on Calcareous Nannoplankton. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4 (1983, 1984), p. 289-307, București.
- , Bratu E. (1987) Contributions to the Paleogene Stratigraphy of the Lower Course of the Asău River. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/4 (1985, 1986), p. 175-181, București.
- Olszewska B. (1985) Remarks concerning the Eocene-Oligocene Boundary in the Polish External Carpathians.



ans: Results of Foraminiferal Investigations. *Proc. Rep. 13th Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, I, p. 57-59, Krakow.
Săndulescu M., Săndulescu J., Kusko M. (1962) Structura geologică a părții de NW a munților Buzăului și a părții de SW a munților Vrancei. *D. S. Com. Geol.*, XLVIII (1960-1961), p. 121-140, București.

- , Săndulescu J. (1964) Aspecte stratigrafice și structurale ale flișului paleogen din regiunea Ghelința (Tg. Secuiesc). *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1961-1962), p. 93-104, București.

Received: January 26, 1989

Accepted: April 10, 1989

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

April 14, 1989.

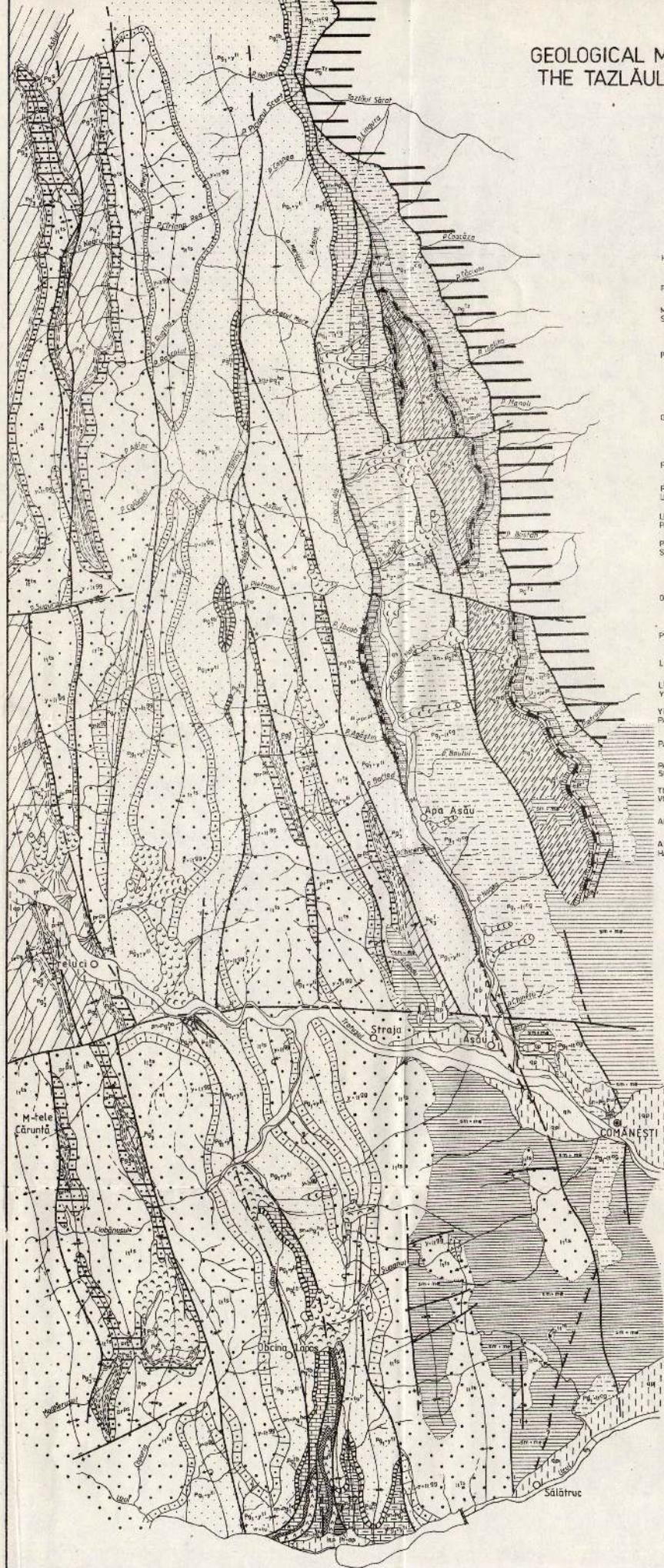


GEOLOGICAL MAP OF THE AREA BETWEEN
THE TAZLĂU SĂRAT AND UZU VALLEYS

0 1 2 km

LEGEND

	Present and subpresent alluvial deposits (a); colluvial deposits along streambed; prealluvial deposits - alluvial fans (c).
	Terrace deposits
	Undivided formations of the Comănești basin
	Tazlău Digitation
	Clunget Digitation
	Oligocene
	Priabonian
	Priabonian-Upper Lutetian
	Lutetian-Paleocene
	Paleocene-Senonian
	Oligocene
	Priabonian
	Lutetian
	Lutetian-Ypresian
	Paleocene-Senonian
	Turonian-Vraconian
	Albian
	Aptian-Hauterivian
	Torcău Sandstone Digitation
	Clunget Digitation
	Tazlău Digitation
	Oligocene
	Priabonian
	Lutetian
	Ypresian
	Paleocene-Senonian
	Turonian-Vraconian
	Albian
	Aptian-Hauterivian
	CONVENTIONAL SIGNS
	Geological boundary
	Lithological boundary
	Unconformity boundary
	Digitation
	Reversed fault
	Vertical and subvertical fault (a) - upfolding compartment
	Strike-slip fault
	Anticlinal axis (a) vertical, (b) overturned, (c) axial sinking
	Synclinal axis (a) vertical, (b) reversed, (c) axial raising
	Dam



155969

LA NAPPE INFRASÉVÉRINIENNE DES CARPATHES MÉRIDIONALES

Sergiu NĂSTĂSEANU

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Tectonic units. Nappes. Jurassic. Cretaceous. Anticlines. Windows. Klippen. Digitation. Tectonic wedges. Southern Carpathians.

Abstract: *The Infraseverin Nappe of the South Carpathians.* The weakly metamorphosed Mesozoic deposits of the South Carpathians Danubian Realm are referred to the Infraseverin Nappe. These deposits start with a Eojurassic terrigene formation, partly continental-lacustrine (Schela Formation and its equivalents), which contains anthracite, pyrophyllite and chloritoid; they continue with Middle Jurassic-Eocretaceous volcanosedimentary and/or carbonatic formations and with a terrigene formation in wildflysch facies, Late Cretaceous in age (Upper Turonian-Lower Senonian ?). The Infraseverin Unit is a cover nappe emplaced during the Late Austrian tectogenesis when it was unconformably overlain by the Upper Senonian molasse. It is situated at the top of the Danubian tectonic units and is overlain by the Severin and/or Getic nappes. The allochthonous location of the anthracite-bearing Liassic formation is favourable to the discovery of new zones of economic interest, especially below the outliers of the Severin and Getic nappes.

INTRODUCTION

L'évolution de la connaissance géologique le long des huits décennies depuis quand Murgoci (1905) a argumenté l'existence des charriages dans les Carpathes Méridionales (nappe gétique) a permis la découverte de la nappe infrasévérinienne.

Excepté la nappe gétique, Murgoci a tracé sur la carte géologique "Le Danube bleu", qui se trouve en manuscrit à l'Institut Polytechnique de Bucarest, un autre plan secondaire de chevauchement dans le cadre de "l'autochton" - celui placé au-dessous de la formation volcano-sédimentaire du sommet de Cozia (Corneșeva). Ultérieurement, ce contact tectonique a été utilisé pour distinguer la nappe d'Arjana (Codarcea, 1940) qui, dans l'interprétation actuelle, est reconnue comme une grande nappe de couverture qui recouvre l'aréal danubien.

Sous la dénomination de *la nappe infrasévérinienne* nous avons regroupé un certain nombre d'unités danubiennes comme par exemple: nappe d'Arjana (Codarcea, 1940; Boldur, Boldur in Răileanu et al., 1959; Gherasi, Hann, 1987, sous presse), la dupliciture de Căleanu (Morariu, Morariu, 1982), la nappe de Feneș-Arjana (Năstăseanu et al., 1988 a), la nappe (digitation) de Căleanu, la nappe (digitation) de Feneș (Iancu et al., 1987, sous presse), la nappe de Jiu (Iancu,

1986). Y sont inclus aussi certains dépôts mésozoïques qui montrent le même degré de métamorphisme caractérisé par la présence de l'illite, de la pyrophyllite, du chloritoïde et de l'anthracite, tels: la formation de Schela (Manolescu, 1937), la formation d'Oslea, l'horizon supérieur (Năstăseanu, 1973), la formation de Răstovanu (Stănoiu, 1982), la formation de Lăpușnic (Gherasi et al., 1986), ainsi que les dépôts mésozoïques développés sous le faciès de Feneș de la zone de Pre-sacina (Năstăseanu, 1979).

Dans cet ouvrage nous nous rapporterons surtout au contenu stratigraphique de la nappe, ainsi qu'à son aire d'extension dans les monts de Cerna, de Godeanu et de Tarcu. Nous devons mentionner aussi que le rassemblement des anciennes dénominations sous celle nouvelle ne signifie pas du tout l'équivalence des anciennes unités avec la nappe infrasévérinienne. Le contenu des anciennes unités a été partiellement assimilé ou a été complété, mais jamais repris sous la forme initiale. Par exemple de la nappe d'Arjana (Codarcea, 1940) on a exclus les dépôts appartenant, selon certaines opinions (Năstăseanu, 1979), à la formation de Wildflysch. Quant à la nappe de Jiu (Iancu, 1987), elle ne renferme pas tout l'horizon supérieur de la formation d'Oslea (Năstăseanu, 1973), respectivement la formation de Răstovanu (Stănoiu, 1982). Par conséquent, la scission de cet horizon et le fait de l'attribuer à deux



unités tectoniques différentes ne sont pas justifiés.

Quant au nom de la nappe (infrasévérinienne) nous avons eu, initialement, l'intention d'utiliser celui d'Arjana, mais nous avons renoncé pour des raisons dont nous mentionnons:

- sous la forme actuelle, on ajoute à la nappe des formations géologiques, en excluant d'autres considérées initialement dans la nappe d'Arjana;

- la nappe ne provient pas du nord de la zone de Sirinia et elle n'a pas un socle cristallin, comme le supposait Codarcea (1940);

- la multitude des variantes sous lesquelles on a présenté la nappe d'Arjana, ainsi que l'apparition de certaines unités équivalentes engendreraient des confusions;

- les anciennes dénominations, parmi lesquelles celle d'Arjana aussi, seront utilisées pour les lambeaux de recouvrement, les duplicatures et les écailles de l'unité récemment définie.

La distinction de la nappe infrasévérinienne a des grandes implications dans la manière d'interprétation de l'ensemble des Carpathes Méridionales, ainsi que dans la systématisation des unités danubiennes notamment.

1. CONTENU STRATIGRAPHIQUE

La nappe infrasévérinienne comporte seulement des dépôts mésozoïques affectés par un métamorphisme dynamique, mis en évidence aussi dans les monts de Cerna et Tarcu par la présence du chloritoïde, de la pyrophyllite et de l'anthracite (Năstăseanu, 1989 b), tel qu'on a signalé dans la formation de Schela des monts de Vilcan, Păring et Mehedinți (Manolescu, 1937; Stănoiu, 1982; Iancu, 1985; Gherasi et al., 1986; Berza et al., 1988 a).

Les dépôts mésozoïques proviennent d'une aire de sédimentation nommée "zone de Feneș", située tout proche du rift des Dacides externes, conformément au modèle imaginé par Săndulescu (1984), c'est à dire dans la partie la plus interne du domaine danubien, à l'est du fossé de Severin et, respectivement, à l'ouest de la zone de Sirinia. J'ai adopté la dénomination de "zone de Feneș" parce qu'elle a été déjà employée dans la littérature, étant en même temps plus liée à la zone principale d'affleurement de la nappe, aussi bien qu'au modèle paléogéographique susmentionné, et moins lié à la zone d'Arjana, employé par Codarcea (1940) dans son modèle paléogéographique.

La stratigraphie des dépôts constituant le corps de la nappe infrasévérinienne est étayée sur des données paléontologiques très pauvres. En échange, les faciès des dépôts, tout comme la position géométrique de quelques horizons lithologiques ont permis d'établir une lithostratigraphie satisfaisante. Ainsi, on a identifié des dépôts appartenant au Jurassique et au Crétacé.

1.1. Jurassique

Dans le cadre des dépôts jurassiques nous avons séparé deux formations distinctes mais qui s'interpénètrent à un certain niveau, fait qui rende difficile la représentation cartographique des unités stratigraphiques.

La suite des dépôts jurassiques débute par la formation terrigène inférieure, qui, dans sa tiers supérieure s'endente avec une formation volcanosédimentaire. La partie supérieure de la première formation s'entrepénètre avec la partie inférieure de la deuxième, sur un intervalle stratigraphique qui pourrait correspondre au Bajocien-Bathonien.

1.1.1. La formation terrigène inférieure (Eojurassique et Médiojurassique pro parte)

On a y séparé deux séquences lithostratigraphiques distinctes: le complexe gréso-conglomératique (inférieur) (Hettangien (?) - Sinémurien) et le complexe argilitique-siltique (supérieur) qui appartient au Pliensbachien-Bathonien.

Hettangien (?) - Sinémurien

Nous avons attribué à cet intervalle stratigraphique le complexe de roches détritiques grossières, gréso-conglomératiques surtout, avec lequel débute généralement le Jurassique des régions sud-carpathiques.

À la base du complexe gréso-conglomératique on peut distinguer quand il n'est pas laminé le long du plan de charriage, un membre (approximativement 50 m d'épaisseur), comportant des conglomérats grossiers riches en éléments de quartz blanc, bien roulés, englobés dans une matrice gréseuse composée de fragments fins de diverses roches et cimentés par un liant siliceux, dur. Ces sont les conglomérats de Căleanu Mic (Năstăseanu, in Conovici et al., 1988) ou ce qu'on a décrit dans d'autres zones de sédimentation (par exemple Presacina) comme niveau basal grossier du Lias inférieur (Năstăseanu, 1979). Grâce à ces aspects lithofaciaux particuliers nous attribuons aussi les métaconglomérats de Merila (Gherasi et al., 1986) au Hettangien (?) - Sinémurien, en les considérant comme l'équivalent de ceux de Căleanu Mic.

En continuité de sédimentation, au-dessus des conglomérats de base, suit un membre en grande partie gréseux (approximativement 50 m d'épaisseur) présentant des alternances de cycles ou rythmes qui débutent avec des conglomérats à éléments de quartz blanc bien roulé et continuent avec des microconglomérats et puis des grès siliceux. Parfois, les dépôts de ce membre peuvent être remplacés par des grès



quartzueux, qui constituent ainsi un horizon particulier (le "grès de Cuntu"), caractérisé par la massivité et la dureté des roches, ainsi que par un développement local (Cuntu-Căleanu).

Le dernier membre (épais de 50 m environ), qui achève le complexe inférieur, est constitué des grès argileux grisâtre-noirâtres à intercalations de siltites et argilites noirs comportant de rares niveaux de tufs basiques (par exemple la vallée de Cuntu, les rives de la vallée de Bistrița etc.) et d'anthracite (Riul Lung).

L'anthracite affleure dans des couches minces (5 à 40 cm) intercalées dans la partie terminale de la séquence. Le long d'un petit affluent de Riul Lung, vis-à-vis du confluent de celui-ci avec le ruisseau de Valea Rugilor, nous avons identifié trois intercalations d'anthracite séparées par des roches stériles à des épaisseurs de 3 à 5 m. Le degré élevé du métamorphisme du charbon est dû au phénomène de dynamométamorphisme subi par les dépôts éojurassiques de Schela et de Riul Lung, pendant le déplacement de la nappe infrasévérienne.

Le lithofaciès du complexe inférieur et notamment la présence des charbons et des impressions de plantes fossiles dans le tiers supérieur de celui-ci constituent des arguments soutenant les âges accordés. On mentionne aussi que les dépôts de charbons présents dans la majorité des aires de sédimentation jurassique des Carpathes Méridionales comportent une macro- et microfaune sinémuriennes typiques.

L'aire d'extension du complexe inférieur n'est pas uniforme, puisque l'épaisseur des dépôts est variable. Nous avons apprécié une épaisseur approximative de 150 m, mais celle-ci est très variable à cause de la tectonique. Ainsi, les dépôts décrits peuvent atteindre des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres, par cumulation de plusieurs écailles (les écailles situées le long des vallées de Muroniș, Cuntu, Bistra, Suculeț). Les mêmes dépôts peuvent affleurer sous forme de laines et boudines météries ou ils peuvent absenter comme suite d'une laminaison totale (par exemple Piatra Ilvei, la vallée d'Armeniș, Riul Lung, Riul Alb, Riul Rece) le long du plan de charriage de la nappe infrasévérienne. La variation de l'épaisseur est déterminée aussi par les conditions initiales de dépôt, étant donné que sur les seuils l'épaisseur des dépôts est inférieure par rapport à l'épaisseur des dépôts dans les fosses.

Le complexe gréso-conglomératique affleure aussi avec un développement continu, dès Riul Rece jusqu'aux sources de la vallée de Seastru et le sommet de Cleanțul Preluchii, ainsi que le long de la rive droite de la vallée d'Ohaba, en aval de Furca Obiței, jusqu'à la vallée d'Izvor (Cornereva).

Le long de la vallée de Riul Mare et entre la vallée de Lăpușnic et la vallée de Șes on trouve des microconglomérats et grès à anthracite (formation de Lăpușnic;

Gherasi et al., 1986; Berza, in Conovici et al., 1988) qui appartiennent au complexe inférieur.

Pliensbachien-Bathonien

En continuité de sédimentation les dépôts hetangien-sinémuriens sont recouverts par le complexe argilo-siltique (supérieur), épaise de 300 à 500 m approximativement, comportant principalement des méta-argilites et méta-siltites à chloritoïde. Ces dépôts constituent le lithofaciès profond de la zone de Feneș, bien représenté dans la partie médiane des vallées de Riul Lung, Riul Alb, Riul Rece, Armeniș, ainsi que le long des vallées de Camena Seacă, Zoina et Studena de Cornereva.

Le passage entre les dépôts du complexe inférieur à ceux du complexe supérieur est graduel, de manière que la limite entre les deux complexes se situe approximativement là où on considère que disparaissent les métagrès fins et commencent les métaargilites et/ou métasiltites noirs. En conséquence cette limite lithologique peut se superposer à celle stratigraphique ou peut différer de celle-ci.

À la base du complexe on remarque la présence de quelques concrétions ferrugineuses, rencontrées aussi dans d'autres zones sud-carpathiques comportant des dépôts éojurassiques, appartenant au niveau gréo-argileux à sféro-sidérites (épais de 5 à 10 m). Sa présence est signalée le long des vallées de Riul Lung, Riul Alb et Topla. À part sa base, le complexe supérieur est assez monotone lithologiquement; seulement les rares intrusions de roches magmatiques qui le percent, lui confèrent une certaine particularité en l'individualisant par rapport aux dépôts synchrones et semblables du point de vue lithofacial (couches d'Ohaba, Năstăseanu, 1979) appartenant à l'unité sous-jacente (nappe de Presacina). Il s'agit des corps de bostonites, oligophyres, kératophyres (Gherasi, Hann, 1987) et/ou dolérites alcalines, microsénites et trachytes (Russo-Săndulescu, in Năstăseanu et al., 1988 a, 1989 a). Ceux-ci apparaissent soit groupés dans des aires plus restreintes (par exemple la vallée de Topla; la vallée de Deavoia), soit disséminés dans des aires plus développées (Riul Rece, Riul Alb, Riul Lung etc.).

Les tufs basiques déjà signalés dans la partie supérieure du complexe inférieur deviennent plus fréquents. Ils annoncent d'un part, le début de l'activité volcanique, qui se développe probablement au niveau de l'Aalénien et, d'autre part, sont utilisés à coté des roches intrusives alcalines, comme repères de corrélation, des dépôts qui les renferment et comme des arguments pour soutenir l'attribution des dépôts hôte à la même unité paléogéographique et tectonique.

Nous mentionnons que même dans le cadre de ce complexe on peut constater certaines variations de faciès. Ainsi, dans les bassins des vallées de Bis-



tra, Șucu et Șuculeț l'épaisseur du complexe terrigen supérieur est inférieure à 100 m, le faciès est gréso-argileux et passe progressivement à un membre gréo-microconglomératique (grès quartzo-feldspathique de Căleanu Mare) qui achève la succession du complexe supérieur sous un faciès de profondeur réduite. Le grès de Căleanu Mare (Aalénien ?) passe progressivement à la formation volcano-sédimentaire. Au début les produits volcaniques sont sédimentés ou résédimentés dans des couches très minces, mais rapidement ils se constituent dans des bancs épais, fait qui facilite l'établissement de la limite entre la formation terrigène et celle volcanogène. On mentionne qu'il s'agit d'une limite lithologique et moins stratigraphique, ce qui explique les interpénétrations latérales de faciès entre les deux formations et, implicitement, la variation de l'épaisseur de celles-ci.

De grandes variations de faciès et condensations stratigraphiques sont observables aussi au nord-est et au nord-ouest du sommet de Tarcu, dans la vallée de Lăpușnic et la vallée d'Ilova, où la séquence argilito-siltique est mince et supporte des grès calcaires à entroques minces qui peuvent appartenir au Doggér.

Le complexe argilito-siltique à faciès profond passe aussi, progressivement, à la formation volcano-sédimentaire. Des affleurements où on peut constater les relations de continuité normale et de passage progressif entre le complexe argilito-siltique et les dépôts sous- et surjacents ont été rencontrés dans les nombreuses vallées des monts de Tarcu (les sources du ruisseau de Muroniș, vallée de Cuntu, vallée d'Armeniș, Valea Largă Mică, Ogașul Rău, affluent de Riu Alb etc.). Ces relations sont particulièrement claires, fait qui nous a déterminé de renoncer aux interprétations moins claires qui ont été supposé (Năstăseanu et al., 1988 a) sur les tributaires des ruisseaux Belareca et Riu Rece – monts de Cerna – où la formation volcano-sédimentaire a été considéré en position tectonique au-dessus du complexe argilo-siltique.

Dans le complexe argilito-siltique, le long des vallées de Riu Lung et de Riu Alb nous avons trouvé des restes de *Belminites parvulus* SCHLOT, mais plus intéressante est la faune de Cornereva (vallée de Cornerevinti) où a été déterminée une association pliensbachienne (*Pecten equivalvis* SOW., *Entolium liasinum* NYST., *Waldheimia numismalis* E.K. etc., Răileanu, in Răileanu et al., 1959). De Cornereva (vallée de Zoina) on cite aussi une ammonite (*Harpoceras* sp., Năstăseanu, 1979) qui serait un indice pour la présence du Toarcien. Des argilites noires de la vallée de Tarnița, affluent de Riu Alb, on a prélevé des possidoniens (Matsch Erika, information verbale) parmi lesquels on a reconnu l'espèce *Bositra buchi* ROEMERL mentionnée aussi dans un olistostrome de la vallée de Brădet-Cornereva (Năstăseanu, 1979). Les schistes

à possidoniens sont caractéristiques pour le Bathonien de toutes les zones de sédimentation des Carpathes Méridionales. A celles-ci correspond une partie des grès calcaires et les calcaires à entroques de la vallée de Lăpușnic et de la vallée d'Ilova qui représentent le faciès de faible profondeur du Doggér de la zone de Feneș.

1.1.2. La formation volcano-sédimentaire (Jurassique moyen-pro-partie Néojurassique)

Au-dessus de la formation terrigène inférieure et indentée en partie avec celle-ci repose en continuité de sédimentation une mégaséquence (200 à 500 m d'épaisseur environ) comportant principalement des roches volcanogènes ("tufs diabasiques variés", sensu Gherasi, 1937) et, en moindre partie, des roches terrigènes et carbonatées. C'est une formation volcano-sédimentaire constituée par une alternance de bancs métriques et décimétriques d'épiclastites et pyroclastites (agglomérats, brèches volcaniques et tufs) parmi lesquelles sont intercalés des écoulements minces de roches basiques, argilites, siltites noirs et surtout des lentilles de calcaires.

La formation volcano-sédimentaire de Cornereva (monts de Cozia) comporte des basaltes, spilites, bostonites, trachytes et kératophyres. Ces roches appartiennent à un volcanisme sous-marin d'arc insulaire ou intra-plaque (Savu et al., 1978). En parlant de la même région, Russo-Săndulescu (in Năstăseanu et al., 1988 a) soulignent la similitude remarquable entre les magmatites de la formation volcano-sédimentaire (roches basiques et felsiques) et les suites alcalines caractéristiques pour des zones de rift intracontinental.

A l'ouest et au sud des monts de Tarcu, la formation volcano-sédimentaire a été divisée en trois complexes (Russo-Săndulescu, Strusievic, in Conovici et al., 1988 et in Năstăseanu et al., 1989 a) qui, de la base vers la partie supérieure sont:

- le complexe de Piatra Dracilor, comportant des pyroclastites basiques, épiclastites, écoulements de basaltes et lentilles de calcaires stromatitiques;

- le complexe de Plaiul Vîrciorovei, englobant des grès et des conglomérats à éléments de roches trachytiques, des écoulements de basaltes et des corps de dolérites;

- le complexe d'Obișia Ruului Rece, constitué par des épiclastites trachytiques, tufs basiques, écoulements de basaltes et des intercalations de calcaires stromatitiques.

On doit mentionner que ces complexes ne représentent pas des unités stratigraphiques, mais des entités lithofaciiales qui peuvent alterner dans le sens vertical, ou se substituer une à l'autre dans le sens horizontal. La stratigraphie de la formation volcano-sédimentaire ne peut être réalisé qu'à l'aide des faunes



et dans ce sens nous avons déjà montré (Năstăseanu, 1979) que: à la base il y a des lentilles de calcaires à brachiopodes de type bajocien; celles-ci sont suivies par une grande masse de roches volcanogènes (pyroclastites, épiclastites et des écoulements basiques) qui s'interpénètrent avec la base des schistes à Posidonia, du Bathonien ou avec les grès calcaires à entroques ou les calcaires gréseux spatiques du Dogger (Piatra Illovi etc.). Le reste des roches volcanogènes comportent des ammonites, à Cornereva, qui indiquent le Callovien et l'Oxfordien supérieur. Nous avons précisé aussi qu'à partir de l'Oxfordien supérieur, l'apparition des calcaires à silex rouge (à l'est du sommet de Bodia et au sud du sommet d'Arjana) est accompagnée par la diminution des roches volcanogènes et le développement des roches carbonatées. Ainsi, les calcaires noduleux rouges ou verts à Saccomides - à l'est du sommet de Bodia (monts de Tarcu) et au sud du sommet d'Arjana (monts de Cerna) - qui appartiennent au Kimméridgien supérieur et au Tithonique inférieur ne comportent que des pellicules minces de tuffites verdâtres.

Il est possible que les calcaires de la zone de Lăpușnic soient néojurassiques et qu'ils appartiennent aussi à la nappe infrasévérénienne (Berza, in Conovici et al., 1988).

Les calcaires noduleux rouges sont recouverts, seulement à l'est du sommet de Bodia, par un membre strictement carbonaté (à une épaisseur de 30 m environ), qui pourrait appartenir au Tithonique supérieur. Donc, l'activité volcanique était déjà achevée dans l'aire de sédimentation de la zone de Feneș, avant la fin du Jurassique supérieur.

1.2. Crétacé

Même en absence des données paléontologiques, nous avons séparé, sur une aire très restreinte, des dépôts susceptibles d'être éocrétacés et sur une aire plus étendue des dépôts néocrétacés.

1.2.1. Crétacé inférieur

A l'est du sommet de Bodia, dans le cirque glaciaire, au-dessus des derniers calcaires du Jurassique supérieur repose, en concordance, une séquence (épaisse de 25 m environ) de marnocalcaires, argilites et siltites grisâtre-noirâtres. Entre les calcaires tithoniques et les dépôts de cette séquence existe une limite tranchante, mais on ne peut pas préciser s'il s'agit aussi de l'existence d'une lacune de sédimentation. Selon l'aspect lithofacial et la position des dépôts, supérieure aux calcaires néojurassiques, ceux-ci peuvent être attribués au Néocomien.

1.2.2. Crétacé supérieur

Les dépôts crétacé supérieurs de la région appartiennent à une formation terrigène (supérieure) ayant un faciès typique de Wildflysch (Sénonien inférieur ?), propre à la nappe infrasévérénienne et à un autre, de molasse (Sénonien supérieur) qui couvre les structures autrichiennes précoce et implicitement la partie frontale de la nappe.

La formation de Wildflysch

La séquence attribuée au Crétacé inférieur ou la formation volcano-sédimentaire sont recouvertes en discordance par une formation terrigène développée dans une faciès typique de Wildflysch. Cette formation débute par une séquence (épaisse de 30 m environ), comportant des conglomérats, microconglomérats et grès. Les conglomérats renferment beaucoup d'éléments bien roulés provenant de la formation volcano-sédimentaire et de rares éléments de quartz blanc. En continuité de sédimentation suit une mégaséquence (approximativement 200 m d'épaisseur), comportant des grès fins, siltes et de rares intercalations argilithiques, tous de couleur grisâtre-noirâtre et faiblement métamorphisés. L'aspect uniforme de ces dépôts est interrompu par la présence de quelques olistolites provenant soit des roches volcanogènes, soit de celles carbonatées appartenant à la formation volcano-sédimentaire. La présence des olistolites et les caractéristiques de la matrice de ceux-ci définissent le faciès de Wildflysch qui s'est formé dans les conditions paléogéographique réalisées par la tectogenèse autrichienne précoce dans l'aréal du domaine danubien (Năstăseanu, 1967). Les faciès de Wildflysch d'autres zones danubiennes ont été attribués au Turonien supérieur-Sénonien (Pop, 1973).

L'âge de la formation de Wildflysch a été considéré ultérieurement comme Sénonien inférieur (Năstăseanu, in Năstăseanu et al., 1988 a).

La formation de Wildflysch achève la suite des dépôts mésozoïques de la zone de Feneș, notamment ceux appartenant à la nappe infrasévérénienne.

Molasse post-autrichienne

Au-dessus des divers termes stratigraphiques de la nappe infrasévérénienne, ainsi qu'au dessus d'autres unités tectoniques sous-jacentes (nappe de Presacina) repose en discordance la molasse post-autrichienne représentée par une formation de Wildflysch paratylique (Năstăseanu, 1979), qui appartient probablement au Sénonien supérieur (?). Les dépôts de molasse comportent des olistolites et calcaires provenant de la formation volcano-sédimentaire, notamment les klippes de calcaires soupçonnées d'être rabotées par la nappe de flysch néocrétacé (Codarcea, 1940; Boldur, Boldur, in Răileanu et al., 1959).



ASPECTS STRUCTURAUX

2.1. Généralités

L'unité infrasévérinienne c'est la seconde nappe de couverture, de grande ampleur, des Carpates Méridionales. Son nom tient à souligner sa position à l'intérieur de l'édifice structural général sud-carpathique. Cette unité occupe la plus haute position dans la succession des nappes danubiennes. Elle est recouverte soit par la nappe de Severin (Codarcea, 1940), soit par la nappe géтиque (Murgoci, 1905) et recouvre, à son tour, toutes les autres unités danubiennes (nappe de Rîul Rece-Drencova, Baicu-Sirinia, Poiana Mărului, Presacina et l'unité de Mehedinți (voir Năstăseanu et al., 1989 b).

Dans ce nouveau contexte structural nous considérons que le schéma qui distingue des unités danubiennes supérieures et inférieures (Kräutner et al., 1981; Gherasi et al., 1986; Berza et al., 1988 a, b) ainsi que l'opinion sur l'unité de Mehedinți (Stănoiu, 1973) subiront d'importantes redéfinitions, étant donné que la formation de Schela – caractéristique pour la nappe infrasévérinienne – ne peut pas représenter un élément sédimentaire de plusieurs unités tectoniques, comme est considéré dans les travaux mentionnés ci-dessus. Il a existé déjà une tendance de considérer la formation de Schela comme une nappe qui couvre les autres unités danubiennes, quand on a signalé la nappe de Jiu (Iancu, 1986), nappe que cet auteur la rapprochait des unités immédiatement inférieures à la nappe géтиque de son schéma structural.

Dans un travail plus récent (Berza et al., 1988 b) la nappe de Jiu a été contestée, mais sans arguments convaincants. Sans justification également on a divisé en deux parties le complexe inférieur de la formation d'Oslea (Năstăseanu, 1973; Năstăseanu et al., 1978); une partie a été attribuée à la couverture mesozoïque de l'unité danubienne inférieure de Lainici et l'autre partie, considérée comme socle cristallin, a été attribuée à l'unité danubienne supérieure de Urdele. Le fait qu'un complexe de roches unitaire du point de vue lithostratigraphique et métamorphique, a été divisé en deux parties rattachées à des unités très différentes comme lithologie, stratigraphie et métamorphisme soulèvent beaucoup de questions sur la véracité des interprétations déjà élaborées et donc sur la viabilité du schéma structural proposé par Berza et al. (1988 a et 1988 b). Il est nécessaire aussi de mettre en discussion l'attribution des dépôts sénoniens (nappe infrasévérinienne) et de ceux néocomiens (nappe de Severin) situés le long de la vallée de Jiul de Vest, à la série précambrienne de Sebeș-Lotru (Berza et al., 1988 b). Parmis les considérations qu'on peut faire au sujet de cette interprétation nous considerons que:

- les dépôts sénonien inférieurs (?), même faiblement

métamorphisés, n'ont pas perdu leur aspect de roche sédimentaire, en plus ils conservent toutes les caractéristiques propres à une formation typique de Wildflysch (Năstăseanu, 1980) ne pouvant être pas confondus avec les micaschistes, les gneiss etc. du cristallin géтиque;

- les ophiolites de type Severin et les calcaires et calcaires gréseux de type Sinaia (le long des vallées de Căprișoara, Ungurului, Merișoara, Chiciurii etc.) représentent, incontestablement, des restes de la nappe de Severin. N'importe qu'elle soit l'interprétation donnée à ces dépôts ils doivent apparaître sur les cartes actuelles pour ne pas enregistrer un règnes par rapport à celles préexistantes.

Un autre problème qui a des implications régionales concerne l'interprétation très différente de certaines roches ophiolitiques situées au-dessous de la nappe géтиque et au-dessus de la nappe infrasévérinienne. Par exemple, le long de la vallée de Craiul, aux sources du ruisseau de Sebeș, on signale la présence de quelques ophiolites mésozoïques englobées comme olistolites dans les dépôts liasiques (Savu et al., 1986); dans les vallées des ruisseaux de Șucu et de Rîul Șes on signale la présence de certaines métapéridotites serpentiniées appartenant à la série de Zeicanî (Berza, in Conovici et al., 1988) et au-dessus de la formation de Brustur-Baicu de la vallée de Șucu on mentionne des olistolites de métaultrabasites (Paléozoïque inférieur – Iancu, Seghedi, in Conovici, 1988).

Des ophiolites appartenant au sillon de Severin, donc à la nappe de Severin, se trouvent sous forme de lambeaux au-dessous de la nappe géтиque, tant au-dessus des dépôts liasiques de la nappe infrasévérinienne, qu'au-dessus d'autres dépôts appartenant à d'autres unités inférieures à celle-ci. La discontinuité initiale de la nappe de Severin, ainsi que l'érosion avancée dans les fenêtres tectoniques ont éloigné la plupart des dépôts de la nappe; y ont resté par endroits les niveaux de base (ophiolites) qui ont été entraînés dans le remplissage de quelques plis synclinaux des formations du substratum, après la mise en place des nappes.

On n'a pas les arguments nécessaires pour interpréter les ophiolites comme des olistolites étant donné que le complexe métapélitique noir de la formation terrigène inférieure de la nappe infrasévérinienne n'a aucune caractéristique spécifique au faciès de Wildflysch, aussi la formation de Brustur. La liaison des ophiolites avec des amphibolites connues dans les séries métamorphiques n'est qu'une hypothèse, les affleurements des ophiolites étant plus fréquents, notamment là où manquent totalement les roches métamorphiques (Valea Craiului et ses affluents).

Nous allons faire une dernière référence à caractère général, concernant la fenêtre d'Olteana (Iancu et al., 1987), qui est infirmée par la liaison directe entre



la formation terrigène inférieure (complexe supérieur) et celle qui appartient vers le nord et l'ouest à la nappe infrasévériniennne. On soupçonne l'existence, vers le sud et l'est, de contacts tectoniques post-nappe, le long des failles inverses, qui permettent un faible chevauchement des dépôts paléozoïques de l'unité inférieure au-dessus des dépôts mésozoïques de la nappe infrasévériniennne. Quant à la nappe des conglomérats de Baicu, signalée d'abord par Kräutner et al. (1981), mais redéfinie par Iancu et al. (1987) et considérée préalpine, nous sommes d'accord avec l'opinion de Berza (information verbale), selon lequel la nappe serait alpine parce qu'elle recouvre la formation de Francu, crétacée inférieure (?).

2.2. Details structuraux

La nappe infrasévériniennne est mieux connue dans les monts de Cerna et de Tarcu où on a réalisé une carte géologique omogène (Năstăseanu, in Năstăseanu et al., 1989 b) en employant des données personnelles inédites et des données figurées sur la carte géologique à 1:50.000 (feuilles publiées ou manuscrits en cours d'impression). La corrélation des unités structurales inférieures par rapport à la nappe infrasévériniennne reste un problème que nous ne voulons pas encore aborder. La carte de compilation susmentionnée constitue un premier essai de réinterprétation de la structure d'ensemble des monts de Godeanu-Tarcu. Nous devons mentionner que l'ensemble des nappes connues dans la région, mis en place pendant les tectogenèses autrichienne et laramienne a été déformé dans des phases plus récentes de sorte qu'actuellement, les différentes unités du système sont plissées ensemble et affectées par des failles verticales ou à décrochements. Ainsi, dans la région en discussion, on remarque l'antiforme Riu Lung-Riu Rece à orientation nord-sud, limitée par deux grandes synformes, situées à l'est (Godeanu) et à l'ouest (Semenic) et qui renferment, dans leur zone axiale des formations appartenant à la nappe géétique. La nappe géétique de la synforme de Semenic recouvre la nappe infrasévériniennne qui, à Ilava plonge vers l'ouest sous la série de Sebeş-Lotru appartenant à l'unité de Semenic. Toutes ces unités sont recouvertes par la molasse néogène, post-laramienne, du couloir tectonique de Mehadia-Caransebeş. Quant à la synforme de Godeanu, celle-ci est bien délimitée dans les vallées de Şucu, Bistra et Lăpuşnicul Mare, où on observe clairement aussi les unités inférieures à la nappe infrasévériniennne, toutes inférieures au lambeau de recouvrement de Godeanu, appartenant à la nappe géétique.

2.2.1. L'antiforme de Riu Lung-Riu Rece

L'érosion avancée due aux ruisseaux qui descendent des monts de Cerna et Tarcu, vers l'ouest a déterminé l'affleurement dans plusieurs fenêtres, qui jalonnent la zone axiale de l'antiforme, des éléments inférieurs à la nappe infrasévériniennne. En même temps quelques lambeaux de recouvrement ont été conservés sur les flancs de l'antiforme. On en analysera seulement les plus importants, qui ont posé des problèmes, différemment solutionnés par les différents auteurs.

Fenêtres tectoniques

La fenêtre de Muroni, située dans la vallée du même nom, est mise en évidence par les affleurements constitués d'une formation métapélitique verdâtre, qui se ressemble jusqu'à s'identifier avec la formation dévonienne de la nappe de Riu Rece-Drencova (Năstăseanu et al., 1988 a, b). Elle supporte, sur les deux versants et en amont dans la vallée, des métapélites et métasiltites noires très tectonisées et à des fréquentes boudines de métagrès fins provenant du complexe supérieur de l'Eojurassique de la nappe infrasévériniennne. En aval par rapport à la fenêtre, les dépôts dévonien se trouvent en contact tectonique toujours avec ce complexe supérieur, mais cette fois-ci par l'intermédiaire d'une faille post-charriage, orientée NS, avec le compartiment oriental élevé par rapport à celui occidental. Cette petite fenêtre de Muroni représente l'affleurement le plus septentrional du Dévonien de la nappe de Riu Rece-Drencova. Ce fait peut suggérer la liaison avec la formation de Brustur, Paléozoïque moyen (Iancu et al., 1987), tant du point de vue paléogéographique, que structural, par l'appartenance à la même unité tectonique majeure.

La fenêtre de Valea Corbului se développe au sud de la fenêtre de Muroni, le long de la vallée de Riu Lung, entre la vallée de Valea Corbului au sud et la vallée de Cioara Mică au nord. Dans ce secteur les dépôts dévonien caractérisés par la fréquence élevée des bancs métriques de métaconglomérats grossiers en alternance avec des métagrès verdâtres, tuffitiques parfois, appartenant à la nappe de Riu Rece-Drencova, sont recouvertes tectoniquement par les dépôts mésozoïques de la zone de Feneş. Ces derniers sont bien représentés seulement dans la partie occidentale de la fenêtre où affleurent les deux complexes de la formation terrigène inférieure (Jurassique inférieur et Jurassique moyen pro parte) qui supporte, en continuité de sédimentation, par un passage progressif, la formation volcano-sédimentaire. Nous tenons à mentionner que c'est pour la première fois qu'un plan de charriage est admis à la base des dépôts éojurassiques de Riu Lung-Valea Ohaba-Valea Topla (Năstăseanu, in Năstăseanu et al., 1989 a, b). Dans les travaux

antérieurs (Boldur, Boldur, in Răileanu et al., 1959; Kräutner et al., 1981; Năstăseanu et al., 1988 a; Gherasi, Hann, 1987) on considérait que les dépôts mésozoïques des vallées de Rîul Lung, Rîul Alb et Rîul Rece débutent par des conglomérats liasiques disposés transgressivement au-dessus des formations plus anciennes. Vers l'est, sur le versant gauche de la vallée de Rîul Lung, la fenêtre est limitée par une faille verticale récente, le long de laquelle le compartiment occidental est élevé par rapport à celui oriental. Comme suite, les dépôts paléozoïques affleurant dans la fenêtre viennent en contact direct avec les dépôts pliensbachien-bathoniens (complexe supérieur) de la nappe infrasévrénienne. Nous devons préciser qu'à la différence des investigateurs antérieurs nous attribuons les dépôts paléozoïques au Dévonien étayés sur la similitude lithofaciale de ceux-ci avec ceux de Drencova, dont l'âge Dévonien a été prouvé paléontologiquement (Năstăseanu, Bițoianu, 1970).

La fenêtre de Rîul Alb-Valea Călina est située au sud de la précédente. À côté des dépôts dévoniens y affleurent aussi les formations métamorphiques sous-jacentes qui représentent les formations de socle de la nappe de Rîul Rece-Drencova. Les micaschistes et les plagiogneiss précambrien supérieurs du socle apparaissent aussi dans la petite fenêtre de la vallée de Bradu (affluent de la vallée de Călina). Les dépôts éojurassique-médiojurassiques pro parte, qui recouvrent les formations appartenant à la fenêtre de Rîul Alb-vallée de Călina sont parfois entièrement développés, avec les deux complexes, comme on observe sur le versant droit de la vallée de Călina où se détache un petit synclinal dans le cadre de la nappe infrasévrénienne; d'autres fois ils ont des développements incomplets dus à la lamination partielle du complexe inférieur (gréso-conglomératique), comme par exemple sur le versant gauche de la vallée de Călina, ou à la lamination totale de celui-ci, telle la vallée de Bradu où les dépôts du complexe supérieur de la formation terrigène inférieure (Pliensbachien-Bathonien) reposent directement sur les métamorphites du Précambrien supérieur.

La fenêtre de Deavaia-Rîul Rece-Valea Sevastru n'a plus un contour très net, comme celles situées plus au nord, étant donné que l'érosion a entamé plus profondément la nappe infrasévrénienne le long de la prolongation méridionale et occidentale de l'antiforme. Ainsi, au sud de Rîul Rece on rencontre seulement quelques lambeaux de recouvrement isolés, constitués de dépôts hettangien ?-sinémuriens. Le long du flanc oriental de l'antiforme, en dépit d'une série de complications tectoniques, la nappe infrasévrénienne se développe - constituée surtout du complexe gréso-conglomératique (Hettangien ?- Sinémurien) - dès la vallée de Rîul Rece, vers le sud jusqu'à la vallée de

Nijudinu, affluent de la vallée d'Ohaba (Cornereva), recouvrant la nappe de Rîul Rece-Drencova, la nappe de Baicu-Sirinia et celle de Presacina.

Dans une des plus récentes notes (Gherasi, Hann, 1987) les dépôts mésozoïques de la zone de Feneș (vallées de Craiul, Sebeș, Cuntu, Borlova, Ilava, Armeniș-Rîul Alb) sont attribués, sans aucune justification valable à des unités tectoniques différentes: nappe d'Arjana, unité de Muntele Mic et unité de Presacina. Pourtant une des contributions positives de ces auteurs est celle considérant que tous les affleurements de granites du type Muntele Mic, des vallées d'Ilava, Armeniș et Rîul Lung, appartiennent à des fenêtres.

Nous considérons que les granites et les métamorphites des fenêtres susmentionnées, qui peuvent appartenir à la même unité danubienne majeure que les dépôts de la fenêtre de la vallée de Corbu, sont recouvertes par des divers termes stratigraphiques de la nappe infrasévrénienne.

Lambeaux de recouvrement

Le lambeau d'Arjana est le mieux contourné, étant donné que la formation volcano-sédimentaire (Jurassique) qui renferme de grandes lentilles de calcaires repose directement au-dessus de la formation de Wildflysch (Sénonien inférieur ?) de la nappe de Presacina et supporte les grès d'Arjana (Sénonien supérieur ?) de la couverture post-autrichienne. Le lambeau reste suspendu sur le sommet d'Arjana et isolé du corps de la nappe infrasévrénienne qui se développe vers le nord, dans les vallées de Topla, Zoina, Studena, Ramna, Camena Seacă, Rîul Rece etc.

Le lambeau d'Arjana ne comporte donc pas à la base des dépôts liasiques épais, tel qu'on a considéré dans le cadre de la nappe d'Arjana de Codarcea (1940). La formation volcano-sédimentaire qui le caractérise n'appartient pas à des olistolites englobés dans les dépôts crétacé supérieurs, tel qu'on a antérieurement interprété (Năstăseanu, 1979), mais à un reste de la nappe infrasévrénienne qui recouvre la formation de Wildflysch de la nappe de Presacina sous-jacente.

Quant aux grès d'Arjana, considérés antérieurement (Codarcea, 1940) comme flysch néocrétacé allochton qui rabotait les klippes de calcaires, on a déjà mentionné que ceux-ci n'appartiennent pas à une nappe, mais ils recouvrent transversalement les dépôts plus anciens (Năstăseanu, 1967, 1979). En réalité ils représentent une molasse post-autrichienne où on trouve de grands olistolites de calcaires, provenant de la nappe infrasévrénienne. La présence de tels olistolites constitués de roches du même faciès et du même âge que ceux du lambeau d'Arjana, prouve le fait que celui-ci a été transporté avant la mise en place des nappes sur-jacentes (nappe de Severin et nappe gétique).

Les lambeaux de Șeu sunt deux petits restes de



la nappe infrasévériniennne suspendus sur le haut relief des deux versants de la vallée de Șucu. Ils comportent seulement des dépôts appartenant à la formation volcano-sédimentaire et ont été récemment signalés (Berza, in Conovici et al., 1988). Ces lambeaux recouvrent une formation de Wildflysch (Sénonien inférieur?), différente comme lithofaciès par rapport à la formation synchrone et métamorphosée de la nappe infrasévériniennne. Il s'agit de la formation de Wildflysch qui débute par les brèches de Șaua Scheiului (Năstăseanu, in Conovici et al., 1988) et recouvre transgressivement les congolmérats de Baicu qui appartiennent à une unité inférieure à la nappe infrasévériniennne.

Le lambeau de Lăpușnic comporte les congolmérats de Merila et le reste des dépôts mésozoïques surjacentes (formation de Lăpușnic, Gherasi et al., 1986). Il recouvre l'unité de Poiana Mărului et s'est déplacé de l'aire de seuil de la zone de Feneș, avant la mise en place des nappes sur-jacentes (nappe de Severin et nappe gétique) et non pas comme lambeau de rabotage à la base de la nappe gétique, tel qu'il a été soupçonné (Săndulescu, 1984).

Les lambeaux de Branu sont représentés par les roches carbonatés du versant gauche de la vallée de Lăpușnicul Mic, qui reposent sur la série de Zăicanî de la nappe de Poiana Mărului.

Les lambeaux de Jiu, en partie signalés antérieurement (nappe de Valea Jiului, Iancu, 1986), sont constitués par les dépôts de la formation de Schela et les calcaires surjacentes (Manolescu, 1937). Ils sont recouverts en discordance (Năstăseanu, 1980) par la formation de Wildflysch (Néocrétacé). En accord avec Strusievicz, Strusievicz (1986) et Berza et al., (1988 b) nous avons renoncé aux nouvelles dénominations accordées aux dépôts liassiques des monts de Vilcan et Pârning, étant donné que celles-ci se trouvent en synonymie avec la formation de Schela. L'érosion profonde de la vallée du ruisseau de Valea cu Pești met en évidence les dépôts de l'unité inférieure et divise la nappe infrasévériniennne en deux lambeaux, l'un occidental et l'autre oriental. Ce dernier est mieux développé et dépasse le confluent des vallées des Jiu. À l'ouest, aussi bien qu'à l'est de celui-ci on peut observer la tectonisation avancée du membre basal, surtout conglomératique, de la formation de Schela partialement boudiné et laminé au contact avec les formations sous-jacentes. À la différence de Stănoiu (1982) et Strusievicz (1986) nous considérons la formation de Schela comme allochtone.

Nous devons mentionner que dans la vallée de Jiu, à Lainici, aussi bien que dans la vallée de Schela existent aussi quelques lambeaux de recouvrement conservés seulement dans l'axe de certains plis synclinaux renversés, failles et partialement chevauchés

par les granites de l'unité danubienne sous-jacente, pendant les mouvements alpins tardifs. On peut soupçonner que ces mouvements sont dus à la phase styrienne tardive (?) dont les effets ont été aussi signalés dans la partie interne des Carpathes Méridionales (Năstăseanu, Maksimovici, 1983). Si on considère la formation de Schela des monts de Mehedinți comme allochtone, on arrive à une interprétation que nous considérons plus plausible concernant l'existence des deux faciès (le faciès de Valea Jiului et le faciès de Valea Motrului), des dépôts liasiques (Stănoiu, 1982), dans le sens qu'ils n'appartiennent pas à la même unité paléogéographique et tectonique (unité de Mehedinți-Retezat), comme on considérait antérieurement (Stănoiu, 1973).

Digitations et écailles

La digitation de Drăganu a été délimitée par le chevauchement tracé par Boldur et Boldur (in Răileanu et al., 1959), entre les dépôts du complexe gréo-conglomératique (inférieur) et ceux du complexe argilito-siltique (supérieur), c'est à dire dans le cadre de la formation terrigène inférieure de la nappe infrasévériniennne. Les auteurs susmentionnés considéraient que ce chevauchement représente le charriage de la "nappe d'Arjana" le long duquel les dépôts du Jurassique inférieur de l'"autochton" - l'anticlinal de Măgura (Riul Lung-Riul Recé) - étaient recouvertes par chevauchement par les dépôts jurassique-néocrétacés. On considérait aussi que la formation volcano-sédimentaire chevauchait le flanc occidental de l'"anticlinal" de Măgura. Ainsi, y apparaissaient des fenêtres (Deavaia etc.) confirmées en partie (Gherasi, Hamm, 1987) ou infirmées en totalité par cette note.

Suivant l'interprétation actuelle le charriage de la vallée de Drăganu se continue vers le sud jusqu'à la vallée de Riul Alb seulement. Dans le versant gauche de celui-ci, au confluent avec la vallée de Băbălaia il est recouvert par la transgression des dépôts sénoniens supérieurs. Au nord de la vallée de Drăganu le chevauchement peut être encore suivi, mais sur une petite distance puisque une faille post-nappe, orientée NS, le remplace mettant en contact le complexe argilito-siltique et celui gréo-conglomératique. C'est la même faille qui marque la limite occidentale de la fenêtre de Muroniu.

Les écailles de Cuntu se développent sur la crête située entre les vallées de Cuntu et de Muroniu. Là on constate la répétition plus de trois fois des conglomérats de Căleanu Mic et du grès de Cuntu, fait qui détermine l'épaisseur exagérée du complexe gréo-conglomératique (Hettangien ?-Sinémurien). Vers l'est, les écailles sont laminées à la base du charriage de manière que dans la vallée de Bistrița l'horizon gréo-conglomératique affleure sous forme de boudines le long de la limite entre les dépôts paléozoïques de l'unité



sous-jacente et la formation volcano-sédimentaire de la nappe infrasévérinienne.

Les écailles de Căleanu sont situés sur la crête de Căleanu Mic-Căleanu Mare, entre la vallée de Bistrița et la vallée de Șucu, où les dépôts de la formation terrigène inférieure sont épaisse ou amincis tectoniquement et supportent normalement, par un passage gradué, les dépôts de la formation volcano-sédimentaire. Le plan de charriage situé à la base des dépôts mésozoïques des vallées de Bistra et de Șucu a été signalé dans une note antérieure (Iancu et al., 1987) où les auteurs séparent une nappe (digitation) de Căleanu et une nappe (digitation) de Feneș. La première unité comportait seulement la formation terrigène inférieure, la deuxième, la formation volcano-sédimentaire. Nous avons montré que la formation volcano-sédimentaire débute dans le Jurassique inférieur par les niveaux à tuffites basiques. Il s'ensuit qu'on ne peut pas attribuer à des nappes différentes les dépôts de la même formation. La limite entre la formation terrigène inférieure et celle volcano-sédimentaire est marquée parfois par des glissements et des boulinages, mais tant qu'il n'y a pas des répétitions des membres stratigraphiques, telles connues dans la digitation de Drăganu, la distinction de la digitation de Feneș n'est pas justifiée. Nous devons mentionner qu'il est nécessaire d'admettre, dans certains secteurs, qu'une lamination sur place, sans décollement, des roches situées à la limite entre la formation volcano-sédimentaire et celle terrigène inférieure.

Les écailles de Riu Mare sont mis en évidence par la répétition, le long des plans de chevauchement, de quelques membres stratigraphiques des dépôts mésozoïques du lambeau de Lăpușnic.

IMPLICATIONS ÉCONOMIQUES

La grande diffusion de la nappe infrasévérinienne dans les Carpathes Méridionales implique l'existence de nouvelles zones à accumulations d'anthracite. Cette affirmation est soutenue de la présence des trois intercalations d'anthracite du tiers supérieur des dépôts hettangien-sinémuriens situés le long du ruisseau de Riu Lung (village de Plopă).

L'analyse chimique d'un échantillon d'anthracite prélevé de l'affleurement de la rive gauche de la vallée du ruisseau de Riu Lung, vis-à-vis du confluent de celle-ci avec la vallée de Valea Rugilor, a indiqué les suivantes caractéristiques: 34,02% cendre à l'anhydrite (Aanh); 4927 kcal/kg pouvoir calorifique inférieur à l'épreuve initiale (Q_1^i); 2,71% humidité hygroscopique (Wh); 64% de la matière organique et 36% de la matière anorganique. La qualité de l'anthracite de Riu Lung est identique à celle de l'anthracite de Schela-Gorj, selon l'opinion du chimiste qui a effectué l'analyse (Iancu I., information verbale).

Etant donnée la qualité particulièrement bonne de l'anthracite analysé, on doit prendre en considération aussi la quantité. Les intercalations signalées sont minces (5 à 40 cm) mais très nombreuses sur une épaisseur stratigraphique réduite. Ainsi, elles peuvent être interprétées comme digitations des couches plus épaisses. Les occurrences stratiformes indiquent les conditions de début de l'accumulation, conservation et transformation de la matière organique sur des surfaces très étendues dans le cadre de l'aire de sédimentation éocourassique. Le degré élevé du métamorphisme des charbons correspondrait au métamorphisme des roches-mère qui ont subi un dynamo-métamorphisme pendant la mise en place de la nappe infrasévérinienne.

En englobant dans la nappe infrasévérinienne tous les dépôts liasiques anchimétamorphiques des Carpathes Méridionales – formation de Schela et ses équivalents, on a ouvert de larges perspectives pour l'identification de nouvelles zones à accumulations d'anthracites. Celles-ci peuvent être situées dans les aires d'affleurement des dépôts hettangien(?)–sinémuriens, ainsi que dans les zones recouvertes par la nappe géétique et/ou la nappe de Severin. Dans une zone si étendue il y a beaucoup de chances de découvrir, par des prospections géologiques et géophysiques, des secteurs d'intérêt économique, au moins d'une importance similaire à celui de Schela-Gorj.

BIBLIOGRAPHIE

- Berza T., Seghedi A., Stănoiu I. (1988 a) Unitățile danubiene din partea estică a munților Retezat (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985), p. 5-22, București.
- Seghedi A., Drăgăneșcu A. (1988 b) Unitățile danubiene din versantul nordic al munților Vîlcan (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985), p. 23-41, București.
- Codarcea AI. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mchedinți. *An. Inst. Geol.*, 20 (1936), p. 1-74, București.
- Conovici M., Bercia I., Berza T., Iancu V., Russo-Săndulescu D., Năstăseanu S., Săbău G., Strusievicz O., Seghedi A., Negrea E., Tatăr M. (1988) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000, macheta foii Godeanu, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Gherasi N. (1937) Étude géologique dans les monts Godeanu et Tarcu. *An. Inst. Geol. Rom.*, 18, p. 1-78, București.
- Berza T., Seghedi A., Stepan M., Iancu V. (1986) Structura geologică a părții nordice a masivului Godeanu (Carpații Meridionali). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1983), p. 63-85, București.
- Hann H. (1987) Structura și petrografia regiunii de la vest de munțele Tarcu (Banatul de est). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/5, București.



- Iancu V. (1986) Unités structurales supragéétiques et infragéétiques de la partie ouest des Carpathes Méridionales. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/5 (1986), p. 109-127, Bucureşti.
- , Seghedi A., Mărănciu M., Strusievicz O. (1986) Formația de Brustur din domeniul danubian intern în contextul structural de ansamblu. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/5, Bucureşti.
- Kräutner H. G., Năstăseanu S., Berza T., Stănoiu I., Iancu V. (1981) Metamorphosed Paleozoic in the Carpathians and its Relations with the Pre-Paleozoic Basement. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 12-th Congr.*, Inst. Geol. Geofiz., 116 p., Bucureşti.
- Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol.*, 18, p. 79-172, Bucureşti.
- Morariu D., Morariu A. (1982) A New Structural Model of the Tarcu-Riul Mare Region (Tarcu, Petreanu, Godeanu, Retezat Massifs). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 67/5 (1981), p. 95-108, Bucureşti.
- Murgoci M. G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales. *C. R. Acad. Paris* (31, VII, 1905), *Bul. Soc. St.*, (1907), 16, p. 50-52, Bucureşti.
- Năstăseanu S. (1967) Cretacicul superior din Valea Cernei și date noi privind tectonica munților Cernei (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, 53/1 (1966), p. 402-411, Bucureşti.
- , Bițoianu C. (1970) Devonianul de la Drencova (Banat). *D. S. Inst. Geol.*, 56/4 (1969), p. 19-27, Bucureşti.
- (1973) Notă preliminară privind palcozoicul anchimetamorfic (formația de Oslea) din Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, 49/4, p. 71-84, Bucureşti.
- , Morariu D., Visarion A. (1978) Metamorphosed Paleozoic Formations from the Central Part of the Southern Carpathians. *Rev. roum. géol., géophys. géogr.*, 22, p. 53-60, Bucureşti.
- (1979) Géologie des Monts Cerna. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 54 (1977), p. 153-280, Bucureşti.
- (1980) New Images Regarding the Alpine Overthrusts from the Southern Carpathians. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 65 (1977), p. 109-127, Bucureşti.
- , Bercia I., Iancu V., Vlad S., Hărțopanu I. (1981) The Structure of the South Carpathians (Mehedinți-Banat Area). *Carp.-Balk. Geol. Assoc. 12-th Congr.*, Inst. Geol. Geofiz., 100 p., Bucureşti.
- , Maksimović B. (1983) La corrélation des unités structurales alpines de la partie interne des Carpathes Méridionales de Roumanie et de Yougoslavie. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 60 (1981), p. 169-176, Bucureşti.
- , Iancu V., Russo-Săndulescu D., Bercia I., Savu H., Mărănciu M., Rusu A., Bercia E. (1985) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000, macheta foii Cornereava, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.
- , Iancu V., Russo-Săndulescu D. (1988 a) Schema preliminară a unităților structurale din bazinile văilor Belareca și Riul Rece. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985), p. 171-179, Bucureşti.
- , Popescu II., Negrea E. (1988 b) Alpine Structural Units in the Almaj Mountains. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/5 (1985), p. 161-168, Bucureşti.
- , Bercia I., Cristescu Tr., Roșca V., Văjdea V., Stănică D. (1989 b) Program de lucrări geologice și geofizice în munții Godeanu-Tarcu, cu propuneri de foraj de referință pentru cărbuni. Fondul geologic, Inst. Geol. Geofiz., Bucureşti.
- Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din munții Vilcan. Edit. Acad. R. S. România, 155 p., Bucureşti.
- Savu H., Năstăseanu S., Lupu M., Nicolae I. (1978) Ophiolites and Sedimentary Formations in South Apuseni and Southern Carpathians. *Guidebook for the Field Works, (2.1., 2.2. groups Com. Probl. IX)*, 43 p., Bucureşti.
- , Hann II., Udrescu C., Neacșu V. (1986) Ultramafic Rocks Olistoliths from the Jurassic Formations on the Craiu Valley (Muntele Mic); Petrology and Geochemistry. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1 (1983-1984), p. 171-182, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1984) Geotectonica României. Edit. tehn., 336 p., Bucureşti.
- Stănoiu I. (1973) Zona Mehedinți-Retezat: o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol.*, 49/5 (1972), p. 127-171, Bucureşti.
- (1982) Prezența unor fosile mezozoice și a unor cărbuni (metaantracit) în săturile cristaline ale "Grupului Tulisa" pe versantul nordic al munților Vilcan și Parâng. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 67/3 (1980), p. 141-165, Bucureşti.
- Strusievicz O., Strusievicz E. (1986) Contribuții la stratigrafia formației de Oslea între Valea de Pești și Valea Tusu (Munții Vilcan). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/4 (1984), p. 51-61, Bucureşti.

Received: May 4, 1989

Accepted: May 4, 1989

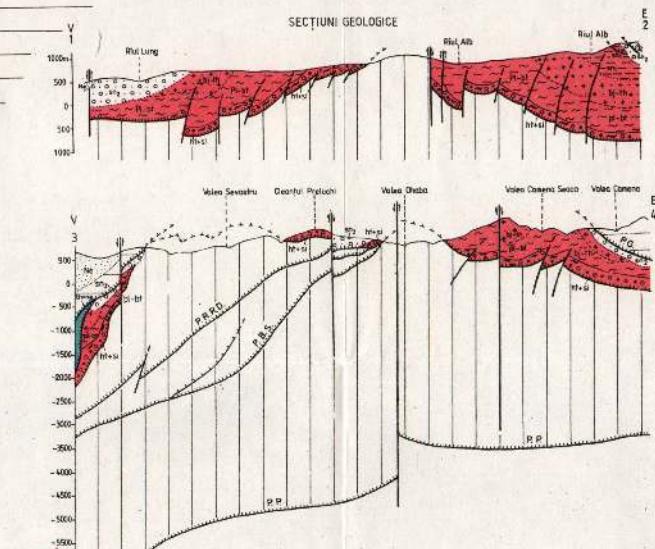
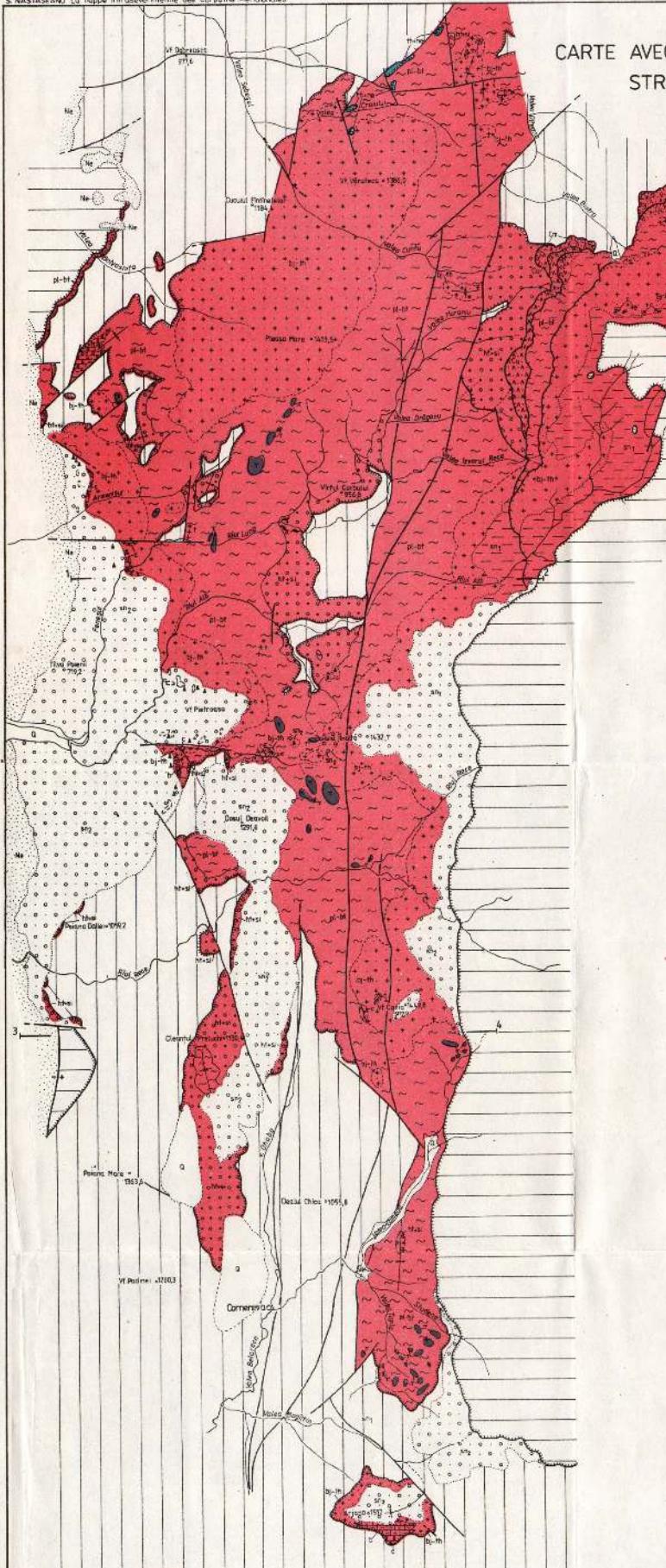
Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 5, 1989



S. NĂSTĂSEANU
CARTE AVEC LA NAPPE INFRASÉVRINNIENNE DANS LE COMPLEXE
STRUCTURAL DES MONTS CERNA-GODEANU-TARCU

0 1 2 Km



LÉGENDE

QUATERNAIRE	0	Dépôts holocènes et plioholocènes
MOLASSE POST-LARAMIENNE		
NÉOÏDÉ	1	Conglomérats, grès, sables
NAPPE GETIQUE (P.G.)		
PÉCAMSHERIEN SUPÉRIEUR A	2	Série de Sebeș-Lăpuș
NAPPE DE SEVERIN (P.S.)		
NÉOCOMIEN + JURASSIQUE SUPÉRIEUR	3	Ophiolites
MOLASSE POST-AUTRICHIENNE		
SÉNOVIEN SUPÉRIEUR (?)	4	Wildflysch polytypique, conglomérats à calcaires, grès et argiles (couche à <i>Ammonia</i>)
UNITES DANUBIENNES		
NAPPE INFRASÉVRINNIENNE (P.H.)		
SÉNOVIEN INFÉRIEUR	5	Formation ferrigène supérieure Wildflysch argilite-siltite & dolomite (a)
NÉOCOMIEN	6	Calcaires recristallisés, marécocarbones, argillites et stiltites
TITHONIQUE - BAJOIER	7	Formation carbonatée-sédimentaire (b), pyroclastiques et roches basiques (c), formation corallienne (c')
BATHONIEN - PIENSBACHEN	8	Formation ferrigène inférieure
SINÉMIUREN + HETTANGIEN (?)	9	Complexe métapsophétique-pyromagmatique près de Cundu (d) et cendriennes de Cundu (e)
UNITES SOUSJACENTES		
	10	Nappe de Riu Raco-Dragoș (PPRD); Nappe de Riu Vișeu (PSF) et Nappe de Preșova (PFI)

155969

GRES DE BENIA – POSITION TECTONIQUE, ÂGE ET CONSIDÉRATIONS PALEOGÉOGRAPHIQUES (CARPATHES ORIENTALES)

Mircea SĂNDULESCU, Emanuel ANTONESCU

Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.

Theodor NEAGU

Facultatea de Geologie și Geofizică. B-dul Nicolae Bălcescu 1, București.

Emil PLATON

Institutul de Geologie și Geofizică. Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Nappes. Digitation. Tectonic wedges. Flysch. Sedimentary basins. Paleo-geography. Age. East Carpathians – External Flysch Zone – Obcina Mare Mountains.

Abstract: *The Benia Sandstone – Tectonic Setting, Age and Paleogeographic Comments (East Carpathians).* The Benia Sandstone (sandy fluxoturbiditic flysch) is developed in the inner subunit (Benia Digitation) of the Audia Nappe. Following the palinological and micropaleontological assemblages the Benia Sandstone is of Santonian (and Lower Campanian?) age, being heterochronous with respect to the Prisaca Sandstone (similar sandy flysch of Maastrichtian-Lutetian age) developed in the outer subunit (Prisaca Digitation) of the same nappe. The paleogeographic-palinspastic picture for Santonian in the Flysch Zone shows that the Benia Sandstone depositional area is surrounded by pelagic lithofacies.

Dans la nappe d'Audia, en Bucovine, on peut distinguer deux sous-unités: celle externe représentée par la digitation de Prisaca (Ionesi, 1971) et celle interne que nous distinguons sous le nom de digitation de Benia, suivant le nom des grès massifs qui y sont développés. Les successions lithostratigraphiques des deux digitations sont semblables mais en partie, hétérochronnes. On y peut reconnaître la série des schistes noirs crétacé inférieur, suivie d'une séquence à prédominance pélitique, vraconien-turonienne (Alexandrescu, Săndulescu, 1973; Ion et al., sous presse) dans la digitation interne et vraconien-maestrichtienne dans la digitation externe (Săndulescu et al., 1990). Les successions sont couronnées par des séquences gréseuses. Dans la digitation de Prisaca le grès portant le même nom débute au Maestrichtien supérieur et monte jusqu'au Lutétien (Ionesi, 1971; Săndulescu et al., 1990). La séquence griseuse de la digitation interne fait l'objet de cette note.

Position structurale

Pour les dépôts gréseux, massifs, qui représentent les plus jeunes formations de la nappe d'Audia dans les

Carpathes Orientales roumains, ont été utilisées des différentes dénominations comme: grès de Tomnatec (Athanasiu, 1913, données nonpubl.), grès de Prisaca (Băncilă, 1958), ainsi que celle de grès de Prisaca-Siriu (Băncilă, 1958) ou grès de Prisaca-Tomnatec (Ionesi, 1971). La dénomination de grès de Prisaca a été gardée pour le flysch fluxoturbiditique, caractérisant la digitation externe de la nappe d'Audia (Săndulescu et al., 1990). Ces derniers auteurs ont supposé que dans la digitation interne le flysch gréseux est plus ancien et ont suggéré qu'il faut y employer une dénomination différente. Nos recherches ont arrivé à confirmer ce point de vue. Nous adoptons la dénomination de grès de Benia pour le flysch griséux qui représente les plus jeunes formations de la digitation interne de la nappe d'Audia, en Bucovine. Pour garder les mêmes critères de nomenclature, la digitation interne est désignée sous le nom de digitation de Benia, comme celle externe est nommée suivant le grès de Prisaca.

Dans les Carpathes Orientales ucrainiennes la digitation de Prisaca correspond à la digitation de Skupova et celle de Benia à la digitation de Ialovitchor, la nappe d'Audia étant le correspondant de la nappe de Cernahora (Săndulescu, 1981) (fig. 1).



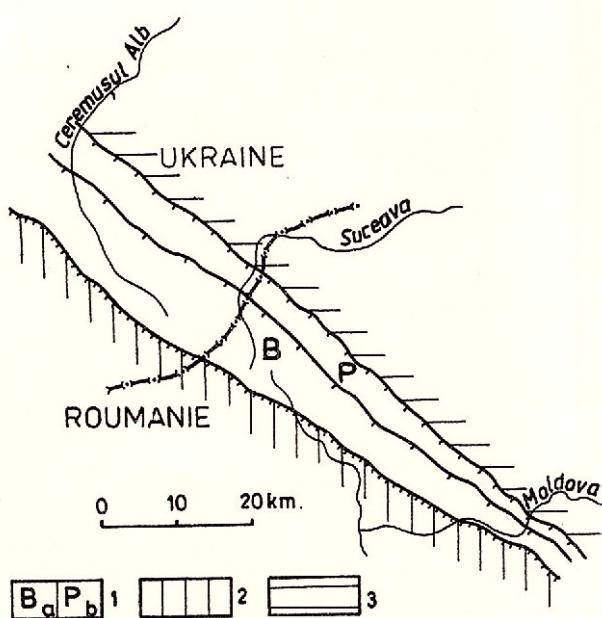


Fig. 1. Esquisse tectonique de corrélation entre les nappes d'Audia et de Czernachora. 1, nappe d'Audia (=nappe de Czernachora); a, digitation de Benia (=digitation de Jalovitchor); b, digitation de Prisaca (=digitation de Skupova); 2, nappe du Flysch Courbicoarté; 3, nappe de Tarcău.

Le grès de Benia affleure dans trois écailles de la digitation du même nom (fig. 2) le long des ruisseaux de Benia, Sulița à l'est de la localité de Izvoarele Sucevei, ainsi que le long des tributaires de la rivière de Suceava.

Âge

Le long de la vallée de Benia, dans deux écailles successives comportant du grès de Benia, ont été exécutés des échantillonnages dans les intercalations pélítiques de ceux-ci.

L'association micropaléontologique qui y a été trouvée est homogène et comporte les espèces: *Bathisiphon brosgei* TAPPAN, *Rhabdammina* sp., *Dendrophyra excelsa* GRZYBOWSKI, *Psammosphaera fusca* SCHULZS, *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Hormosina ovulum* GEROCH, *Paratrochamminoides irregularis* WHITE, *Haplophragmoides herbichi* NEAGU, *Thalmannamina meandertornata* NEAGU & TOCORJESCU, *Thalmannamina recurvoidiformis* NEAGU & TOCORJESCU, *Plectina coniformis* GEROCH en association, ainsi que des fragments appartenant avec certitude à la sous-espèce *Hormosina ovulum gigantea* GEROCH.

Les espèces de *Thalmannamina* susmentionnées, indiquent le Turonien supérieur, mais les fragments de *Hormosina ovulum gigantea* nous déterminent d'attribuer les niveaux étudiés à l'intervalle Turonien-Santonien, tout au plus jusqu'à la base du Campanien.

L'association palynologique trouvée dans le grès de Benia est également homogène. Elle renferme des dinoflagellés, moins nombreux que la microflore continentale, étant représentée surtout par le pollen du groupe *Normapolles* PFLUG, 1953.

Les dinoflagellés identifiés sont: *Alterbia* sp., *Chatangiella* sp., (espèce sans cingulum, à periarachaeopyle de type I "omegaform" et endoarchaeopyle de type 31 - archaeopyle de type I/31), *Isabelidium cf. microarmatum* (MC INTYRE) LENTIN & WILLIAMS, 1977, *Odontochitina operculata* (O. WETZEL) DEFLANDRE & COOKSON, 1955, *Spiniferites* sp., *Dinogymnum* spp. (espèces non identifiées).

La microflore continentale comporte: *Oculopollis orbicularis* GÓCZÁN, 1964?, *Oculopollis* cf. *aestheticus* WEYLAND & KRIEGER, 1953, *Oculopollis* cf. *orbicularis* GÓCZÁN, 1964?, *Oculopollis* cf. *extensus* WEYLAND & KRIEGER, 1953, *Oculopollis* spp. (espèces non identifiées), *Kriegeripollenites hemiperfектus* (PFLUG) KEDVES & HERNGREEN, 1980, *Kriegeripollenites* spp. (espèces non identifiées), *Trudopollis* sp. cf. *T. cf. parrotudens* PFLUG, 1953, *Trudopollis* spp., *Suemeghipollis triangularis* GÓCZÁN, 1964, *Semioculopollis minutus* W. KR. & PACLTOVA, dans GÓCZÁN et al., 1967, *Hofkeripollenites* spp., *Complexiopollis* cf. *funiculus* TSCHUDY, 1973, *Complexiopollis* sp., *Pseudoduplicapollis endocuspis* TSCHUDY, 1975, *Pseudoduplicapollis* sp., *Plicapollis* sp., *Subtriporopollenites* sp., *Interporopollenites* sp., *Normapolles* (divers types non identifiés), *Liliacidites* sp.

Beaucoup de genres et d'espèces trouvés dans l'association n'ont pas été identifiés jusqu'à présent. Pourtant l'âge indiqué par l'association est fort probablement compris dans l'intervalle Santonien-Campanien inférieur. En effet, la présence du Coniacien est exclue à cause du: (1) manque des *Vacuopollis*, *Emscheripollis*, *Atlantopollis*, *Megatriopollis*, qui, avec les *Complexiopollis* forment le palynosaciès du Coniacien de la Dépression Gétique (à macrofaune, coupes de Codric-Cheia-Olănești et Vasi-latu), qui est en étude (Antonescu in Jana Ion et al., 1987, données nonpubl.) et (2) la présence de *Suemeghipollis triangularis* qui débute au Santonien. Le Maestrichtien et le Campanien supérieur sont également à éliminer, les dinoflagellés et le pollen caractéristiques de ces étages (*Ceratiopsis diebeli* (ALBERTI) VOZZHENNIKOVA, 1967, *Dinogymnum euclaense* COOK & EIS., 1970, *Pseudopapilopollis praecuberculatus* (GÓCZÁN) GÓCZÁN, 1964, manquant également de l'association. Il semble que la présence, très rare, du genre *Subtriporopollenites*, qui débute en Roumanie au Campanien supérieur et de *Isabelidinium cf. microarmatum* (espèce conférée seulement, ayant une répartition du Campanien au Maestrichtien), font possible la présence, au moins, du Campanien inférieur.

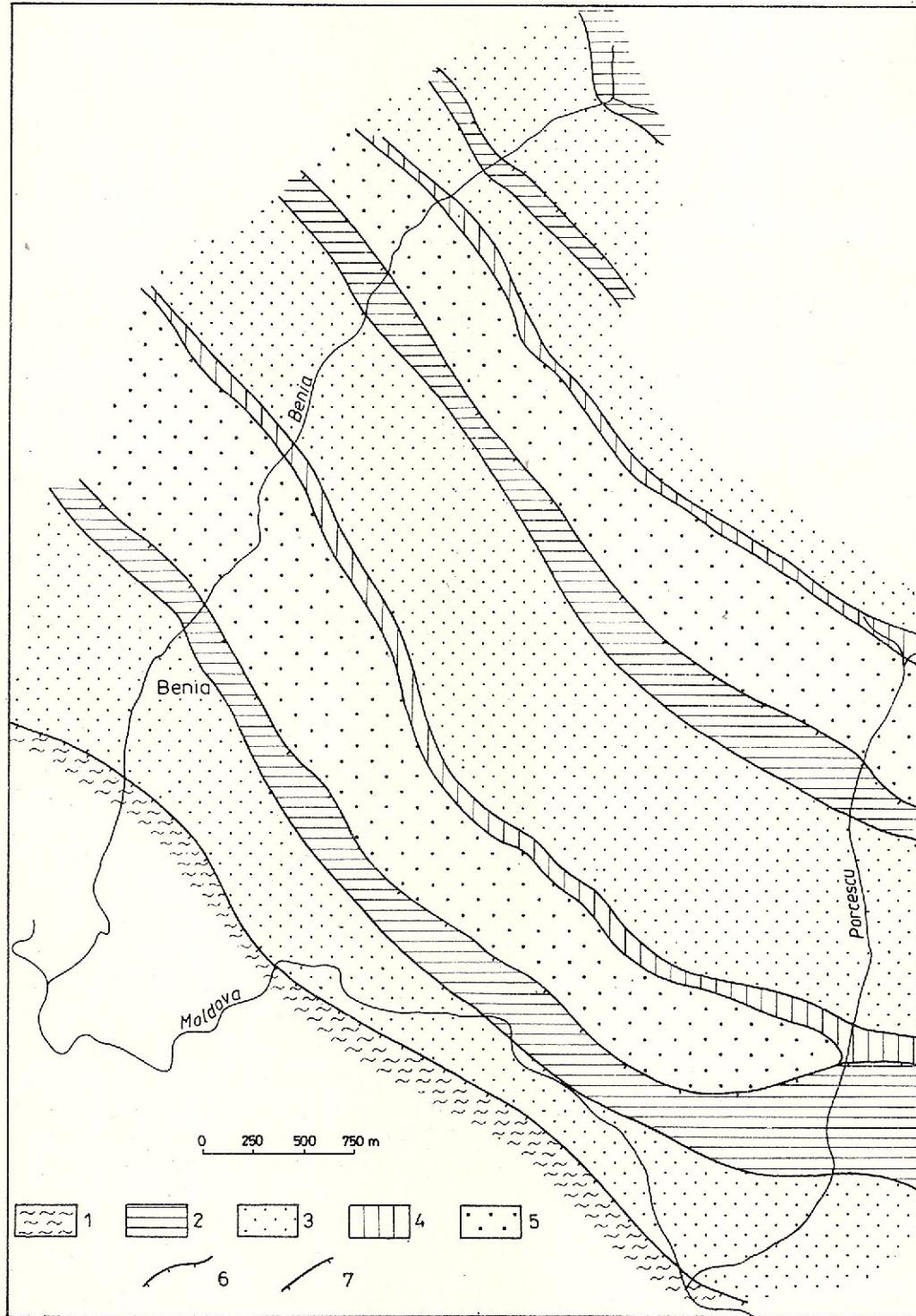


Fig. 2 Esquisse géologique de la région de Benia. Nappe d'Andia: 1, formation schisteuse; 2, grès siliceux glauconieux; 3, argiles barriolés et tulites; 4, grès de Benia, nappe du Flysch Courbicortical; 5, série du Flysch Courbicortical.

dans l'association.

La microflore identifiée dans le grès de Benia indique donc l'intervalle stratigraphique compris entre le Santonien et le Caenpanien inférieur, sans pouvoir faire plus de précisions.

En comparant les données obtenues par la microfaune et la microflore, le grès de Benia peut être considéré d'âge sénonien inférieur (Santonien). Étant limité à sa partie supérieure par des contacts tectoniques, il n'est pas exclu que le grès de Benia monte

dans d'autres régions jusqu'au Sénonien supérieur et même jusqu'au Paléocène, tenant compte du fait que, même dans les coupes étudiées le Campanien inférieur peut être déjà présent.

Considérations paléogéographiques

Nous allons examiner, dans un cadre plus général, la paléogéographie du Sénonien inférieur dans la nappe d'Audia, mais aussi dans les unités plus externes et plus internes que celle-ci, notamment les nappes de Tarcău et des plis marginaux (extérieur) et la nappe du Flysch Courbicortical (intérieur).

Suivant les corrélations qu'on peut faire au niveau du Sénonien inférieur dans les nappes d'Audia, de Tarcău et des plis marginaux (fig. 3), au nord de la vallée de Bistrița, on arrive à réaliser que:

- le seul lithofaciès de flysch (gréseux fluxoturbiditique) y est représenté par le grès de Benia, qui a la position la plus interne et une source de matériel clastique située vers l'ouest;

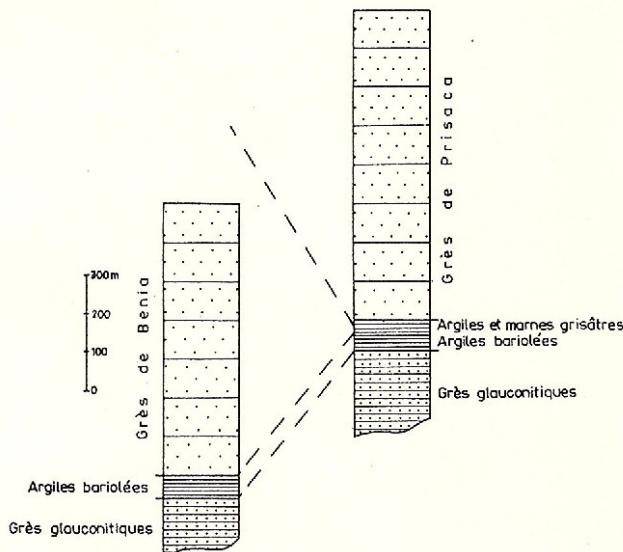


Fig. 3 Corrélation des successions stratigraphiques des digitations de Benia et de Prisaca.

- à l'extérieur de celui-ci se développent des lithofaciès pélagiques représentés par des marnes silteuses sombres (Ionesi et al., 1967, données nonpubl.; Săndulescu et al., 1990) dans la digitation de Prisaca, ou par des marnocalcaires (la partie supérieure des couches de Lupchianu = marnocalcaires bariolés, Ion et al., sous presse) dans la nappe de Tarcău;

- les lithofaciès pélagiques sont pratiquement dépourvus d'apports clastiques;
- le plus externe lithofaciès de la nappe des plis marginaux, les couches de Lepșa, à marnocalcaires et

grès, est le seul qui reçoit du détritus provenant de l'avant-pays, marqué par les clastes de "schistes verts".

On arrive ainsi à pouvoir reconstituer un bassin palinspastique de sédimentation (fig. 4) dont la plus grande partie est caractérisée par des dépôts pélagiques et seulement sur les deux bords, surtout celle interne, par des apports détritiques.

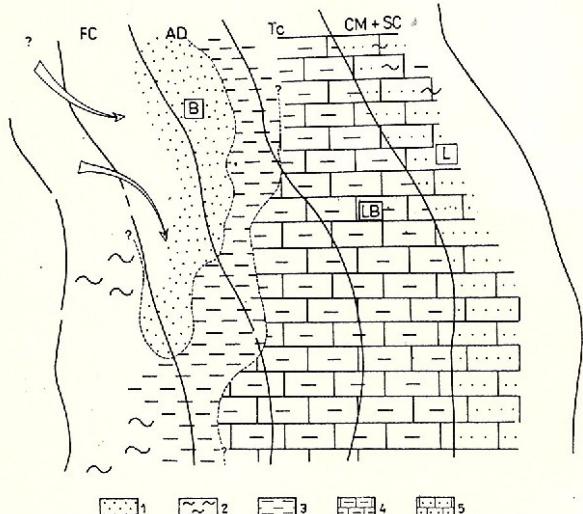


Fig. 4 Esquisse paléogéographique-palinspastique du Sénonien inférieur (Santonien) dans la partie septentrionale des Carpathes Orientales roumaines. 1, flysch fluxoturbiditique (grès de Benia-B); 2, faciès à couches rouges; 3, faciès argilo-marneux; 4, faciès marnocalcaire (formations de Lupchianu et de BotăLB, faciès marnocalcaire-detritique (formation de Lepșa-L); FC, nappe du Flysch Courbicortical; AD, nappe d'Audia; Tc, nappe de Tarcău; CM et SC, nappes des plis marginaux et Subcarpathique.

Dans les unités plus internes que la nappe d'Audia et sur la transversale de la Bucovine (dans la zone de flysch) on ne connaît pas des formations sénonien inférieures. Il faut se rapporter aux régions situées au sud de la vallée de Bistrița (massif de Ceahlău) pour trouver au-dessus de la série du Flysch Courbicortical (qui monte jusqu'au Cénomanien - Antonescu, Săndulescu, 1984) un flysch gréseux (grès de Neagra Mică) (Săndulescu, 1990) dont l'âge touronien est prouvé par des données palynologiques (Antonescu - données inédites), mais qu'on peut supposer aussi d'âge sénonien inférieur (par des corrélations régionales). L'absence de ce flysch gréseux dans la nappe du flysch courbicortical, en Bucovine, peut être expliquée par l'érosion. Si on accepte cette hypothèse et on accepte également que le flysch gréseux monte jusqu'au Sénonien inférieur, on trouvera un équivalent interne arénitique du grès de Benia. Ainsi, la source du matériel arénitique serait plus interne que la zone de sédimentation de la nappe du Flysch Courbicortical dans la zone cristallino-mésozoïque déjà structurée au Crétacé moyen, plus probablement dans la cordillère

périmoldavienne (Săndulescu, 1984), pas encore recouverte par le charriage de la nappe de Ceahlău (intra-Sénonien supérieur). Il faut préciser que ce modèle n'est pas valable au sud de la vallée de Bicaz où les lithofaciès du Sénonien inférieur présents dans la nappe du Flysch Courbicortical sont différents.

La proximité entre les lithofaciès arénitique (grès de Benia) et pélagique (marnes sombres) dans la nappe d'Audia, sans transitions intermédiaires, peut éventuellement constituer un argument pour l'importance du chévauchement de la digitation de Benia par rapport à celle de Prisaca. Du point de vue paléogéographique (palinspastique), ce passage, qu'on suppose brusque, d'une sédimentation fluxoturbiditique à une sédimentation pélagique peut être expliqué éventuellement par :

- le transport longitudinal du matériel arénitique;
- la position élevée de la zone de sédimentation pélagique par rapport à la fosse subsidente du flysch gréseux (gardant des profondeurs assez accusées);
- la disparition tectonique des faciès de transition.

Bibliographie

Antonescu E., Săndulescu M. (1985) Quelques données palynologiques concernant la nappe du Flysch Courbicortical de la vallée du Trotuș (Carpathes Orientales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX, 4, p. 77-87, București.

- Alexandrescu Gr., Săndulescu J. (1973) Asupra vîrstei argilelor vărgate din pînza șisturilor negre (Audia) din valea Moldovei (Carpații Orientali). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geol.*, 18, 2, p. 397-407, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Edit. Științ., 367 p., București.
- Ion J., Antonescu E., Alexandrescu Gr. (sous presse) Contribuții privind stratigrafia Cretacicului superior și Paleocenului din sectorul nordic al pînzei de Tarcău. *Rom. J. Stratigr.*, București.
- Ionesi L. (1971) Flișul Paleogen din bazinul văii Moldovei. Edit. Acad. R. S. România, 200 p., București.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVII, 3, p. 299-358, Paris.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. Géol. Géophys.*, LV, p. 5-54, București.
- (1984) Geotectonica României. Edit. Tehn., 336 p., București.
- (1990) Le flysch crétacé de la zone du mont Ceahlău et du bassin du Bicaz. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/4, p. 31-44, București.
- , Antonescu E., Bratu El. (1990) Contributions à la connaissance de l'âge de grès de Prisaca (nappe d'Audia - Carpathes Orientales). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 74/4, p. 45-54, București.

Received: May 16, 1989

Accepted: May 17, 1989

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics:

May 26, 1989



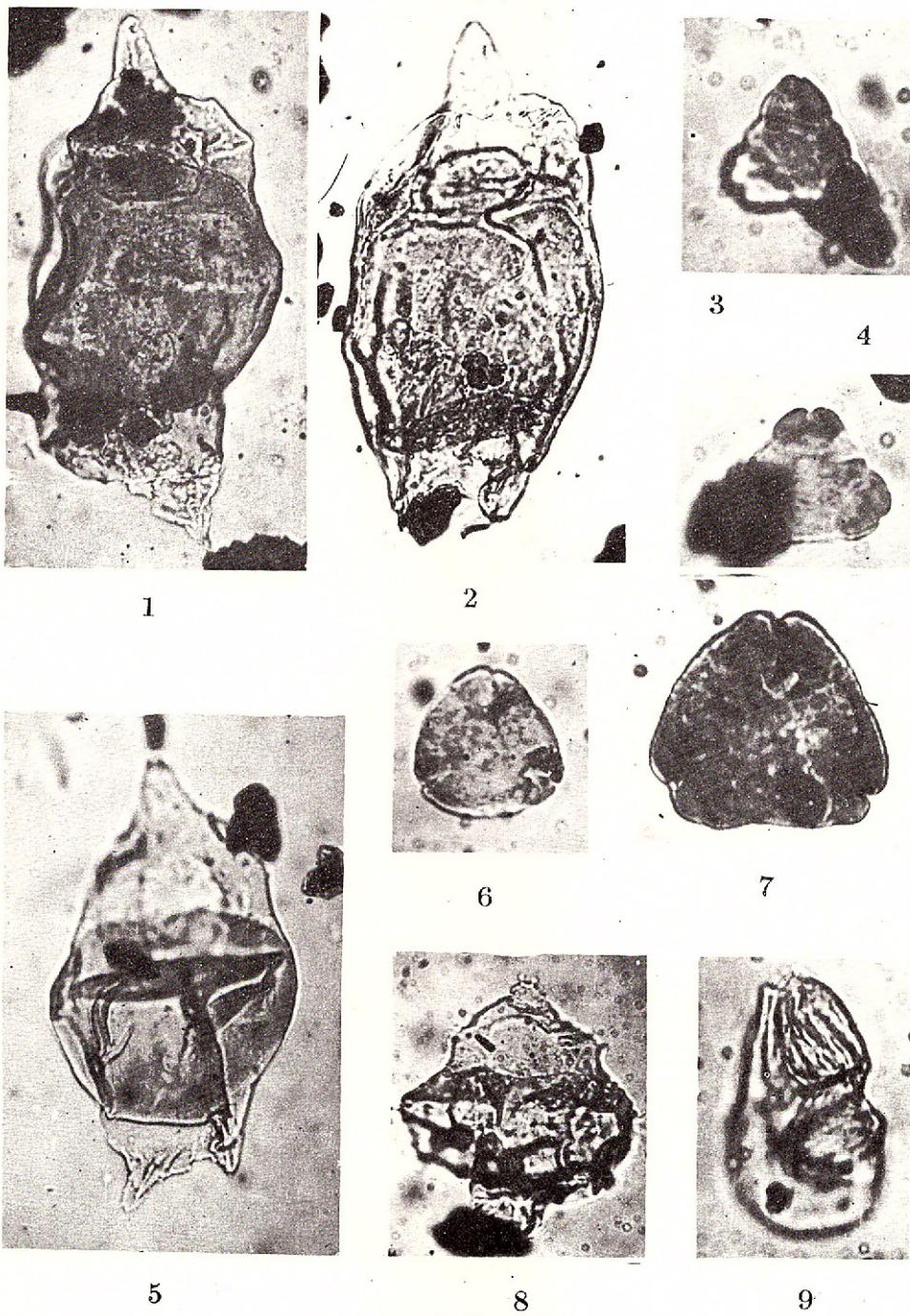


Planche I

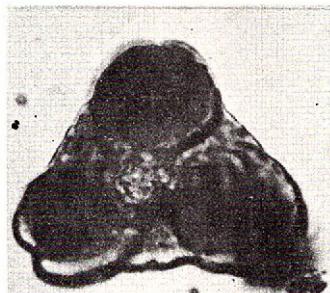
Eléments de la microflore du Grès de Benia.
Santonien - Campanien inférieur

- Fig. 1 - *Chatangiella* sp. A. (Espèce sans cingulum et avec archaeopyle de type I/3I).
Lame 3A208/6; 124,9/60,1; 140 μ ; f. 3A47.
- Fig. 2 - *Chatangiella* sp. A. (Espèce sans cingulum et avec archaeopyle de type I/3I).
Lame 3A208/101; 118,8/45; 132 μ ; f. 3A46.
- Fig. 3 - *Suemeghipollis triangularis* GÓCZÁN, 1964.
Lame 3A47/6; 114/56,9; 18 μ ; f. 3A47.
- Fig. 4 - *Suemeghipollis triangularis* GÓCZÁN, 1964.
Lame 3A198/107; 114,2/55,4; 20 μ ; f. 3A47.
- Fig. 5 - *Isabelidinium* cf. *microarmum* McINTYRE) LENTIN & WILLIAMS, 1977.
Lame 3A198/4; 117,1/49; 118 μ ; f. 3A47.
- Fig. 6 - *Hofkeripollenites* sp.
Lame 3A198/103; 116/52,5; 20 μ ; f. 3A48.
- Fig. 7 - *Kriegeripollenites hemiperfектus* (PFLUG) KEDVES & HERNGREEN, 1980.
Lame 3A198/104; 123,8/41,7; 33 μ ; f. 3A47.
- Fig. 8 - *Isabelidinium* cf. *microarmum* (McINTYRE) LENTIN & WILLIAMS, 1977 (exemplaire déformé).
Lame 3A198/103; 114,5/43,8; 23 μ ; f. 3A47.
- Fig. 9 - *Dinogymnium* sp.
Lame 3A208/103; 120,9/54; 38 μ ; f. 3A48.





1



2



3



4



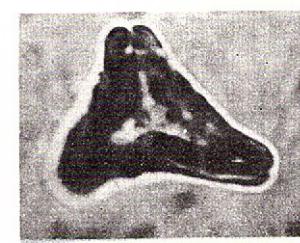
5



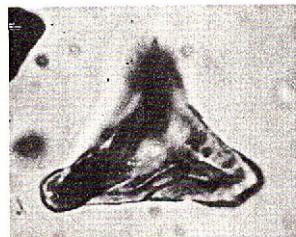
6



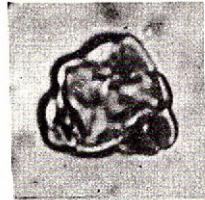
7



8



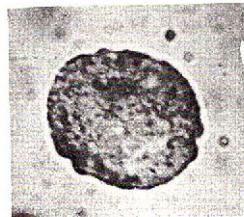
9



10



11



12

Planchie II

Eléments de la microflore du Grès de Benia.
Santonien - Campanien inférieur

- Fig. 1 - *Oculopollis* sp.
Lame 3A 208/101; 114,2/51,5; 28 μ ; f. 3A48.
- Fig. 2 - *Oculopollis* cf. *extensus* WEYLAND & KRIEGER, 1953.
Lame 3A 198/4; 124,5/52; 30 μ ; f. 3A48.
- Fig. 3 - *Semioculopollis minutus* W. KR. & PACLOVA, 1967.
Lame 3A 208/102; 113,9/57,9; 18 μ ; f. 3A48.
- Fig. 4 - *Oculopollis orbicularis* GÓCZÁN, 1964.
Lame 3A 198/103; 107,2/56,5; 28 μ ; f. 3A47.
- Fig. 5 - *Hofkeripollenites* sp.
Lame 3A 198/10; 112/60,2; 35 μ ; f. 3A48.
- Fig. 6 - *Kriegeripollenites* sp.
Lame 3A 198/103; 127/59,5; 21 μ ; f. 3A48.
- Fig. 7 - *Hofkeripollenites* sp.
Lame 3A 198/10; 112/60,2; 35 μ ; f. 3A48.
- Fig. 8 - *Complexiopollis* sp.
Lame 3A 208/103; 122/64,5; 27 μ ; f. 3A48.
- Fig. 9 - *Complexiopollis* cf. *funiculus* TSCHUDY, 1973.
Lame 3A 208/101; 126,1/58,8; 28 μ ; f. 3A48.
- Fig. 10 - *Pseudoplicapollenis endocuspis* TSCHUDY, 1975.
Lame 3A 208/102; 124/58,2; 18 μ ; f. 3A48.
- Fig. 11 - *Plicapollenis* sp.
Lame 3A 198/103; 112/47,2; 18 μ ; f. 3A48.
- Fig. 12 - *Subtriporopollenites* sp.
Lame 3A 198/4; 124,5/52; 28 μ ; f. 3A48.



REMARKS UPON THE CLEAVAGE OF SEDIMENTARY DEPOSITS IN THE BASINS OF THE FINIŞ AND ŞEASA VALLEYS – THE CODRU-MOMA MTS (NORTHERN APUSENI MTS)

Mihai ȘTEFĂNESCU, Stefana PANIN, Camelia TOMESCU

Institutul de Geologie și Geofizică, Str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Key words: Sedimentary rocks. Triassic. Neocomian. Cleavage. Apuseni Mountains – Northern Apuseni Mountains – Codru-Moma Mountains.

Abstract: In the area between Crișul Negru River and Șeasa Valley the Middle Triassic-Neocomian deposits (especially the ones containing more pelites) are frequently affected by cleavage. The present paper mainly aims at describing the ways the cleavage develops as against the stratification planes, the rock type, the cleavage variation from one layer to another, as well as a brief analysis of the relationships between the position of the cleavage and the structure of the area.

INTRODUCTION

Most Middle-Neocomian Triassic deposits that crop out between Crișul Negru and Șeasa Valley present secondary cleavage planes. The cleavage is more intense and, therefore, more visible, in formations containing a higher quantity of pelitic rocks of different competence. Consequently, our remarks have been centred upon these formations, namely the Rosia Formation (Anisian-Norian), the Codru Formation (Norian), the Carpathian Keuper Formation (Rhaetian), the Pontu Formation (Rhaetian-Pliensbachian) and the Valea Mare Formation (Oxfordian-Neocomian). The used map, as well as the stratigraphical data correspond to those in the published papers (Bleahu et al., 1981, 1984; Ștefănescu et al., 1985).

In the outcrops of these formations both the primary stratification planes and the secondary mechanic ones of the cleavage are visible, thus being possible to examine the spatial relations between them.

We have made this paper in a descriptive manner because we consider that the pointing out of some of these relations in deposits that remained in an early stage of physical transformations could be interesting for the analysis of more intensely metamorphosed rocks too. We mention that our attempts at interpretation, based on the papers by Ramsay (1967), Siddans (1972), Ramsay and Huber (1983), Hobbes et al. (1976), have a preliminary character.

PRIMARY DATA AND THEIR INTERPRETATION

Within the study area, all types of rocks display secondary planes of discontinuity, which we will mark by an " S_1 ", different from the primary stratification, marked by an " S_0 ". As the cleavage is more frequent and obvious in the pelitic rocks and more rarely, in arenite and carbonate ones, measurements were carried out especially on the rocks of the Carpathian (Rhaetian) Keuper Formation in the Armanu and Șeasa units, as well as on those of the Valea Mare Formation (Oxfordian-Neocomian) representing their common cover.

For the sake of systematization we shall examine the obtained data separately, according to the parameters taken into account.

1. Position of the cleavage in one layer

The direction of the cleavage generally varies from outcrop to outcrop, possibly being parallel to that of the layer or making different angles with it.

In order to obtain images as true to reality as possible, the examination of the attitude of the cleavage trace has been especially in outcrops whose surfaces have a position close to a perpendicular plane on that of the cleavage.

Comparing the dipping of the cleavage in a layer with that in the neighbouring layers, one can find that



this is not always the same, but it varies from one layer to another according to the rock type.

Simply by examining the outcrops one can notice that, irrespective of the relationships between the direction of the layers and that of the cleavage, the dipping of its trace presents two different aspects:

- it is constant along the whole thickness of the layer (Fig. 1a);

- it is variable within one and the same layer (Fig. 1b); in this case the variation may be simple (Fig. 1b) or double (Fig. 1c).



Fig. 1 Variation of the cleavage deviation in the layer.

a, constant variation; b, simple variation; c, double variation.

2. The variation of the cleavage according to the rock type

Comparing the dipping of the cleavage trace in a certain layer with that of the neighbouring layers one can notice that usually, it is not constant, but it varies from one layer to another according to the rock type. Even more, not only the dipping, but also the direction of the cleavage varies from one layer to another. In order to be sure (to the extent that can be possible) that the mentioned variations are generated by an effort with a unique orientation, at least in one given point, the analysis of these relationships was individually made for each outcrop.

The constant dipping of the cleavage is found in the layers of rocks having the same composition along their entire thickness, be they sandstones, marls (the Valea Mare Formation) or limestones (the Valea Mare Formation, the Carpathian Keuper Formation, the Roșia Formation). It is worth mentioning that the value of the angle varies too, being higher in limestones and sandstones or lower in pelites.

The variable bending can be exemplified, in the first place, by the well-known changing of the cleavage banding in graded sandstones (Fig. 2a). Thus, some sandstones in the Valea Mare Formation present a cleavage with large dipping at the basis of sandstones and smaller, towards the upper part of the layer; as the grain size decreases and the quantity of clayey matrix increases. In this case the manner in which the cleavage is disposed can be used also as a criterion of establishing the polarity of a sequence.

One can notice a similar situation also in the case of certain marl layers in the Valea Mare Formation. In the case of these rocks the value of the dipping angle

decreases from the lower part of the layer to the upper part, as it is enriched in clay.

In both mentioned cases, the changing of the dipping angle is usually accompanied by the changing of its direction. We mention that the changing of the cleavage direction is usually done by deviation towards the direction of the stratification having values between 10° and 30° (Fig. 3B).

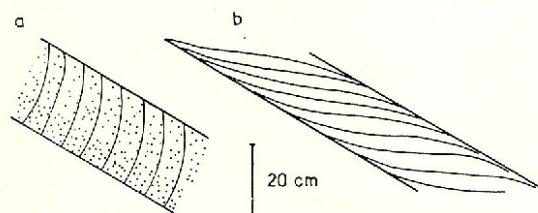


Fig. 2 Variation of the cleavage according to the rock type.

a, graded sandstone (Valea Mare Formation, Finiș Valley); b, dolomitic limestone (Carpathian Keuper Formation, Șeasa Valley).

More unusual aspects have been remarked in certain red marly limestones and white-yellowish dolomite limestones in the Keuper Formation. These rocks have a symmetrical chemical composition, having a maximum enrichment of carbonates in the central part of the layer, a fact that causes the angle of the cleavage bending to be smaller at the upper and lower parts than at the central part of the layer (Fig. 2b, 3C). A similar geometrical effect can exist also in an oblique plane against the S_1 direction, resulted from the variation of the apparent bending (Fig. 4d).

It is here the case to point out that in rocks with a similar composition there was no marked changing of the cleavage dipping according to the thickness of the layers (Fig. 3A).

3. The cleavage variation from one layer to another

The succession of the layers with different attitudes of the cleavage lead to the appearance of certain particular aspects (Fig. 4).

Thus, in the outcrops more or less perpendicular to the cleavage direction, in the rocks with a constant composition for every layer there takes place the phenomenon known in the geological literature as the refraction of cleavage schistosity (Fig. 4a). It was recognized especially in the deposits of the Valea Mare Formation.

Only in one case, namely in the Valea Mare Formation that crops out in the road on the left side of the Pontu valley, it was possible to recognize typical mullion structures (Fig. 4b), identical with those figured by Ramsay (1967, Fig. 7-46).

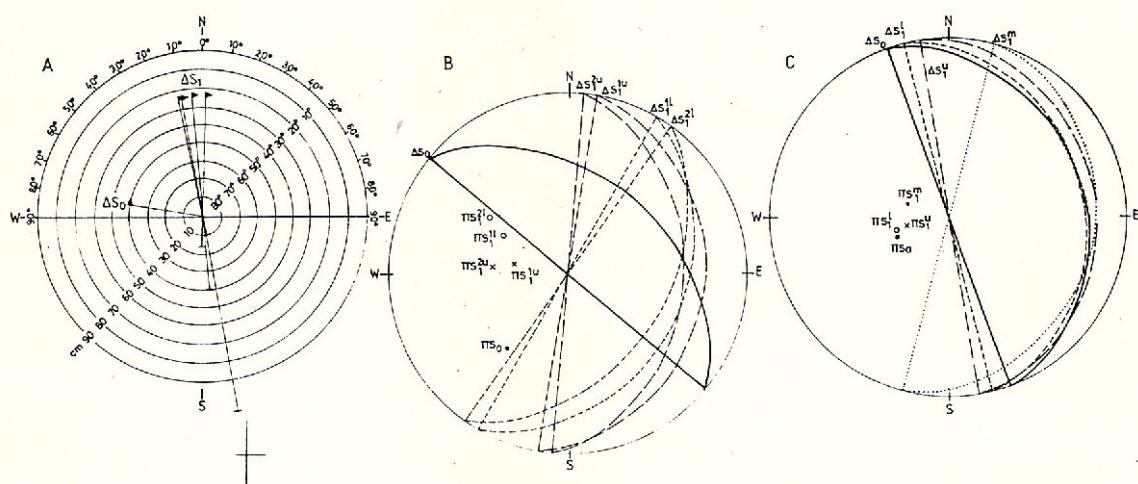


Fig. 3 - Diagrams with the relationships between the cleavage deviation and the thickness of the layers (A), as well as between the position of the layer and that of the cleavage (B, C).

A, B, Valea Mare Formation, Pontu Valley; C, Carpathian Keuper Formation, Șeasa Valley; ΔS_0 , direction of stratification; ΠS_0 , polar plotting of the layer; ΔS_1^l , ΔS_1^m , ΔS_1^u measured at the lower (l), middle (m) and upper (u) part of the layer; ΠS_1 , polar plotting of the cleavage planes.

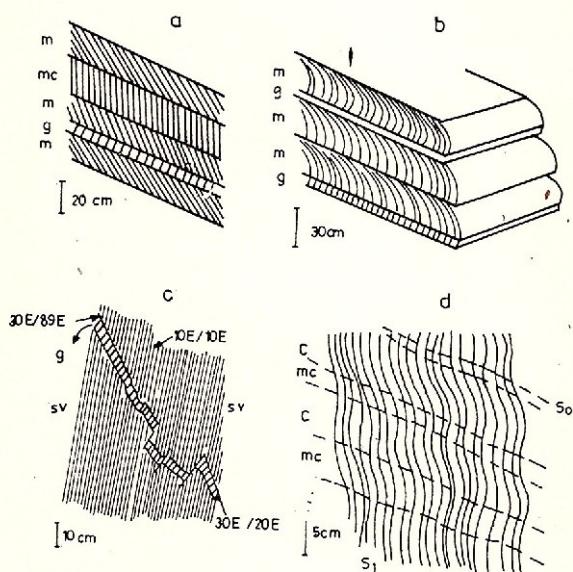


Fig. 4 - Cleavage variation from one layer to another.

a, cleavage refraction (Valea Mare Formation, right tributary of the Finiș Valley); b, mullion (Valea Mare Formation, left side of the Pontu Valley); c, deviation of the stratification plane (Carpathian Keuper Formation, Armanu Valley); d, cleavage undulation (Roșia Formation, Pinu Valley springs); m, marl; mc, marly limestones; c, limestone; sv, violaceous schists.

A particular case of the cleavage variation from one layer to another was remarked within the Roșia Formation which crops out on the right side of the Valea Pinului springs, where along several metres it is made up of an alternation of fine limestones and marly limestones with a gradual passing from one layer to another. This sequence is affected by an advanced cleavage (Fig. 4d), sometimes even reaching transposition, which is developing according to the pattern in Fig. 1c. It causes the false impression of some microfolds of the S_1 planes, more or less symmetrical, when in fact there is an undulatory variation of the cleavages according to lithology.

Finally, it is worth mentioning that sometimes the movement on the schistosity planes is so great that it causes the shifting of the more competent layers. An example for this is offered by the Carpathian Keuper Formation in Armanu Valley (Fig. 4c), where an intercalated sandstone in the violet schists is shifted in several places. It is worth pointing out that the breaking up of the sandstone is made according to the position of the cleavage in the sandstone, not according to that in the violet schists. Also in this case a refraction of the cleavage can be noticed, but this time it is on a horizontal plane, being determined by the changing of the cleavage direction, not by the variation of the angle of its bending.

4. The relationships between the cleavage and the structure of the area

In the Dumbrăvița de Codru-Brătcoaia area, where schistosities were measured, the general direction of the structure is NNE-SSW. With some local exceptions, it is underlined both by the directions of the layers and by those of the limits between the formations.

Concerning the cleavage, it is worth mentioning that it presents different directions that can be grouped into three sections, as it follows: a northern section, between Dumbrăvița de Codru and Bujoru Valley, where the cleavage direction is on the average north-south presenting deviations towards east or west by 10° - 20° ; a central section, between Bujoru Valley and Răchiții Valley, where the cleavage direction is orientated north 45° - 50° east, on the average, a section lying south of Răchiții Valley, where the cleavage directions vary between north 15° east and east 15° west (Fig. 5).

The measurements carried out show very clearly that within all three sections, the cleavage directions are different from those of the stratification in most cases. We point out again that, even more, the schistosity direction varies within the same layer.

Knowing that the planes of mechanic discontinuity are the result of a force that was driven perpendicularly on their direction one could reach the hypothesis that for each orientation of the cleavage planes (S_1) there was a different compression force, which had possibly been driven in different stages. The hypothesis cannot be maintained by any means by the observation data that show that in a given outcrop the position of S_1 practically varies from one layer to another, the direction of a cleavage lying in a layer is not recognized in the neighbouring layers that have a different composition. Therefore, it seems rather clear that for all the cleavage directions in the same bulk of rocks (that obviously underwent only one deformation accompanied by cleavage), the effort that generated them had only one general direction.

Although the orientation of the effort must have been constant, at least for the same sequence, the deformations took place after discontinuity planes with different orientations. As a temporary solution, we suppose that this differentiation was conditioned by inner causes of the layer, that can have a closeness reaching even the initial way of disposing the component particles or even up to the crystallization system of the component minerals of the rocks undergoing effort.

The values of the bending of the S_1 planes vary quite much, but generally they are under 45° . But there is a very instructive profile in the Valea Mare Tithonian-Neocomian deposits in the Lunciani Valley, where the discussed values start from 10° - 20° and

gradually reach the vertical line, then decreasing again, but this time with an eastern vergence (Fig. 5). But the variation of the angles of the S_1 planes also corresponds to the changing of the position of the S_0 planes, which in the lower course of the Lunciani Valley are dipping eastwards, and then as they go up towards its upper course they grow up to the vertical position, and finally dip westwards, but in an overturned position. We consider that this situation is due to the fact that the area west of the Finis Valley underwent an important folding also after the cleavage had formed.

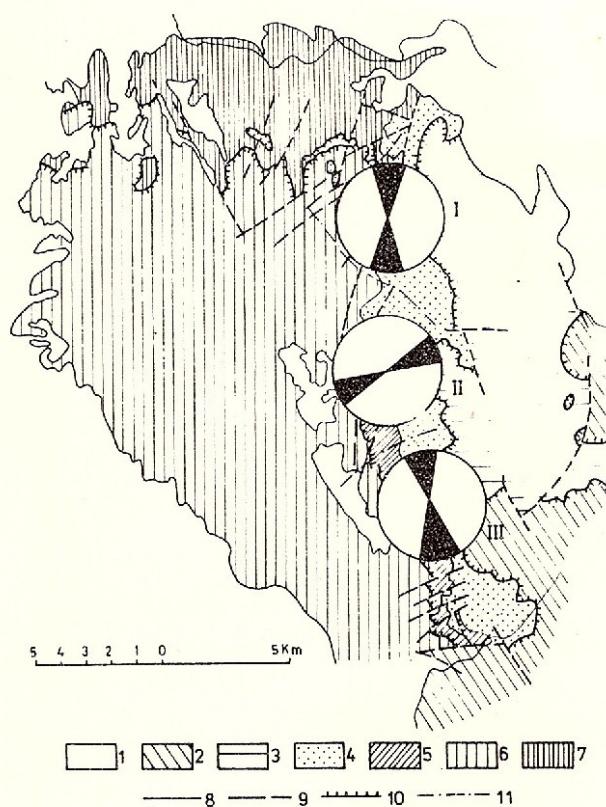


Fig. 5 - Tectonic sketch of the zone between the Crișul Negru and Moneasa valleys.

1, Neogene and Quaternary deposits; 2, Mama Nappe; 3, Dieva Nappe; 4, Rhaetian-Liassic and Upper Jurassic-Neocomian deposits; 5, Şeasa Nappe; 6, Armanu Unit; 7, Dumbrăvița Unit; 8, geological boundary; 9, fault; 10, thrust limit; 11, boundaries between the sectors I, II and III with preferential directions of the cleavage.

Taking into account the directions of S_1 , measured in the rocks of similar composition (especially in the Valea Mare Formation) one can state that for the northern and southern sections of the study area, the stress had the same orientation. Instead, for the central section the forming of S_1 with the N 50° E direction cannot be explained any longer by a stress having the same orientation as the other two sections. Here

we must admit a redistribution of the stress due to a local cause, which totally hypothetically could have been represented by the Bujoru fault, provided that the latter should have been formed at the same time or a little before the cleavage appeared.

Almost all the formations in the discussed area present a cleavage. Its occurrence and intensity increase as the deposits fit for forming the cleavage are newer and closer to the thrust plane of the Dieva Nappe (Fig. 6). Even more, the cleavage presents, with some local exceptions, western and north-western vergences, thus entering on the bending under the mentioned thrust plane, with which it is subparallel. Additionally, it is worth mentioning also the fact that the cleavage directions are also parallel with the general direction of the trace of Dieva Nappe plane, including the "aberrant" ones in the central section (Fig. 6, section II) with deviation corresponding to the contour of the small nappe front in Roșu Hill.

Taking into account all these data, in our opinion, the whole cleavage that affects the Middle Triassic-Neocomian deposits in the Șeasa and Finiș nappes, was formed synchronously with the thrust of the Dieva Nappe over the previously mentioned units.

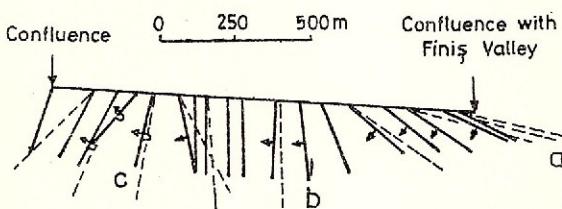


Fig. 6 Simplified section through the Valea Mare Formation in the Lunciani Valley.

a, cleavage; b, layer with normal position; c, layer with overturned position.

5. Conclusions

Because the surface on which the observations were made was relatively small and their distribution was ununiform, it was not possible to reach a forming pattern for the whole research area. Instead, the observations pointed out certain characteristic aspects of the cleavage. Even more, the information obtained from studying the cleavage, associated with those offered by the geological maps, led to certain structural conclusions too.

What has been described makes us conclude that the spatial position of the S_1 planes depends on several factors, but first of all, on rock types and the spatial distribution of the compression force. In order to explain the various observation data regarding the spatial

distribution of the cleavage planes we have considered that they were formed at the same time with the emplacement of the Dieva Nappe. Additionally, the convergent upward disposition of the very S_1 planes (Fig. 5) clearly points out the forming of a folding also after the cleavage had been formed and implicitly, after the emplacement of the Dieva Nappe.

At the end of the paper we remind that the unspoken goal for starting the researches concerning the schistosity was to determine the shifting direction of the nappes overthrusting the foliated deposits. But we have to underline that it was not reached because of the difficulties to remake a force with a unique direction for the great variety of S_1 directions. Successively mediating rock types one can assert that the compression force related to the present cardinal points was driven following an E-W or ESE-WNW direction. This idea stresses the point made by M. Bleahu (1976), according to which the relative shifting movement of the Codru system nappes during the Austrian stage was from west eastwards.

References

- Bleahu M. (1976) Structure géologique des Apuseni septentrionaux. *Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie*, 20, 1, p. 27-39, București.
- , Panin St., Tomescu C., Marinescu Fl., Ștefănescu M., Popescu A., Nicolae I. (1981) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000, Foaia Dr. Petru Groza, Inst. Geol. Geofiz., București.
- , Panin St., Ștefănescu M., Stan N., Popescu A., Tomescu C., Ștefan A. (1984) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000, Foaia Dumbrăvița, Inst. Geol. Geofiz., București.
- Hobbs B. E., Means W. D., Williams P. F. (1976) An Outline of Structural Geology, 571 p., John Wiley & Sons Inc., New York.
- Ramsay J. G. (1967) Folding and Fracturing of Rocks, 568 p., Ed. Mc Grow-Hill Book Company, New York.
- , Huber M. I. (1983) The Techniques of Modern Structural Geology, vol. 1: Strain Analysis, 307 p., Acad. Press. Inc.
- Siddans A. W. B. (1972) Slaty Cleavage a Review of Research since 1815. *Earth-Sci. Rev.*, 8, 2, p. 205-232, Amsterdam.
- Ștefănescu M., Panin St., Tomescu C. (1985) A New Tectonic Image of the Mesozoic Deposits of the Codru-Moma Mountains between Crișu Negru and Ripoasa Valleys (Northern Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX, 5, p. 101-107, București.

Received: May 9, 1988

Accepted: May 9, 1988

Presented at the scientific session of the Institute of Geology and Geophysics: May 13, 1988

INSTRUCTIUNI PENTRU AUTORI

155969

ROMANIAN JOURNAL OF TECTONICS AND REGIONAL GEOLOGY publică contribuții științifice originale referitoare la aceste domenii.

Vor fi acceptate numai lucrările care prezintă concis și clar informații noi. Manuscrisul va fi supus lecturii critice a unuia sau mai multor specialiști; după a doua revizie nesatisfăcătoare din partea autorilor va fi respins definitiv și nu va fi înapoiat.

Manuscrisele trebuie prezentate, de regulă, în engleză sau franceză; cele prezentate în limba română trebuie să fie însoțite de un rezumat, în engleză sau franceză, de maximum 10 % din volumul manuscrisului.

Lucrările trebuie depuse, în două exemplare, la secretariatul Comitetului de redacție, inclusiv ilustrațiile în original. Manuscrisul trebuie să cuprindă: textul (cu o pagină de titlu, care este și prima pagină a lucrării), bibliografie, cuvinte cheie, abstract, ilustrații, explicații ale figurilor și planșelor, și un sumar cu scop tehnic.

Se va adăuga o filă separată cu un sumar, în care se va indica ierarhia titlurilor din text în clasificarea zecimală (1; 1.1; 1.1.1), care nu trebuie să depășească patru categorii.

Textul va fi dactilografiat la două rânduri (31 rânduri/pagină și 64 semne/rând), pe o singură parte a colii, cu un spațiu liber de 3–4 cm între partea stângă a paginii și nu trebuie să depășească 20 pagini dactilografate (inclusiv bibliografia și figurile).

Prima pagină a textului va cuprinde: a) titlul lucrării (concis, dar informativ), cu un spațiu de 8 cm deasupra; b) numele întreg al autorului (autorilor); c) instituția (instituțiile) și adresa (adresele) pentru fiecare autor sau grup de autori; d) colontitlu de maximum 60 semne. Notele de subsol se vor numerota consecutiv.

Citările din text trebuie să includă numele autorului și anul publicării. Exemplu: Ionescu (1970) sau (Ionescu, 1970). Pentru doi autori: Ionescu, Popescu (1969) sau (Ionescu, Popescu, 1969). Pentru mai mult de doi autori: Ionescu et al. (1980) sau (Ionescu et al., 1980). Pentru lucrările care se află sub tipar, anul publicării va fi înlocuit cu "in press". Lucrările nepublicate și rapoartele vor fi citate în text ca și cele publicate.

Abstractul, maximum 20 rânduri, trebuie să fie în limba engleză și să prezinte pe scurt principalele rezultate și concluzii (nu o simplă listă cu subiecte abordate).

Cuvintele cheie (maximum 10) trebuie să fie în limba engleză sau franceză, corespunzător limbii în care este lucrarea (sau abstractul, dacă textul este în română), prezentate în succesiune de la general la specific și dactilografiate pe pagina cu abstractul.

Bibliografia se va dactilografa la două rânduri, în ordine alfabetică și cronologică pentru autorii cu mai mult de o lucrare. Abrevierile titlului jurnalului sau ale editurii trebuie să fie conforme cu recomandările respectivelor publicații sau cu standardele internaționale.

Exemple:

a) jurnale:

Giușcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallochimique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259–268, București.

–, Pavelescu, L. (1954) Contribuții la studiul mineralogic al zăcămîntului de la Mușca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11–12, p. 658–991, București.

b) publicații speciale:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1–20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) Scandinavian Caledonides, 560 p., Interscience Publishers.

c) cărți:

Bălan, M. (1976) Zăcămîntele manganifere de la Iacobeni. Ed. Acad. Rom., 132 p., București.

d) hărți:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cîmpulung. Inst. Geol. Geofiz., București.

e) lucrări nepublicate sau rapoarte:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., București.

Lucrările sau cărțile publicate în rusă, bulgară, sîrbă etc. trebuie menționate în bibliografie transliterând numele și titlurile. Exemplu:

Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) Stratigrafiya kainozoiia. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moskow.

Ilustrațiile (figuri și planșe) trebuie numerotate și prezentate în original, pe coli separate (hîrtie de calc), bune pentru reproducere. Dimensiunea liniilor, a literelor și simbolurilor pe figuri trebuie să fie suficient de mare pentru a putea fi citite cu ușurință după ce au fost reduse. Dimensiunea originalului nu trebuie să depășească suprafața tipografică a paginii: lățimea coloanei 8 cm, lățimea paginii 16,5 cm, lungimea paginii 23 cm, pentru figuri, iar pentru planșele liniare nu trebuie să depășească dimensiunile unei pagini simple (16,5/23 cm) sau duble (23/33 cm) și trebuie să fie autoexplicativă (să includă titlul, autori, explicație etc.). Scară grafică obligatorie.

Ilustrațiile fotografice (numai alb-negru) trebuie să fie clare, cu contrast bun și grupate pe planșe de 16/23 cm. În cadrul fiecărei planșe numărătoarea fotografilor se repetă (de ex. Pl. I, fig. 1, Pl. II, fig. 1).

Tabelele vor fi numerotate și vor avea un titlu. Dimensiunea originală a tabelelor trebuie să corespundă dimensiunilor tipografice menționate mai sus (8/16,5 sau 16,5/23).

Autorii vor primi un singur set de corectură, pe care trebuie să-l înapoieze, cu corecturile corespunzătoare, după 10 zile de la primire. Numai greșelile de tipar trebuie corectate; nu sunt acceptate modificări.

Autorii vor primi gratuit 30 de extrase pentru fiecare lucrare.

Comitetul de redacție



INSTRUCTIONS TO AUTHORS

ROMANIAN JOURNAL OF TECTONICS AND REGIONAL GEOLOGY publishes original scientific contributions dealing with any subject of this field.

Only papers presenting concisely and clearly new information will be accepted. The manuscript will be submitted for critical lecture to one or several advisers. Papers will be definitely rejected after a second unsatisfactory revision by the authors. The manuscripts will not be returned to the authors even if rejected.

Manuscripts are preferred in English or French. Manuscripts submitted in Romanian will be accompanied by an abstract in English or French (maximum 10 per cent of the manuscript volume).

Papers should be submitted in duplicate to the secretary of the Editorial Board, including the reproduction ready original figures. The manuscript should comprise: text (with a title page which is the first page of it), references, key words, abstract, illustrations, captions and a summary for technical purposes.

Author(s) should add a separate sheet with a summary indicating the hierarchy of headings from the text listed in decimal classification (1; 1.1; 1.1.1) but not exceeding four categories.

Text should be double-spaced typed (31 lines/page with 64 strokes each line) on one side of the paper only, holding an empty place of 3-4 cm on the left side of the page. The text cannot exceed 20 typewritten pages (including references and figures).

Front page (first page of the text) should comprise: a) title of the paper (concise but informative) with an empty space of 8 cm above it; b) full name(s) of the author(s); c) institution(s) and address(es) for each author or group of authors; d) short title (colontitle) of maximum 60 strokes. Footnotes should be numbered consecutively.

Citations in the text should include the name of the author and the publication year. Example: Ionescu (1970) or (Ionescu, 1970). For two authors: Ionescu, Popescu (1969) or (Ionescu, Popescu, 1969). For more than two authors: Ionescu et al. (1980) or (Ionescu et al., 1980). For papers which are in course of print the publication year will be replaced by "in press". Unpublished papers or reports will be cited in the text like the published ones.

Abstract, of maximum 20 lines, must be in English, summarizing the main results and conclusions (not a simple listing of topics).

Key words (max. 10 items), in English or French, following the language used in the text (or the Résumé if the text is in Romanian), given in succession from general to specific, should be typed on the abstract page.

References should be typed in double-line spacing, listed in alphabetical order and chronological order for authors with more than one reference. Abbreviations

of journals or publishing houses should be in accordance with the recommendations of the respective publications or with the international practice.

Examples:

a) journals:

Giușcă, D. (1952) Contributions à l'étude cristallochimique des niobates. *An. Com. Geol.*, XXIII, p. 259-268, București.

- , Pavelescu, L. (1954) Contribuții la studiul mineralogic al zăcămîntului de la Mușca. *Comm. Acad. Rom.*, IV, 11-12, p. 658-991, București.

b) special issues:

Strand, T. (1972) The Norwegian Caledonides. p. 1-20. In: Kulling, O., Strand, T. (eds.) Scandinavian Caledonides, 560 p., Interscience Publishers.

c) books:

Bălan, M. (1976) Zăcămîntele mangânifere de la Iacobeni. Ed. Acad. Rom., 132 p., București.

d) maps:

Ionescu, I., Popescu, P., Georgescu, G. (1990) Geological Map of Romania, scale 1:50,000, sheet Cimpulung. Inst. Geol. Geofiz., București.

e) unpublished papers or reports:

Dumitrescu, D., Ionescu, I., Moldoveanu, M. (1987) Report. Arch. Inst. Geol. Geofiz., București.

Papers or books published in Russian, Bulgarian or Serbian etc. should be mentioned in the references transliterating the name and titles. Example:

Krasheninnikov, V. A., Basov, I. A. (1968) Stratigrafiya kainozoia. Trudy GIN, 410, 208 p., Nauka, Moskow.

Illustrations (figures and plates) must be numbered and submitted as originals on separate sheets (tracing papers), ready for reproduction. The thickness of the lines, lettering and symbols on figures should be large enough to be easily read after size-reduction. The original size should not extend beyond the print area of the page: column width 8 cm, page width 16.5 cm, page length 23 cm for figures; the width of line drawings should not extend over a single (16.5/23) or double (23/33 cm) page area and must be selfexplanatory (including title, authors, legend etc.). The graphic scale is obligatory.

Photographic illustrations (black-and-white only) must be of high quality and should be grouped into plates 16/23 cm in size. Each plate should have the photos numbered, i.e. Pl. I, Fig. 1; Pl. II, Fig. 1.

Tables should be numbered and entitled. Original size of the tables should correspond to the above mentioned (8/16.5 or 16.5/23) dimensions of the printing area.

Author(s) will receive only one set of preprint proofs which must be returned, with corrections, 10 days after receiving them. Only printing errors should be corrected, no changes in the text can be accepted.

Thirty offprints of each paper are supplied to the author(s) free of charge.

Editorial Board



