

IG
Geol 70
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINTELOR

VOL. XLVII
1969-1970

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

Geol 84

BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVII
(1969—1970)

5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ



BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României

FORMAȚIUNILE PRENEOGENE
DIN PARTEA VESTICĂ A MUNȚILOR APUSENI
ȘI POZIȚIA LOR STRUCTURALĂ¹

DE

MARCIAN BLEAHU², DUMITRU ISTOCESCU³, MIRCEA DIACONU³

Abstract

Pre-Neogene Formations from the Western Part of the Apuseni Mountains and Their Structural Position. On the basis of data yielded by boreholes, by geophysical research, stratigraphical data obtained as a result of the study related to islands occurring in the Neogene basins, as well as that of rocks reworked in the Neogene deposits, the general structural outline of the western part of the Apuseni Mountains and Crișuri Valley has been established. The main tectonic lines of the western part from the Apuseni Mountains could be traced under the Neogene deposits; they separate the following structural units: I — Bihor-Pădurea Craiului Autochthonous; II — Codru Nappe System including (1) the Tășad Unit, (2) the Dumbrăvița Unit, (3) the Șoimi Unit, (4) the Finiș-Gârda Unit, (5) the Dieva-Ferice Unit; (6) the Moma-Arieșeni Unit, (7) the Vașcău Unit; III — the Highiș-Biharia Nappe. The resulting structural picture tallies both with the map of the deep-seated geological structure of Romania, and with the geological situations encountered in the adjacent zone from Hungary.

În urma cercetărilor efectuate în ultimii 15 ani în Munții Apuseni de nord, cunoașterea geologică a acestora a progresat mult permițând identificarea și separarea mai multor unități structurale majore și precizarea constituției lor lito-stratigrafice. Astăzi este cunoscută în detaliu succesiunea stratigrafică a unității autohtone de Bihor-Pădurea Craiului,

¹ Comunicare în ședința din 8 mai 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



iar în cadrul a ceea ce era denumit „facies de Codru“ au fost separate mai multe serii sedimentare, care corespund la tot atâtea unități structurale, cuprinse sub numele general de „sistemul pînzelor de Codru“. Aceste unități sînt: unitatea de Finiș-Cîrda, unitatea de Dieva-Ferice, unitatea de Moma-Arieșeni și unitatea de Vașcău (Bleașu et al., 1969). Unitățile acestea apar în sudul munților Pădurea Craiului, în munții Bihor, în nordul munților Highiș și cunosoc cea mai mare dezvoltare în munții Codru-Moma. În sfîrșit, superioară sistemului de Codru este pîzua de Biharia, dezvoltată în munții Bihor și munții Highiș.

Dacă fiecare unitate structurală în parte este astăzi suficient de bine cunoscută, ansamblul geologic este mai greu de reconstituit din cauză că depozitele neogene ale bazinelor externe (Beiuș și Crișul Alb) maschează legăturile dintre masivele muntoase. De sub cuvertura sedimentară a bazinelor neogene apar însă în cîteva puncte formațiuni paleozoice și mezozoice din fundament, sub forma unor insule. Acestea, precum și elementele remaniate în depozitele neogene, sînt singurele informații directe care permit corelarea formațiunilor preneogene din diferitele unități morfologice. O altă sursă de informație asupra fundamentului bazinelor o constituie forajele executate aici în ultimii 20 de ani și ale căror rezultate nu au fost încă suficient valorificate. În sfîrșit, cercetările geofizice întreprinse aici (gravimetrie și aeromagnetism) permit și ele unele concluzii, mai ales în ce privește deformațiile structurale ale fundamentului bazinelor.

Nota de față are ca scop prezentarea tuturor informațiilor privind constituția fundamentului preneogen al bazinelor Beiuș și Crișul Alb, cu alte cuvînte stratigrafia formațiunilor de pe ramă și a insulelor din cuprinsul bazinelor, constituția elementelor remaniate în depozitele neogene, interpretarea datelor de foraj și a celor geofizice. Pe baza acestui material se va încerca corelarea structurală a diferitelor unități ale Apusenilor nordici în sectorul de îmbinare dintre munții Pădurea Craiului, Codru-Moma și Highiș.

ELEMENTE STRATIGRAFICE

1. Autohtonul de Bihor-Pădurea Craiului

Studiul acestei unități nu intră în preocupările noastre în cadrul notei de față decît în măsura în care ia contact, în zona de aflorare din munții Pădurea Craiului, cu unitățile tectonice ale sistemului de Codru și în măsura în care formează fundamentul bazinului Crișului.



Marginea de sud a munților Pădurea Craiului este ocupată aproape în întregime de formațiunile șariate ale unităților de Codru astfel că depozitele neogene ale bazinului Beiuș nu au contact cu formațiunile autohtonului decât pe mici porțiuni, în zona satului Sitani și la est de satul Topa. Unitățile șariate se dispun exclusiv pe formațiuni cretacice ale autohtonului: în zona Betfia-Sărănd pe complexul detritic-glauconitic (Istocescu, 1967) de vîrstă albiană, în zona văii Rîului pe complexul argilitic roșu (Istocescu, 1967) de vîrstă ceromaniană dar în zona Sitani-Moziad pe depozite barramiene (calcarul inferior cu pahiodonte), apțiene (stratele de Ecleja) și albiene (complexul detritic-glauconitic).

Formațiunile cretacice ale autohtonului apar și în cadrul a două ăerestre tectonice de sub depozite permotriasice: la Tășad (complexul detritic-glauconitic și complexul roșu) și la Dobrești (complexul detritic-glauconitic).

Munții Pădurea Craiului dispar ca unitate morfologică spre vest de Betfia-Băile Felix, formațiunile mezozoice afundându-se sub depozitele neogene ale depresiunii Crișului. Ele au fost interceplate de majoritatea sondelor săpate în ultima vreme în toată zona dintre Betfia-Oradea și granița țării. Pe baza datelor de foraj se poate stabili pentru acest sector următoarea succesiune a formațiunilor mezozoice ale autohtonului.

Seisianul este reprezentat în bază prin orizontul gresiiilor cuarțitice, la care uneori se asociază gipsuri și anhidrite. El a fost întîlnit în sondele: 4006 Oradea (adîncimea 2710—2810 m, șisturi argiloase roșii sau verzi, gipsuri, gresii cuarțitice), 4018 Toboliu (3130—3302 m, gresii cuarțitice, șisturi argiloase roșii, dolomite, gipsuri și anhidrite), 4010 Bors (3092—3195 m, gresii și conglomerate cuarțitice). Următorul orizont al Triasicului, cel al dolomitelor inferioare, a fost întîlnit în sondele 4006 Oradea (2560—2680 m, dolomite cenușii), 4018 Toboliu (2978—3130 m, dolomite cenușii) și 4010 Bors (3067 m, dolomite). Orizontul calcarelor negre a fost identificat în sonda 4006 Oradea (2360—2560 m, calcare cenușiu-negricioase), 4018 Toboliu (2862—2978 m, calcare negre dolomitice) și 1022 Sintandrei (3120—3202 m, calcare negre diaclazate). Dolomitele superioare cunosc ca și deschiderile la zi o dezvoltare inegală. Ele au fost interceptate în sonda 4006 Oradea (2070—2360 m, dolomite cenușii) și 4018 Toboliu (2790—2862 m, dolomite, argilite roșii cu intercalații de gipsuri și anhidrite). Ultimul orizont al Triasicului din unitatea autohtonă, cel al calcarelor mammoreene, prezintă în zona Oradea și Toboliu faciesuri în parte lagunare (calcare alb-zaharoid, șisturi argiloase, gipsuri și anhidrite).



Jurasicul nu a fost regăsit în sonde decît reprezentat prin orizonturile cu grosime mare stratigrafică. Astfel, în foraje a fost întîlnit complexul detritic al Liasicului inferior în sondele de la Oradea, Sîntandrei și Borș, și marnocalcare cu accidente silicioase (Liasic mediu).

Calcarele reefale ale Malmului au fost identificate în sondele de la Oradea și Sîntandrei.

Deasupra formațiunilor triasice și jurasice, în majoritatea sondelor au fost întîlnite depozite cretacice reprezentate prin calcarul inferior cu pahiodonte, stratele de Ecleja, complexul detritic-glaucitic albian și complexul argilitic-roșu cenomanian. În sonda 4007 Borș depozitele cenomaniene au fost întîlnite la adîncimea de 3137 m conținînd o asociație micropaleontologică din care Maria Tovorjescu a determinat specia *Rotalipora montsalvensis* M o r n o d.

2. Sistemul pînzelor de Codru

Dintre unitățile structurale care constituie sistemul pînzelor de Codru, pînza de Finiș are cea mai completă succesiune stratigrafică, fapt pentru care ne vom ocupa în special de ea.

În linia mari pînza de Finiș are următoarea succesiune stratigrafică: în bază se găsește complexul intruziunilor de Codru, peste care se dispun formațiuni detritice și vulcanogene, ce corespund intervalului Carbonifer superior-Seisian și în cadrul cărora au fost separate mai multe serii (Bleahu, 1963). Urmează o succesiune predominant calcaroasă cuprinzînd intervalul Campilian-Bathonian, cu episoade detritice în Carnian, în Nonianul superior și în Hettangian-Sinemunian. Succesiunea se încheie cu o puternică stivă de formațiuni filisoide de vîrstă kimmeridgian-neocomiană.

Această succesiune, stabilită în zona de afloriment din munții Codru, se regăsește numai fragmentar în Pădurea Craiului, în insulele din bazi-nul Bcluș și în nordul munților Highiș.

a) Complexul intruziunilor de Codru

Complexul intruziunilor de Codru cuprinde intruziunile sinorogene de Codru reprezentate prin filoane de roci granitoide, corneene și migmatite. În cadrul intruziunilor se disting mai multe corpuri mari cu o poziție centrală, care trec lateral la filoane „lit par lit” ce alternează cu corneene și migmatite.



Complexul intruziunilor de Codru aflorează în marginea nord-estică a bazinului Crișului Alb între Mărăuș și Hășmaș, constituind primul termen al unității de Finiș. El apare și pe marginea sudică a bazinului, unde formează un corp de dimensiuni mai mari în regiunea Agrișu Mare-Pinoata. Aici granitoidele sînt mărginite înspre sud de o bandă de cornecne și migmatite ce alternează cu filoane „lit par lit” de granitoide.

În cuprinsul bazinului Crișului Alb rocile complexului intruziunilor de Codru (granite cu muscovit și biotit, micașturi și cuarțite) se regăsesc ca blocuri remaniate în formațiunile neogene de pe rama nordică a bazinului și în zona de ridicare Mocrea-Șilindia.

În zona terminației nord-vestice a munților Codru, în regiunea Tinca-Rîpa, apar ca blocuri remaniate în depozitele pliocene, șisturi cuarțito-sericitoase negre sau verzui și mai rar micașturi. În vestul bazinului Beiuș se remarcă absența din constituția depozitelor neogene a elementelor care aparțin complexului intruziunilor de Codru.

Complexul intruziunilor de Codru a fost regăsit în forajele din partea vestică a bazinului Crișului, unde se constată o predominare a granitoidelor în zona situată la sud de Crișul Negru și o predominare a migmatitelor și a rocilor mezozonale la nord de acest aliniament. Astfel, granite cu biotit și muscovit au fost interceptate de sonda 19 Turnu (1081 m), sonda 120 Sîntana (2269 m), sonda 121 Sîntana (2613 m), sonda 133 Pincota (304 m), sonda 6 Chișinău-Criș (1281 m), sonda 7 (Chișinău-Criș (943 m), sonda 8 Șicula (705 m), sonda 2 Tinca (305 m) și granitic gnaisice în sonda 4009 Borș (2647 m) și sonda 512 Borș (2572 m).

Corneenele și migmatitele, reprezentate prin micașturi cu granați și gnaise biotito-muscovitice au fost întîlnite în sonda 25 Turnu (940 m, gnaise muscovito-biotitice), sonda 17 Turnu (1832 m, gnaise prezentînd fenomene de retromorfism), sonda 10 Inand (1601 m, micașturi cu granați) și sonda 11 Salonta (1560 m, micașturi).

b) *Formațiunile carbonifer-superioare—permieniene*

Formațiunile carbonifer-superioare—permieniene aflorează atît în marginea vestică și nordică a munților Codru cît și în partea sud-vestică a munților Pădurea Craiului.

Succesiunea stratigrafică a acestor formațiuni cuprinde seria conglomeratelor laminate (Carbonifer superior—Permian inferior), seria gresurilor vermiculare (Permian), și seria vulcanogenă cu o compoziție petrografică variată (Permian superior).



Seria conglomeratelor laminate este constituită din conglomerate violacee cu elemente de cuarțite albe, micașisturi și șisturi sericito-clonitoase sau grafitoase, metamorfozate în faciesul epizonei superioare. Analizele palinologice efectuate din această serie de către A. d. na Visarion indică o vîrstă carbonifer-superioară — permian-inferioară.

În munții Pădurca Craiului această serie aflorează în regiunea Lunca Spric (pl. I, fig. 5) unde este constituită din conglomerate laminate cu elemente formate predominant din cuarțite albe, cu un ciment micaceu detritic, puțin afectate de metamorfism.

Seria gresilor vermiculare aflorează în munții Codru în regiunea Poclusa de Beliu, fiind constituită din gresii vermiculare. Acestea apar intercalate de asemenea și în cadrul seriei vulcanogene de la Lunca Spric.

Seria vulcanogenă este constituită dintr-o mare varietate de tipuri petrografice, legată atât de chimismul rocilor și poziția acestora în cadrul aparatului vulcanic, cît și de aportul de material detritic. Această serie cuprinde roci ale stîlpilor vulcanici, roci efusive și roci mixte vulcanogen-sedimentare putîndu-se distinge diferite tipuri de roci riolitice, bazalte, dolerite, aglomerate, brezii, tufuri, gresii și conglomerate feldspatice.

În capătul nordic al munților Codru (regiunea Ciamești-Stoincești) această serie cuprinde riolite subvulcanice iar în zona Hodișel roci efusive cu treceri spre roci mixte vulcanogen-sedimentare (curgeri de lave, aglomerate, tufuri, gresii tufacee) (pl. I, fig. 11); în regiunea Hășmaș (pl. I, fig. 12) seria vulcanogenă este reprezentată prin brezii cu cristalini, iar în versantul nordic al munților Highiș prin curgeri de lave și roci mixte vulcanogen-sedimentare.

Seria vulcanogenă cuprinde în munții Pădurea Craiului în regiunea Tășad-Corboști (pl. I, fig. 1, 3) gresii feldspatice, roci riolitice, aglomerate, jaspuri și tufuri. În regiunea Lunca Spric (pl. I, fig. 5) ea cuprinde o alternanță de riolite și gresii vermiculare, uneori apărînd asociate și roci bazice de tipul bazaltelor.

Formațiunile carbonifer-superioare—permiane se regăsesc ca blocuri remaniate în depozitele neogene din bazinul Beiuș și bazinul Crișului Alb. Astfel, blocuri de conglomerate laminate și de gresii vermiculare apar remaniate în depozitele tertonice de pe marginea vestică a munților Codru (regiunea Botiei-Urviș) și din zona de ridicare Beliu-Archiș.

În cuprinsul depozitelor neogene din bazinul Beiuș se remarcă existența la diferite intervale stratigrafice a bolovanîșurilor și conglomeratelor cu elemente de cuarțite albe care provin probabil din remanierea elementelor conglomeratelor laminate. De asemenea, roci aparținînd formațiunilor carbonifer-superioare—permiane apar ca blocuri remaniate



în depozitele tortoniene și sarmatiene din regiunea Calea Mare-Stracoș (riolite, gresii feldspatice, jaspuri) și Ripa-Incești (riolite, gresii feldspatice, cuarțite albe).

c) *Formațiunile triasic-inferioare (seria gresilor cuarțite)*

Seria gresilor cuarțite are o largă răspândire, ocupând o mare suprafață în fundamentul bazinului Crișului.

Pe rama nord-estică a bazinului Beiuș această serie este constituită în bază la Corbești (pl. I, fig. 3) din conglomerate (brecii conglomeratice) poligene cu elemente angulare nesortate de riolite și gresii vermiculare prinse într-o matrice argiloasă de culoare roșu-violacee, peste care se dispun microconglomerate și gresii cuarțite. Această serie aflurează de asemenea la Vălanț (gresii cuarțite, grosii și argilite micacee roșii sau verzui), la Hodișel (pl. I, fig. 7) (gresii cuarțite), la Holod (pl. I, fig. 9) (conglomerate, gresii cuarțite, alternanță de argilite roșii, gresii cuarțite și dolomite) și în regiunea Șoimi (gresii cuarțite).

În regiunea terminației vestice a munților Codru, seria gresilor cuarțite se dispune discordant peste seria vulcanogenă a Permianului (pl. I, fig. 11, 12).

În munții Highiș, în regiunea Șiria această serie este reprezentată prin gresii cuarțite.

În foraje, seria gresilor cuarțite a fost interceptată pe o fișie cu direcția aproximativ E-W, situată în continuarea spre vest a Triasicului care aflurează munții Highiș în regiunea Șiria. Astfel au fost întâlnite în sonda 14 Turnu (1050—1100 m) gresii microconglomeratice cuarțite și în sonda 41 Turnu (1100 m) gresii cuarțite albe.

La nord de această zonă, seria gresilor cuarțite a fost întâlnită în sonda 9 Chereuș (1349 m, gresii microconglomeratice cuarțite de culoare violacee) și sonda 15 Nădab (1708 m, gresii albe cuarțite). Aceste puncte se situează probabil pe continuarea spre vest în fundamentul bazinului a depozitelor triasice care aflurează la Hodișel.

În fundamentul bazinului Beiuș seria gresilor cuarțite a fost interceptată de sonda 4008 Corbești (3040—3303 m) unde ea este reprezentată printr-o alternanță de sisturi violacee, gresii cuarțite, dolomite, gipsuri și anhidrite (pl. I, fig. 4).

Rocele seriei gresilor cuarțite apar de asemenea ca elemente remaniate în depozitele neogene ale bazinului Beiuș și bazinului Crișului Alb, pe toată suprafața acestora, la diferite intervale stratigrafice, dar mai ales în Tortonian și Sarmatian.



d) *Formațiunile triasic-medii și superioare*

Formațiunile atribuite Triasicului mediu și superior sînt bine cunoscute din zona văii Firișului și din platoul Dumbrăvița, unde formează serii continue.

În munții Pădurea Craiului apar fragmentar în regiunea Corbești și Cimpeni-Meziad. În cuprinsul bazinului Beiuș aceste formațiuni apar ca insule la Hidișel, Hidiș, Răbăgani și Pietrani-Forău. În sfîrșit, formațiunile triasic-medii reapar în munții Hghiș, la Galșa-Agrișul Mare și la Miniș.

Pe baza profilurilor detașate ridicate în aceste puncte (pl. I, fig. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 13) se poate stabili următoarea succesiune destul de unitară din punct de vedere litologic :

în bază, un complex de dolomite (Campilian-Anisian), care aflurează la Hidișel (pl. I, fig. 7), Căbești-Roșia (pl. I, fig. 6), Hidiș (pl. I, fig. 8), Răbăgani (pl. I, fig. 9), Pietrani-Forău (pl. I, fig. 10) și Galșa-Agrișul Mare (pl. I, fig. 13) ;

peste pachetul de dolomite se dispune un orizont politic — cel al sisturilor cu *Daonella*, care se plasează probabil la limita dintre Anisian și Ladinian ;

urmază un pachet de calcare negre noduloase, care înspre partea mediană prezintă intercalații de calcare cu accidente silicioase, dezvoltate în faciesul de Reifling ;

complexul următor este constituit dintr-o alternanță de dolomite și sisturi ardeziene (Hidișel) sau marne nisipoase (Roșia) ;

următorul termen al Triasicului este reprezentat prin calcare alb-marmoreene, care aflurează la Hidișel (pl. I, fig. 7) și Căbești (pl. I, fig. 6) ;

ultimul termen al Triasicului din această regiune este reprezentat prin calcarele rheniene de la Lunca Sprie.

e) *Formațiuni jurasic-superioare—cretacic-inferioare*

Formațiunile în facies de flîș ale intervalului kimmeridgian-neucomian aflurează în partea centrală a munților Codru, unde formează o fișic alungită pe direcția N-S.

În cuprinsul Neogenului din bazinul Beiuș, roci aparținînd formațiunilor triasic-medii superioare apar ca elemente remaniate mai ales în Sarmatianul din regiunea Calea Mare-Stracoș, Căbești și Răbăgani (exclusiv elemente de calcare negre) și în Tortonianul de Hidiș (elemente de calcare negre).



În cuprinsul bazinului Crișului Alb se remarcă totală absență din constituția rocilor neogene a elementelor de roci triasic-medii și superioare pe marginea nordică și în partea centrală a bazinului. Acestea apar numai pe o suprafață foarte restrinsă la nord de Miniș, ca blocuri în aglomeratele andezitice sarmațiene.

În foraje, formațiunile triasic-medii și superioare au fost identificate numai în sonda 4008 Corbești fiind reprezentate prin dolomite și calcare negre (pl. I, fig. 4). În acest foraj în cuprinsul conglomeratelor sarmațiene au fost întâlnite destul de frecvent elemente de calcare alb-marmoreene și calcare negre.

3. Pinza de Highiș-Biharia

Pânza de Biharia este constituită în partea vestică a Munților Apuseni din seria de Păiușeni, care aflurează în partea vestică a munților Highiș. Ea cuprinde două complexe litologice: un complex inferior conglomeratic și un complex superior pelitic, cu intercalații de tufuri bazice și calcare cristaline.

În foraje, seria de Păiușeni a fost identificată în sonda 49 Turnu (1050 m), sonda 47 Turnu (1030 m), sonda 31 Turnu (1019 m), sonda 22 Turnu (1070 m), sonda 20 Turnu (1000 m), sonda 24 Turnu (1151 m), sonda 34 Turnu (1025 m), sonda 127 Curvin (482 m), sonda 132 Gașa (1198 m), sonda 136 Covăsinț (524 m), sonda 129 Covăsinț (752 m), sonda 131 Siria (383 m), sonda 130 Siria (1082 m), sonda 150 Siria (1846 m). Ea este reprezentată prin șisturi sericito-cloritoase de culoare gălbuie mai rar violacee, reprezentând orizontul superior al seriei de Păiușeni și mai rar metapsefite și metapsamite, reprezentând orizontul inferior.

4. Formațiuni neocretacice

Disponându-se discordant peste formațiunile autohtonului de Bihor, în sondele de la Sintandrei-Giniș a fost întâlnit un complex de roci constituite din argilite negricioase, gresii și calcare reefale cu *Plagiptychus* și corali. Conținutul micropaleontologic al acestor depozite este dominat de frecvența globotruncanelor (*Globotruncana Lapparenti*, *marginata*, *stuarti*, *arca*, *liviana*), care arată prezența Senonianului.

În regiunea Lunca Sprie, situată în prelungirea spre vest a bazinului Roșia, disponându-se discordant atât peste formațiunile cretacice ale autohtonului, cât și peste cele triasice și paleozoice, apar formațiuni senoniene, care spre est au o largă dezvoltare. Insistăm asupra lor deoarece



formațiunile senoniene din această regiune, identificate pe valea Țiganului și afluenții văii Vida, au fost considerate de cercetătorii anteriori ca aparținând Sarmatianului. Ele sînt constituite dintr-o alternanță de gresii albicioase, gresii microconglomeratice albicioase, conglomerate, argilele cărbunoase și marne nisipoase de culoare verzuie sau roșcată. Din depozitele care aflurează în versantul stîng al văii Țiganului, la cea 300 m amonte de confluența acesteia cu valea Vida, a fost recoltată o bogată asociație reprezentată prin: *Acteonella (Trochacteon) gigantea* Sow, *A. (Trochacteon) lamarcki* Sow, *A. (Trochacteon) goldfussi* d'Orb, *Hippurites (Vaccinites gosaviensis* Douv. Această asociație indică o vîrstă senoniană (intervalul Santonian-Campanian).

Lucrările gravimetrice au conturat atît în această regiune, cît și în continuarea vestică a acesteia, o anomalie de minim gravimetric. Acest minim poate fi interpretat ca o continuare spre vest a formațiunilor senoniene, pe sub depozitele neogene ale bazinului Beiuș, pînă în apropierea localității Topa de Jos.

Pe marginea estică a bazinului Beiuș, în regiunea Cîmpiani, apar de sub depozitele sarmatiene formațiuni eruptive reprezentate prin granodiorite. Acestea sînt cantonate în gresiile triasic-inferioare, reprezentînd ciclul banatic al magmatismului subsecvent.

ELEMENTE STRUCTURALE

Elementele stratigrafice expuse, precum și interpretarea datelor obținute prin lucrările geofizice, fac posibilă elaborarea unei scheme structurale a teritoriului situat în partea de vest a Munților Apuseni între valea Mureșului și a Crișului Repede. Această schemă este prezentată în planșa a II-a. În cele ce urmează vom face unele considerații pe marginea ei, scoțînd în evidență problemele pe care le ridică această interpretare.

Începînd din sud, primul element structural care se întîlnește este încălecarea pînzei de Highiș-Biharia. Această încălecare, figurată de Rozlozsnik (1936) și studiată în detaliu de Dimitrescu (1962) este pusă în evidență de aflorimentele din partea de nord a munților Highiș în care seria de Păușeni încăleacă peste granitoidele de Codru și formațiuni triasice. Încălecare este pusă în evidență de existența a două petice de acoperire (la Agrișul Mare și la Taut) și a unei ferestre (la est de Taut) precum și de forajele din zona Sîrria-Turmu, ceea ce justifică trasarea frunții pînzei în această zonă. Spre est, chiar dacă este discu-



tabilă apartenența filitelor de la Zimbru la seria de Păiușeni, frunța pînzei troc în apropierea acestui punct pentru a se racorda cu pînza de Biharia din munții Bihor.

Începînd din fața pînzei de Highiș-Biharia și pînă la sud de valea Crișului Repede, unde apare autohtonul de Bihor, se întinde domeniul sistemului pînzelor de Codru. Zona de apariție la zi a acestuia din munții Codru, de la Șoimi și pînă la Moneasa, este relativ redusă ca suprafață în raport cu zona acoperită, totuși situațiile vizibile în aflorimente, coroborate cu datele de foraj, permit fixarea unor jaloane structurale.

Un prim fapt care trebuie relevat este marea dezvoltare a complexului intruziunilor de Codru, care ocupă aproape tot fundamentul cîmpiei Crișurilor. El este acoperit în câteva zone de formațiuni triasice care desenează două fișii latitudinale.

Fișa sudică este cunoscută din aflorimentele din zona Siria-Tauț, unde apare seria cuarțitică seisiană, dolomitele și sisturile cu *Daonella*. Această alcătuire nu este semnificativă pentru a se putea preciza căreia din unitățile sistemului de Codru îi aparține, dar fundamentul constituit din granitoidele de Codru pledează pentru unitatea de Finiș. Racordul cu cele mai sudice apariții la zi ale unității de Finiș (la Moneasa) trebuie imaginat în funcție de două fracturi majore evidențiate geofizic și de existența unor zone de lăsare și ridicare situate între ele, evidențiate și prin repartizarea spațială a formațiunilor neogene.

A doua fișie de depozite triasice situate pe masa mare a complexului intruziunilor de Codru este pusă în evidență de forajele din zona Chișineu-Criș. Acesta este probabil continuarea spre vest a structurii care apare la zi în capătul de nord al munților Codru unde la sud de Hodișel formațiunile permiane încalcă peste Seisian. Mai la vest încălcarea aceasta are aluna unei pînze, căci în valea Șoimi depozitele seisiene apar într-o fereastră tectonică, iar în Virful Pinilor peste formațiuni triasice se așază un petic de acoperire constituit din Permian.

Cercetări recente au pus în evidență faptul că în seria conglomeratelor laminare din bazinul văii Șoimului există o laminatione și stratificație orientată E-V, în timp ce mai la sud în aceleași conglomerate orientarea este NW-SE. În sfîrșit, în zona Văii Mari de la Mărăuș a fost pusă în evidență o încălecare a complexului intruziunilor de Codru peste formațiunile paleozoice, care apar la zi la est de Stoinesti.

Toate aceste date coroborate vin să contureze o unitate tectonică nouă în munții Codru, care fusese pînă acum figurată doar parțial pe diferite hărți (Pauca, 1941; Bleahu, 1965) fără să i se recunoască importanța. O denumim unitate de Șoimi, după bazinul văii în care are

dezvoltarea maximă, fără să putem preciza deocamdată dacă ea este o pânză independentă sau este numai un compartiment aparținând pânzei de Finiș, falșiat și rotit.

Unitatea de Șoimi se dispune tectonic peste Triasicul care apare la zi în platoul Dumbrăvița și la Hodișel. Acesta aparține unei alte mari unități care formează întregul teritoriu ce se întinde de la nord de Crișul Negru până în zona de afundare a masivului Pădurea Craiului, unde ia contact cu autohtonul de Bihor. Prezența în fundament a complexului intruziunilor de Codru este atestată de numeroasele foraje din partea de vest a acestui teritoriu. Spre est ridicările aeromagnetice, cele gravimetrice precum și aria de extindere la suprafață a formațiunilor paleozoice permit aprecierea zonei în care complexul intruziunilor de Codru este acoperit de către o fâșie de formațiuni permiane, apoi acestea la rândul lor de formațiunile detritice seisiene (magnetism ridicat din cauza mineralelor fero-magnetice, zone de minim gravimetric). Spre est urmează formațiunile calcaroase ale Triasicului mediu și superior, care apar la zi în insulele de la Răbăgani, Coșdeni, etc. Din păcate, pentru partea sud-estică a bazinului Beiuș nu avem date de suprafață sau de foraj care să ne permită să întrevădem modul în care se face nădădămintul dintre pânzele de Dieva și Moma cu presupusele lor omologe, pânzele de Ferice și Arieșeni. Deficitul de masă înregistrat în zona Beiușului corespunde probabil suprapunerii mai multor unități în pânză.

O problemă încă nesoluționată este aceea a continuității unității de Finiș spre nord. Terminația spre est a unității de Șoimi lasă deschis un culoar, prin care unitatea de Finiș se leagă cu formațiunile din platoul Dumbrăvița. În felul acesta întregul teritoriu dintre munții Codrului și Pădurea Craiului ar putea aparține acestei unități. S-ar putea însă ca această continuitate să nu existe și unitatea de Finiș să se închidă pe o continuare spre est încă nepusă în evidență, a unității de Șoimi. În acest caz parautohtonul acesteia formează o unitate independentă pe care o denumim unitatea de Dumbrăvița și care ar ocupa întregul teritoriu de la granița țării în vest până la meridianul Beiușului în est. Acestei unități îi aparțin în orice caz formațiunile permo-mezozoice ce stau în pânză peste autohtonul de Bihor din marginea de sud a Pădunii Craiului. Este ceea ce a fost denumit „Pânză de Codru“, de autorii mai vechi (Rozlozsnik, 1936; Kräutner, 1938; Răileanu, 1957; Preda, 1962) și pentru care am prezentat coloanțele alăturate (pl. I, fig. 1—11).

Cercetările efectuate în ultimul timp au arătat însă că între autohton și această unitate se interpune uneori un pachet de dolomite triasice cu

o grosime de 5—25 m. Dolomittele sînt cenușii, recristalizate și au un aspect breicios. Ele apar pe marginea nordică a unității de Dumbrăvița, la Copăcel, unde se dispun peste complexul argilitic roșu cenomanian al autohtonului și suportă rocile riolitice permiene. La Lunca Sprie aceleași dolomite stau peste depozitele aptiene ale autohtonului și suportă seria conglomeratelor laminate ale unității de Dumbrăvița. În sfîrșit, la Tășad dolomitele apar într-o fereastră tectonică avînd aceeași poziție ca a celor de la Copăcel.

Dolomitele menționate pot fi interpretate ca lame de rabotaj sau ca o unitate tectonică independentă. Înclinăm spre a doua ipoteză, avînd în vedere constanța cu care apare în poziții identice un același pachet de formațiuni triasice. Faptul că dolomitele iau contact cu formațiunile cretacic ale autohtonului arată că nu este vorba de o duplicatură ci de o dubitare aparținînd sistemului pînzelor de Codru. O denumim unitatea de Tășad.

Prin datele prezentate schema structurală a Apusenilor nordici s-a amplificat considerabil, aici puțînd fi separate următoarele unități: (1) unitatea de Tășad; (2) unitatea de Dumbrăvița; (3) unitatea de Șoimă; (4) unitatea de Finiș-Gîrda; (5) unitatea de Dieva-Ferice; (6) unitatea de Moma-Arieșeni; (7) unitatea de Vașcău. Toate acestea constituie sistemul pînzelor de Codru, care se dispune pe autohtonul de Bihor-Pădurca Craiului și suportă pinza de Biharia. Primele patru unități sînt separate exclusiv pe considerente de suprapunere geometrică și urmează ca cercetări viitoare să precizeze dacă ele corespund unor pînze, cu diferențe faciale, sau dacă reprezintă simpli solzi.

Comparînd schema structurală pe care o propunem cu lucrări similare mai vechi, constatăm unele diferențe importante. Față de schema elaborată de Patrulius (Patrulius et al., 1967) sistemul de Codru apare mult mai dezvoltat în partea de vest a țării, în detrimentul autohtonului care era figurat ca o butonieră de cristalini înconjurată de formațiuni sedimentare. Credem că această figurare se baza pe atribuirea formațiunilor cristaline din forajele de la Salonta cristalinelui autohton și nu seriei complexului intruziunilor de Codru, cum o facem noi. Pe hărțile descoperite din cadrul atlasului geologic editat de Institutul Geologic (1969) nu se repetă această greșeală și întregul teritoriu dintre munții Highiș și Pădurea Craiului este atribuit unității de Finiș. Aici însă este extinsă nejustificat zona de dezvoltare a seriei de Păușeni spre nord, fapt pentru care pinza de Biharia-Highiș apare mult mai la nord, iar formațiunile triasice din forajele de la Chișinău-Criș descriu o buclă spre

nord, schițând o direcție structurală care nu mai este de acord cu situațiile de pe teritoriul R. P. Ungare (Körössy, 1965).

În ce privește Linile majore de fractură din partea de vest a munților Codru-Moma, acestea le regăsim parțial pe harta structurii geologice profunde (Gavăt et al., 1963) și mai ales pe recenta schiță a lui Ciocîrdel și Socolescu (1969).

BIBLIOGRAFIE

- Balogh K., Körössy L. (1968) Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1:1.000.000. *Acta. Geol.* 12, 1—4, Budapest.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Baic. Congr. V 1961 III/1*, București.
- (1965) Harta geologică 1:100.000: Foaia Moneasa. Ed. Inst. Geol., București.
- Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *Anal. Rom.-Sov.*, 2, București.
- Dimitrescu R. (1964) Harta geologică 1:100.000: Foaia Arieșeni. Ed. Inst. Geol., București.
- Borcoș M., Savu H. (1968) Harta geologică 1:200.000: Foaia Brad. Hartă și text explicativ. Ed. Inst. Geol., București.
- Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordaș Josefina, Panin Ștefana, Rădar S. (1969) Date noi asupra stratigrafiei depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D. S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
- Ciocîrdel R., Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géogr., Géophys., Sér. Géophys.* 13, 1, București.
- Dimitrescu R. (1962) Corectări geologice în regiunea Siria. *D. S. Inst. Geol.* XLV, București.
- (1967) Contribuții la cunoașterea structurii părții de N-V a masivului cristalin Hîghîș. *D. S. Inst. Geol.* LIII/1, București.
- Gavăt I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geozice. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geof.*, I, 1, București.
- Istocescu D. (1970) Stratigrafia depozitelor cretacee din regiunea Vînciozog-Copăcel. *D. S. Inst. Geol.* LIV/4, București.
- (1971) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crișului Alb și al ranei munților Codru și Hîghîș. *Inst. Geol., St. tehn. econ.* J 8, București.
- Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de NV a masivului Hîghîș, cu privire specială asupra erupțiilor permionice. *An. șt. Univ. Al. I. Cuza, Iași, S.N.*, 2, XIII, Iași.
- Ionescu Gh. (1970) Geologia părții de nord a depresiunii parmonice (1968). *D. S. Inst. Geol.* LV/5, București.

- Mihai A., Diaconu M., Istocescu Felicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru. *D. S. Inst. Geol.*, LV/5, București.
- Bordea S. (1970) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor cretacee din partea vestică a munților Pădurea Craiului. *D. S. Inst. Geol.*, LV/4, București.
- Körössy J. (1965) Geologisch-er Bau des Ungarischen Becken. *Vehr. Geol. B.-A. Sonderheft G., Wien.*
- Kräutner Th. (1938) Observations géologiques dans les Monts du Bihar. *C. R. Inst. Geol.*, XXVI, București.
- Patrulius D. (1956) Contribuțiuni la geologia Pădurii Craiului. *D. S. Inst. Geol.*, XI, București.
- Bleabu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik*, XVIII/2, Bratislava.
- Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Odru et de Morna. *An. Inst. Geol.*, XXI, București.
- (1941) Recherches géologiques dans la région de Siria. *C. R. Inst. Géol.*, XXV, București.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad. Ed. Acad. R.P.R., București.
- (1961) Geologia regiunii Lunca Sprie-Corbești-Valea Rîului Sumbuel. *Acad. R.P.R., Comunic. de geol.* II, București.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleabu M., Năstăseanu S. (1968) Aspects fondamentaux de la géologie du Mésozoïque de Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXXVI, București.
- (1967) Cercetări geologice în regiunea Roșia (munții Pădurea Craiului). *Anal. Univ. C. I. Parhon, Ser. Șt. Naturii*, 9, București.
- Rozložník P. (1936) Die tektonische Stellung der Bihargebirgesgruppe (Munții Apuseni) im Karpathensystem. *Math. Naturwiss. Anz. der Ung. Akad. Wiss.*, LV, Theil 1, Budapest.
- Saulea Emília, Mirăuță O., Popescu Ileana (1969) Harta geologică a formațiunilor antetortoniene. Ed. Inst. Geol. București.
- Savu H. (1962) Cercetări petrografice în cristalinel masivului Drocea. *D. S. Inst. Geol.*, XLIV, București.
- Sândulescu M., Popescu Ileana (1969) Harta geologică a formațiunilor antevracciene. Edit. Inst. Geol., București.
- Szalai T. (1960) A Kárpátok keletkezése Tisia. *Földt. Ertes.*, 1960/4, Budapest.
- Szentes F. (1958) Carte tectonique de la Hongrie. *Föld. Intes. Evi jelen.* 1957—1958, Budapest.
- Todiriță-Mihăilescu Victoria (1966) Studiul geologic al bazinului Roșia. *Com. Geol. Șt. tehn. econ.*, J 3, București.



FORMATIONS PRÉNÉOGÈNES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DES MONTS APUSENI ET LEUR POSITION STRUCTURALE

(Résumé)

La constitution géologique et la structure d'ensemble des Monts Apuseni ne peuvent être établies qu'en tenant compte aussi, outre les zones montagneuses oùaffleurent des formations paléo-mésozoïques, des zones occupées par les bassins néogènes qui dissimulent les liaisons entre les différentes unités des Monts Apuseni. Dans le présent exposé nous avons essayé de combler ces lacunes en analysant toutes les informations existantes sur le soubassement des bassins néogènes, fournies par les forages, les données géophysiques, l'analyse des roches remaniées dans les dépôts néogènes et l'étude des îlots de roches mésozoïques qui surgissent de sous la couverture néogène.

Éléments stratigraphiques

La partie occidentale des Monts Apuseni appartient à deux grands domaines de faciès, correspondant à deux unités tectoniques importantes : l'autochtone de Bihor-Pădurea Craiului et le système des nappes de Codru.

a) La succession stratigraphique de l'autochtone de Bihor-Pădurea Craiului dans la zone occupée par le bassin des Crișuri est la suivante : sur les formations métamorphiques antécambriennes de la série de Someș reposent des dépôts triasiques (horizons des grès quartzitiques, localement l'horizon des dolomies inférieures, l'horizon des calcaires noirs, l'horizon des dolomies supérieures et l'horizon des calcaires blancs ou marmoréens qui, localement, contiennent des schistes argileux, gypses et anhydrite), des dépôts jurassiques (complexe détritique du Lias inférieur et calcaires récifaux du Malm) et des dépôts crétacés (calcaires inférieur à Pachyodontos du Barrémien, couches d'Edcja, de l'Aptien, complexe détritique glauconieux albien et complexe argiliteux rouge écnomanien).

b) Le système des nappes de Codru comprend dans la partie occidentale des Monts Apuseni et dans le soubassement des bassins des Crișuri les formations suivantes : le complexe des intrusions de Codru, surmonté par des formations détritiques et volcanogènes paléozoïques (série des conglomérats laminés — Carbonifère supérieur — Permien inférieur, série des grès vermiculés et série volcanogène — Permien), formations triasiques (série des grès quartzitiques, complexe des dolomies basales, horizon des schistes à *Daonella*, calcaires noirs noduleux à accidents siliceux, complexe détritique à dolomies, calcaires marmoréens et calcaires rhétiens) et formations du Jurassique supérieur—Crétacé inférieur ou faciès de flysch.

c) Les formations post-tectoniques néo-crétacées reposent en discordance sur les formations de l'autochtone autant que sur celles du système des nappes de Codru. Elles sont représentées par des conglomérats, grès et marno-argiles sénoniennes (Santonien-Campanien). Au voisinage du contact des deux unités tectoniques des Monts Apuseni apparaissent aussi des roches éruptives banatitiques.



Éléments structuraux

A partir des éléments stratigraphiques et de la répartition des différentes formations nous avons tenté d'établir, en dessous des dépôts néogènes la corrélation entre les principales unités tectoniques des Monts Apuseni. Ce sont : I. Autochtone de Bihor-Pădurea Craiului ; II. Système des nappes de Codru où l'on distingue : (1) unité de Tășad ; (2) unité de Dumbrăvița ; (3) unité de Șoimi ; (4) unité de Finiș-Gârda ; (5) unité de Dieva-Ferice ; (6) unité de Moma-Arieșeni ; (7) unité de Vascău. III. Nappe de Highiș-Biharia. Les lignes de séparation établies correspondent à la carte de la structure géologique profonde élaborée par Gavăț et al. (1963) autant qu'aux situations rencontrées dans la zone adjacente en Hongrie.

EXPLICATION DE LA PLANCHES

Planche I

Colonnes litho-stratigraphiques des formations pré-néogènes du bassin des Crișuri.

1, Tășad ; 2, vallée de Poieni ; 3, Corbești ; 4, sondage no 4008 I.F.L.G.S. Corbești ; 5, Lunca Spric ; 6, Căbești-Roșia-Sohodol ; 7, Hidișel ; 8, Spinuș-Hidiș ; 9, Holod-Răbăgani ; 10, Pietrari-Forâu ; 11, vallée de la Doba (Hodișel) ; 12, vallée du Hașmașu ; 13, Galșa-Agrișu Marc.

Planche II

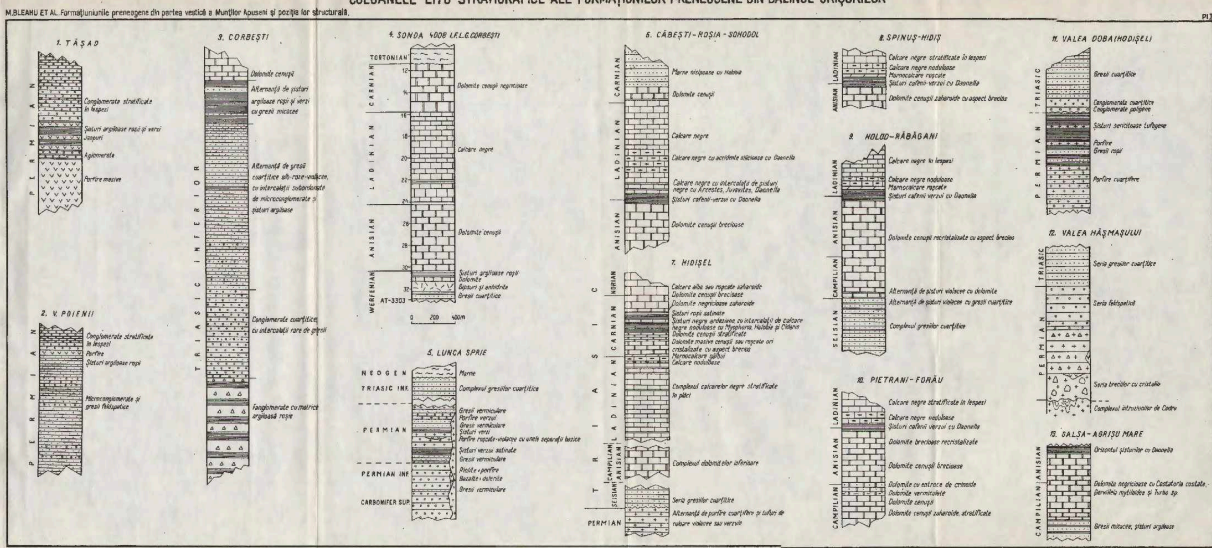
Esquisse structurale de la dépression pannonienne (secteur de Oradea-Arad) concernant le soubassement pré-néogène.

Du soubassement — en surface. 1, enracinements des éruptions néogènes ; 2, éruptions banatitiques ; 3, Crétacé supérieur ; Faciès de Codru (du soubassement — en surface). 4, Jurassique moyen-Crétacé inférieur ; 5, Trias ; 6, Permien ; 7, série de Păiușeni ; 8, cristallin de Codru. Faciès de Bihor-Pădurea Craiului (du soubassement — en surface). 9, Crétacé inférieur-moyen ; 10, Jurassique ; 11, Trias ; 12, cristallin de Someș ; 13, zone d'exhaussement ; 14, zone d'affaissement ; 15, faille ; 16, ligne de chevauchement ; 17, forages exécutés.

90689

MILEANU ET AL. Formățiunile preeneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală.

COLOANELE LITO-STRATIGRAFICE ALE FORMAȚIUNILOR PRENEOGENE DIN BAZINUL CRIȘURILOR

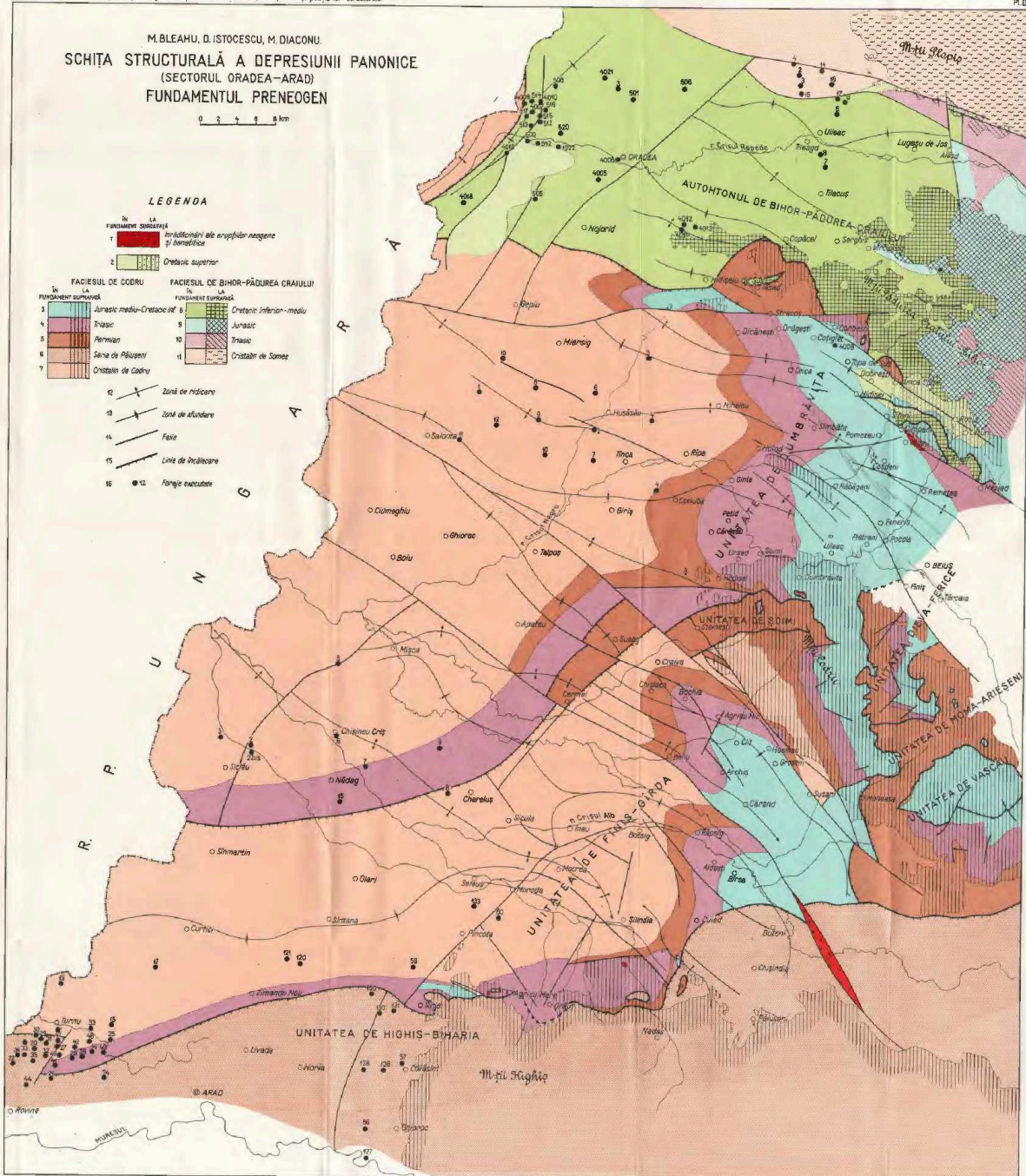


M. BLEAHU, D. ISTOCESCU, M. DIACONU.
SCHIȚA STRUCTURALĂ A DEPRESIUNII PANONICE
 (SECTORUL ORADEA-ARAD)
FUNDAMENTUL PRENEOGEN

0 2 4 6 8 km

LEGENDA

- FUNDAMENTUL SUBSIFĂȘ**
- 1 Intracalciferi ale evaporitelor nașterii și hemistifice
 - 2 Cretacic superior
- FACIESUL DE CODRU LA FUNDAMENTUL SUBSIFĂȘ**
- 3 Jurasic mediu-Cretacic inf.
 - 4 Triasic
 - 5 Permian
 - 6 Sarcă de Păzani
 - 7 Cretacic de Codru
- FACIESUL DE BIHOR-PĂDUREA CRAIULUI LA FUNDAMENTUL SUBSIFĂȘ**
- 8 Cretacic inferior-mediu
 - 9 Jurasic
 - 10 Triasic
 - 11 Cristalin de Someș
- 12 Zăni de ridicare
- 13 Zăni de adâncire
- 14 Falie
- 15 Linie de înclădire
- 16 ● 12 Forajele executate



OBSERVAȚII PRIVIND NOMENCLATURA TECTONICĂ
IN FLIȘUL CRETACIC ȘI PALEOGEN
DIN CARPAȚII ORIENTALI¹

DE

ION BUCUR²

Abstract

Considerations related to the Tectonical Nomenclature within the Cretaceous and Paleogene Flysch of the East Carpathians. In the geological literature concerning the East Carpathians, numerous tectonical classifications have been recorded. In this paper an attempt is made to simplify these terms prevalingly resorting to the structural notions consacrated by literature, and concomitantly respecting as far as possible their priority. This classification facilitates the following of phenomena peculiar to the East Carpathians, and also allows to establish a correlation of the same kind with other areas of the Carpathian Mountains.

I. Introducere

Studiul flișului Carpaților Orientali început în ultimele decenii ale secolului trecut, a stîrnit un deosebit interes în rîndurile cercetătorilor, datorită fenomenelor geologice specifice arilor geosindinale sub imperiul cărora a avut loc depunerea și stabilirea (relativă) edificiilor sale structurale.

Cît privește flișul cretacic, deși posedăm informații aparținînd acestorași perioade (Herbich, 1878) se poate considera că studiul său siste-

¹ Comunicare în ședința din 29 aprilie 1970.

² Întreprinderea de Prospectiuni Geologice și Geofizice, str. Coradilor nr. 20, București.



malic a fost început de către Macovei, Atanasiu (1931) și continuat apoi de către Murgeanu (1934), Filipescu (1932), Băncilă (1941), iar și mai recent de Murgeanu et al. (1961), Filipescu (1955), Popescu (1959), Patrușiuș (1969), Marinescu (1957), Săndulescu, Săndulescu (1965), Alexandrescu (1966), Ștefănescu (1967), Nicolaescu, Ionescu (1970), Kusko, Savu (1968).

Concomitent cu studiul stratigrafic al flișului în general, au existat o serie de preocupări care au încercat rezolvarea problemei structurii sale.

Principalele preocupări de acest gen de lucrări sînt legate de numele lui Mrazec și Teissseyre (1907), Macovei (1927), Popescu-Voitești (1927), Murgeanu (1935), Filipescu (1955), Atanasiu (1952), Băncilă (1958), Onescu (1945), Dumitrescu (1953), Joja (1957), Grigoraș (1955), Pătruș (1955), Popescu (1959), etc.

În ceea ce ne privește, studiind în detaliu, începînd cu anul 1960, o serie de zone din flișul Carpaților Orientali și extrapolînd sau interpolînd observațiile noastre, am ajuns la unele concluzii care completează imaginile geologice anterior conturate. Oferindu-ni-se posibilitatea de a cunoaște și problemele geologice din celelalte sectoare ale Carpaților răsăriteni și nordici, am încercat să ne exprimăm un punct de vedere asupra problemelor structurale în corelație cu celelalte sectoare (Bucur, 1969).

Observațiile noastre de atunci se refereau numai la segmentul nordic al Carpaților Orientali.

De data aceasta încercăm să urmărim relațiile structurale ale flișului în general, dar în special ale celui cretacic între limitele enunțate în titlul lucrării.

II. Tectonica flișului cretacic

Descifrarea structurii flișului carpatic a început la sfîrșitul secolului trecut.

Cu toate acestea, momentul determinant care a grăbit și a permis trasarea de jaloane geologice pentru preocupările ulterioare a fost sfîrșitul deceniului al treilea al secolului nostru, cînd s-a acceptat ca metodă de lucru pentru lanțul carpatic, teoria șarajelor.

Deși ideea aceasta mult timp după 1930, nu a fost acceptată unanim ca metodă de lucru, ea a prilejuit apariția multor lucrări care au constituit puncte de plecare pentru cercetările ce au urmat.



Datorită contribuției autorilor citați, se acceptă astăzi că în flișul Carpaților Orientali se întâlnesc raporturi structurale anormale determinate de avansarea pe direcția vest-est a următoarelor unități șariate :

Unitatea de Ceahlău = digitația superioară — unitatea vest-internă delimitată la est de linia tectonică Lutul Roșu (Băncilă, 1958).

Unitatea flișului curbicortical = digitația inferioară = unitatea est-internă delimitată la exterior de linia internă.

Unitatea șisturilor negre = unitatea medio-internă care încalcă peste flișul paleogen de-a lungul liniei de Audia.

La est de flișul cretacic se dezvoltă o altă unitate alcătuită în cea mai mare parte din depozite paleogene și cretacice.

În cuprinsul acestei mari unități denumită în literatura de specialitate pînza de Tarcău sau unitatea medio-marginală (Băncilă, 1958) se pot urmări următoarele subunități : mediană, intermediană sau de Tazlău (Atanasiu I., 1943) și marginală.

În continuare spre exterior una din aceste trei subunități încalcă o unitate structurală alcătuită din depozite cretacice, paleogene și miocene, denumită de Băncilă (1958) unitatea externă. Cu rol de parautohton, aceasta, pe distanță de mulți km (controlată prin foraje) încalcă unitatea pericarpatică (Băncilă, 1958) care prezintă aceleași relații față de Vorlandul domeniului carpatic.

Toate aceste unități structurale pot fi corelate cu altele din celelalte sectoare ale lanțului carpatic.

Deși nu vom intra în detalii, întrucît am făcut-o cu prilejul altei lucrări (Bucur, 1969), vom menționa că : unitatea pericarpatică se identifică structural în Carpații sovietici și polonezi cu avanfosa ; unitatea externă cu cea Borislav ; subunitatea marginală și de Tazlău cu pinze de Skole, prezentă în ambele sectoare, iar cea mediană își are corespondența în pinzele sileziene.

Intrînd în domeniul flișului cretacic propriu-zis noi considerăm că pinzei șisturilor negre îi corespunde în sectoarele amintite zonei de Șipot-Cernahora, Predulka și în parte unității de Dukla.

De asemenea mai semnalăm atunci că între unitatea șisturilor negre și flișul curbicortical pe teritoriul țării noastre, se interpune o zonă cu caractere litologice mixte pe care am denumit-o zona de Torocleș prezentă și pe teritoriul Sovietic, ceea ce geologii respectivi, numesc flișul de tranziție.

Cît privește unitatea flișului curbicortical, din segmentul carpatic românesc aceasta la nivelul cunoștințelor actuale, nu poate fi deocamdată extrapolată în celelalte sectoare.



Mergînd mai departe cître interior vom constata o corespondență între unitatea de Ceahlău și cea de Rahov.

Încercînd corelări și mai la interiorul flișului s-a emis ipoteza (Băncilă, 1965) că flișul de Măgura din celelalte sectoare carpaticice se identifică cu flișul de Maramureș (prin deolare) și adăugăm noi, bazinul Bîrgăului reprezintă continuarea cea mai sudică a aceleiași unități transcarpatice.

În sfîrșit zona picină din Carpații polonezi mai poate fi reînălțată în zona klipelor din celelalte sectoare.

Revenind la flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali sîntem de părere că este necesar să punem în discuție denumirile date diverselor unități.

Nu mai considerăm necesar să reamintim care sînt aceste denumiri și respectiv sinonimurile lor, întrucît literatura geologică este destul de bogată. Vom spune numai că încercînd clasificări stricte și riguroase, apelînd fie la poziții structurale sau cardinale, fie la toponimii sau numai la caracterele lito-petrografice se creează un cadru în care nu se mai pot încadra ușor o serie de date structurale noi.

Și pentru a exemplifica vom reaminti că în cadrul unității de Ceahlău = digitația superioară = sau vest internă, au fost urmărite de curînd (Săndulescu, Săndulescu, 1965) 2 digitații (Bodoc și Ciuc) limitate la un anumit segment din flișul cretacic contribuind astfel la precizarea edificiului structural al acestei mari unități.

Un alt exemplu poate fi dat și în cazul unității medio-interne sau a șisturilor negre (Audia) unde noi am urmărit zona de Turoclej începînd de la sud de depresiunea Breșcului și pînă la extremitatea nordică a Carpaților Orientali.

De asemenea am identificat pentru prima dată la nord de depresiunea Breșcului zona de Macia-Zagon.

Și pentru a încheia cu exemplificările vom mai adăuga că Băncilă a urmărit un important accident tectonic în subunitatea mediană a unității medio-marginale pe care l-a denumit fața intra-mediană. În acest scop se ridică întrebarea, ce denumire va căpăta zona respectivă dacă se va dovedi că această fațetă are un anumit rol și importanță structurală și că o delimitează față de altele ?

În legătură cu această problemă considerăm că pentru a crea acel cadru larg necesar exprimării diverselor fenomene geologice cit și pentru o mai ușoară urmărire a acestora, evitîndu-se astfel transcrierea de numeroase sinonimii, respectînd pe cît posibil prioritățile, este util pentru

noi și pentru flișul Carpaților Orientali acceptarea următoarei clasificări structurale urmărind unitățile de la vest către est :

Unitatea de Ceahlău corespunzătoare flișului vest-intern și digitației (pânzei) superioare delimitată la est de linia Lutul Roșu.

Unitatea de Palanca-Teleajen corespunzătoare flișului est-intern și digitației (pânzei) inferioare delimitată spre est de falia Palanca-Teleajen.

Unitatea de Audia corespunzătoare unității medio-interne, șisturilor negre sau zonei de solzi delimitată spre exteriorul flișului de linia Audia.

Între unitatea de Palanca-Teleajen și cea de Audia propriu-zisă se interpun 2 zone (Macla-Zagon și Toroclej).

Unitatea medio-marginală al cărei șariaj este marcat de linia medio-marginală.

Unitatea externă delimitată spre exterior de linia externă.

Unitatea pericarpatică a cărei evoluție față de zona de Vorland este marcată de linia Pericarpatică.

În legătură cu această nomenclatură la care vom apela de acum înainte în lucrările noastre, avem de făcut următoarele precizări :

a) Sintem de părere că denumirea de unitatea de Ceahlău este reprezentativă din punct de vedere stratonomic și creează un cadru structural larg de încadrare a tuturor fenomenelor geologice.

b) Nu găsim indicată utilizarea denumirii de unitatea flișului curbi-cortical întrucât această caracteristică sedimentologică este proprie nu numai flișului de Palanca-Teleajen ci și altor unități.

c) Considerăm utilă denumirea unitatea de Palanca-Teleajen întrucât sînt noțiuni identice și definitorii stratonomic și consacrate de literatura geologică.

Facem precizarea că, în accepțiunea noastră această unitate se suprapune și poate fi identificată numai parțial cu ceea ce J o j a et al. în 1968, P o p e s c u în 1959 au denumit pinza de Palanca respectiv unitatea seriei de Teleajen, întrucît, la nord de depresiunea Brețcu și în continuare către nord am separat, între ceea ce denumim acum ca unitatea de Palanca-Teleajen și unitatea de Audia, 2 zone și anume : zona de Macla-Zagon și zona de Toroclej ca entități geologice bine individualizate.

Astfel, imediat la est de flișul unității de Palanca-Teleajen și avînd raporturi de suprapunere anormală, am înălnit pentru prima dată între valea Seacă și pîrîul Bola (Iacoboni) depozite de vîrstă care încep probabil cu Albianul superior, sigur de vîrstă vraconian-cenomaniană și care se termină probabil în Turonian-Senonian. Acestea suportă anormal depoz-

zitele fliștului de Palanca-Tolcajen care de-a lungul acestui contact aparțin în mod cert Apțianului superior-Albianului.

Vraconian-Cenomanianul amintit se identifică din punct de vedere litologic cu un segment stratigrafic inclus de Filipescu la stratele de Zagon. Acest interval, la nord de Tg. Secuiesc a fost denumit de noi strate de Cason. Din informațiile ce le posedăm se pare că stratele de Cason nu se limitează numai la valca Cașinului, ele reapărind și mai la nord în situații structurale asemănătoare după părerea noastră. Cele mai îndepărtate puncte cunoscute pînă acum în care apar astfel de depozite sînt citate de Alexandrescu (1966) la nord de valea Bicazului.

Cea de-a noua zonă urmărită de noi pe profilele cele mai importante din Carpații Orientali între depresianca Brețcu și Stulpicani am denumit-o zona de Torodlej.

În accepțiunea noastră această zonă este alcătuită din depozite de vîrstă albian-coniacionă. Vînta albiană este atestată de amonitul *Douvilleiceras monile* găsit de Aghorghiesi în zona Stulpicani, iar cea coniacion-inferioară de *Inoceramus lusatie* Andert găsit de noi în același tip de depozite la nord de satul Plăieși.

Acestea împreună cu un fragment de *Inoceramus* sp. găsit de noi la gura pîrului Brebu (sud Plăieși) sînt singurele date macrofaunistice citate din stratele de Torodlej.

În ceea ce privește evoluția cunoștințelor privind stratele de Torodlej considerăm util să precizăm că pentru prima dată au fost astfel denumite de Gherman, Solcan (1959), după muntele și pîrul cu același nume aflat la sud de valea Bicazului ardelen.

În anul 1969 zona în care au fost separate stratele de Torodlej a constituit pentru aceiași autori obiectul unei publicații.

Atît în 1959 cît și în 1969 stratele de Torodlej sînt menționate de autorii mai sus citați, fiind incluse la unitatea fliștului est-intern, mai exact, aceste depozite sînd în baza stratelor de Palanca și marcînd evoluția faliei interne față de unitatea de Audia.

Ideea lansată de autorii mai sus citați nu a mai fost abordată în perimetrele ce s-au cercetat în continuare spre sud pînă în anul 1961 dată la care am început cercetarea fliștului cretacic între valea Seacă și pîrul Adînc. Concluziile la care am ajuns atunci, consemnate într-un raport geologic³ au fost reluate apoi cu ocazia diverselor cercetări întreprinse de noi.

³ I. Bucur, V. Lungu, Cercetări geologice în regiunea Bicsad-Sînzieni, 1962. Arh. M.P. — I.P.G.G. București.

Zonele de afloriment a stratelor de Torocleș au fost urmărite mai târziu de noi pe toate profilele importante între valea Seacă și Stulpiceni. Am ajuns astfel la concluzia că stratele de Torocleș se individualizează ca atare și ocupă o zonă biostratigrafică care față de Cretacicul înconjurător determină relații structurale identice tectonicei flișului cretacic înconjurător (Bucur, 1970).

În sprijinul afirmației noastre precizăm că stratele de Torocleș iau contact cu unitatea de Audia în care cele mai noi depozite aparțin Cenomanianului inferior sau mediu (în zona dintre valea Seacă-Sînzicri) sau Cenomanian-Turonianului în alte puncte din Carpații Orientali. În lungul acestui contact am identificat și denumit falia de Torocleș.

Cît privește relațiile dintre zona de Măcla-Zagon și zona de Torocleș, vom aminti că acestea sînt determinate de relațiile dintre Vraconian-Cenomanianul primei zone (probabil și Albianul) care se dispune anormal peste Coniacianul cantonat la partea superioară a stratelor de Torocleș.

Toate aceste observații ne-au condus în final la concluzia că între unitatea de Audia propriu-zisă și unitatea de Palanca-Teleașen se interpun două zone stratigrafice și tectonice independente și oă traseul liniei sau faliei interne sau est-interne citată în toate lucrările și greu de urmărit pînă acum, trebuie interpretat într-o idee mai complexă.

Stratele de Torocleș au fost identificate apoi și de Săndulescu, Săndulescu (1965) care au cercetat o zonă mare din flișul cretacic cuprins între pînul Bela la sud și valea Tărcuța, la nord și de către Coteșcu (1968) în bazinul văii Bicazului.

Autori mai sus citați consideră stratele de Torocleș și șisturile negre din baza lor că aparțin unității flișului carbicortical mărind traseul faliei interne.

În ceea ce privește tectonica flișului Paleogen considerăm utilă păstrarea clasificării întocmită de Băncilă (1958) întrucît noțiuni ca fliș median și marginal sînt de asemenea consacrate de literatura geologică de foarte multă vreme și în plus se evită unele situații ambigue care pot apărea atunci cînd se apelează la noțiuni ca pînza gresiei de Tarcău sau chiar pînza de Tarcău, cunoscut fiind faptul că această unitate structurală prezintă o mare varietate facială.

De asemenea poziția și evoluția celorlalte două unități ne îndreptătesc să apreciem denumirile utilizate de același autor pentru unitățile externă și pericarpatică ca cele mai indicate.



BIBLIOGRAFIE

- Alexandrescu Gr. (1966) Stratigrafia fișului curbicetional din partea de nord a Moldovei (Carpații Orientali). *St. cerc. geol., geogr., geof., geologie*, 11, 2, București.
- Atanasiu I. (1952) Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- Băncilă I. (1941) Etude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc. *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI, București.
- (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- (1965) Sur la tectonique des Carpathes Orientales. *Assoc. Carp.-Balk. Congr. VII*, Sofia.
- Bucur I., Cossaea I. (1964) Asupra brechiilor din Oligocenul bazinului părului Oacru (Tg. Secuiesc). *Rev. Petrol și Gaze*, 5, București.
- (1966) Notă geologică asupra Oligocenului de la izvoarele părului Roșu (v.alea Uzului). *Rev. Petrol și Gaze*, 3, București.
- (1967) Cercetări geologice în regiunea muntelui Farou (munții Oituzului). *Rev. Petrol și Gaze*, 8, București.
- (1967) Contribuții la cunoașterea brechiilor din Oligocenul văii Sîriului. *D.S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1, București.
- (1969) Observații geologice în fișul cretacic și paleogen dintre V. Uzului și Plăieși. *D. S. Inst. Geol.*, LV/4, București.
- (1969) Evoluția concepțiilor de corelare structurală în fișul cretacic și paleogen din catena carpatică. *Bul. Soc. de Geologie*, 26, VI, București.
- (1970) Corelări în Paleogenul dintre văile Teleajen și Buzău. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, București.
- (1970) Corelări geologice în regiunea v.alea Sîriu-Chiojd-V.alea Rea (munții Buzăului). *Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geologie*, București.
- Contescu L. (1968) Structura geologică a fișului cretacic în valea Buzăului. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.*, 13, 1, București.
- Dumitrescu I. (1953) Studiu geologic în regiunea dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
- Filipescu G. M. (1932) Recherches géologique entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doflana (district Prahova). *An. Inst. Geol. Roum.*, XVIII, București.
- Drăghindă I., Mutihac V. (1955) Corelări geologice între valea Buzăului și linia Cașin-Tușnad. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951-1952), București.
- (1955) Vederi noi asupra tectonicei fișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon și Politehnicii București, Șt. Nat.*, 6-7, București.
- Gherman J., Solcan M. (1969) Tectonica și structurilor negre dintre valea Băcauzului și valea Brașovului. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 14, 1, București.
- Grigoraș N. (1955) Studiu comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.



- Herbich Fr. (1878) *Das Szeklerland*. Budapest.
- Joja Th. (1957) Contribuții la cunoașterea tectonică a flisului extern dintre Suceava și Putna. *Bul. Inst. Petrol și Gaze*, III, București.
- Alexandrescu Gr., Bercia I. (1968) Hanta tectonică a R.S.R. sc. 1 : 200.000 (foaia Rădăuți). *Inst. Geol. Rom.*, București.
- Kusko M., Savu Gh. M. (1970) Barremianul inferior din munții Baraolt. *D. S. Inst. Geol.*, LV/4, București.
- Macovei G. (1927) La zone interne du flysch dans la vallée de la Prahova et du bassin supérieur de l'Olt. *Guide des excursions*, București.
- Atanasiu I. (1931) L'évolution géologique de la Roumanie. *An. Inst. Geol.*, XVI, București.
- Marinescu I. (1957) Faciesurile flisului cretacic din munții Buzăului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, București.
- Mrazec L., Teisseyre W. (1907) Esquisse tectonique de la Roumanie. *Congr. Intern. du Pétrol*, București.
- Murgescu G. (1934) La nappes internes du flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, București.
- (1935) Sur une cordillère ante-terciène dans le géosynclinal du flysch carpatique. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXI (1932—1933), București.
- Patrușiu D., Contescu L., Jipa D. (1961) Le flysch crétacé de la partie Méridionale de Monts Baraolt. *Acad. R.P.R., Rev. geol. geogr.*, VI, 2, București.
- Nicolaescu V., Ionescu S. (1970) Observații asupra flisului cretacic din partea de sud a munților Olciului. *D. S. Inst. Geol.*, LVI/5, București.
- Oncoscu N. (1945) La région de Pietra Craiului Bucegi. *Étude géologique*. *An. Inst. Geol.*, XXII, București.
- Patrușiu D. (1969) Geologia masivului Bucegi și a culoarului Dimboviticoara. *Ed. Acad. R.S.R.*, București.
- Pătruș I. (1955) Geologia regiunii Vălcii de Munte-Cosminele-Buștenari. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.
- Popescu Gr. (1930) Contribution à la stratigraphie du flysch crétacé, compris entre les vallées Prahova et Buzău avec aperçu spécial sur celui du bassin de Teleajen. *Rev. geol. geogr. Acad. R.P.R.*, II, 2, București.
- Popescu-Voltești I. (1927) Pinzele flisului carpatic și noua concepțiune asupra vechimii sării. *D. S. Inst. Geol.*, XII, București.
- Savu Gh. M., Kusko M. (1970) Precizarea Apțianului superior din munții Baraoltului. *D. S. Inst. Geol.*, LV/4, București.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.*, VII, Sofia.
- Stefănescu M. (1967) Les nappes internes du flysch dans l'extrémité nordique des Carpathes Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. Congr.*, VIII, Belgrad.

OBSERVATIONS CONCERNANT LA NOMENCLATURE TECTONIQUE UTILISÉE POUR LE FLYSCH CRÉTACÉ ET PALÉOGÈNE DES CARPATES ORIENTALES

(Résumé)

Les recherches de détail que nous avons entreprises en ce qui concerne les unités de Palanca-Teleajen et de Audia situées entre la dépression de Brețcu et Valea Uzu ainsi qu'une série d'observations acquises le long des coupes régionales situées au N de cette vallée nous ont porté à conclure que entre ces deux unités s'interpose une zone à caractère litho-pétrographique mixte à laquelle nous avons donné le nom de „zone de Torocleț“.

Cette zone qui détermine des relations structurales anormales (faille de Torocleț), par rapport à l'unité de Audia est poursuivable aussi dans le secteur des Carpates Orientales, notamment dans la série dénommée par les géologues soviétiques „série de transition“, située à l'W de la zone de Șipot-Cernahora.

Dans le segment s'étendant entre la vallée de Uzu et la dépression de Brețcu nous avons séparé toujours pour la première fois les couches de Cason qui reviennent à la zone de Macia-Zagon consignée sur les cartes de l'Institut Géologique comme présente aussi dans la zone de Covasna.

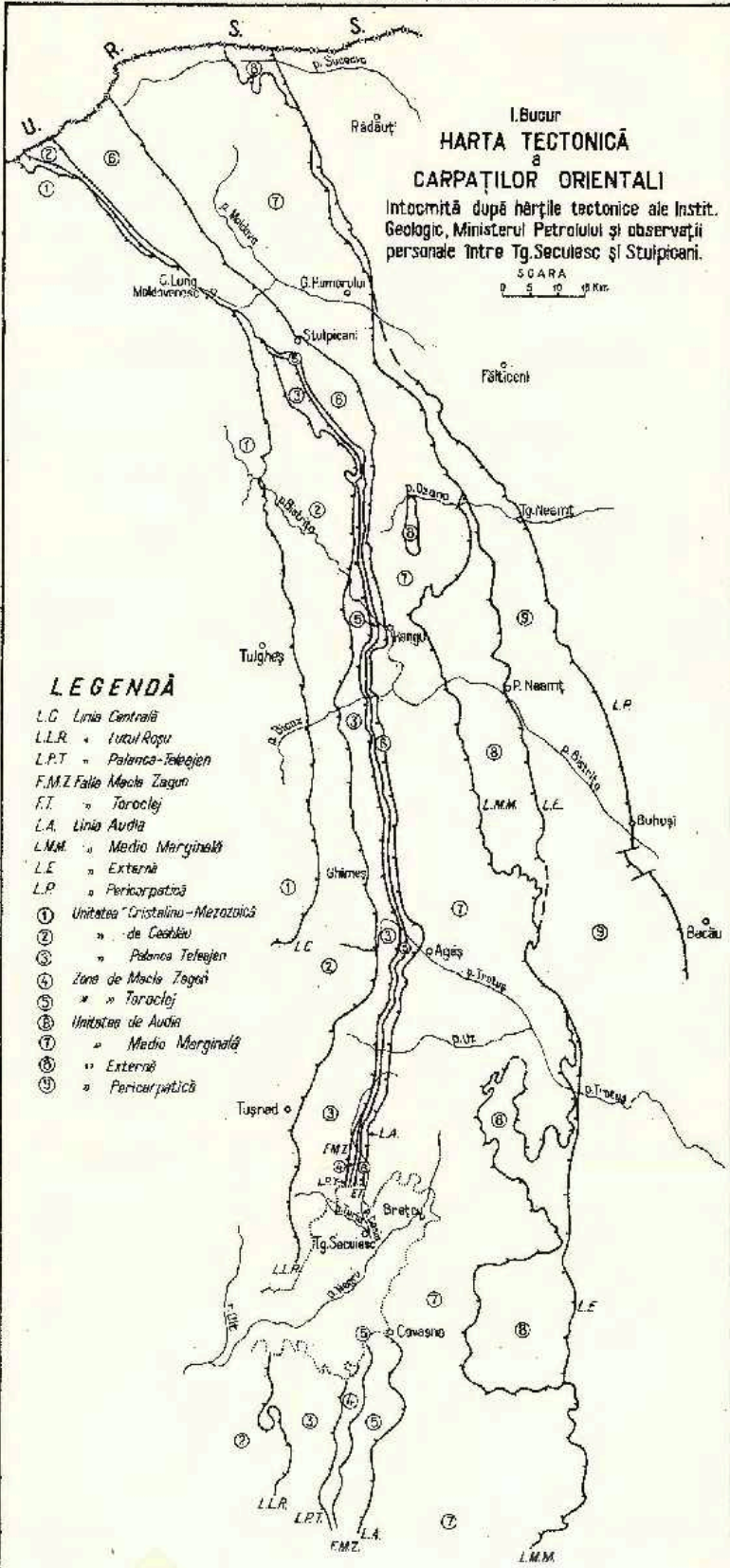
Au point de vue structural nous supposons que l'identification de la faille de Palanca-Teleajen au contact entre les couches de Cason (Vraconien-Cénomannien) et le flysch (Aptien supérieur-Albien) de l'unité de Palanca-Teleajen peut être acceptée comme judicieuse.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte tectonique des Carpates Orientales.

Lc, ligne centrale ; L.R, ligne de Lutu Roșu ; LPT, ligne de Palanca-Teleajen ; FMZ, faille de Macia-Zagon ; FT, faille de Torocleț ; LA, ligne d'Audia ; LMM, ligne médo-marginale ; LE, ligne externe ; I.P, ligne péricarpatique. 1, unité Crétacé-Mésozoïque ; 2, unité de Ceahlău ; 3, unité de Palanca-Teleajen ; 4, zone de Macia-Zagon ; 5, zone de Torocleț ; 6, unité d'Audia ; 7, unité médo-marginale ; 8, unité externe ; 9, unité péricarpatique.





CONSIDERAȚII GEODINAMICE
PRIVIND NISIPURILE EOLIENE HOLOCENE
DIN NORDUL OSTROVULUI MOLDOVA VECHĂ (BANAT)¹

DR

VALENTIN BULGĂREANU²

Abstract

Geodynamical Considerations regarding the Holocene Aeolian Sands from the Northern Part of the Moldova Veche Islet (Banat). In this paper the author presents some geodynamical considerations as regards the Holocene aeolian sands of the Moldova Veche islet, and also makes an attempt to evaluate the "age" of the sand accumulations of the dune to be found on the Unca hill. The effects of deflation are traced up along an approximately NE-SW oriented profile. The deflation depressions are macroscopically characterized by the existence of "serir"- or "reg"-like areas, and microscopically by the variation in content of micas and their mean size. The age of the sand deposition from the Unca hill is estimated on the basis of archaeological criteria (dating of rests of ornamented ceramics). With regard to the dunes there are listed the geometrical characteristics and the factors which determine their accumulation, deformation and displacement. Based on the analysis of the geodynamics of these moving dunes, some measures aiming at the reduction of their advance, are proposed.

I. CONSIDERAȚII GENERALE

Cercetările întreprinse în anul 1969 în nordul ostrovului Moldova Veche, situat în sudul Banatului pe Dunăre, au urmărit comportarea dinamică a nisipurilor eoliene de vîrstă holocenă sub acțiunea factorilor climatici în condițiile discontinuității acoperiturii vegetale de fixare. Vom

¹ Comunicare în ședința din 27 februarie 1970.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

încerca astfel stabilirea unor criterii de estimare a deflației dunelor longitudinale pe baza analizei variațiilor conținutului în mize. De asemenea vom utiliza criteriul arheologic la aprecierea „vârstei” dunej din dealul Unca și în fine vom discuta aspectele geodinamicii bancanelor-formațiuni dunare de deosebit interes științific și practic.

În ceea ce privește istoricul cercetărilor, nu cunoaștem existența vreunui lucrări geologice publicate asupra acestei insule. Prezenta notă are numai un caracter preliminar.

Ostrovul Moldova Veche este situat pe Dunăre în dreptul localității cu același nume, aflată pe malul stîng al fluviului (fig. 1).

Insula prezintă un relief de câmpie slab undulată, exceptînd dealul Unca (105 m) care ocupă o poziție net dominantă.

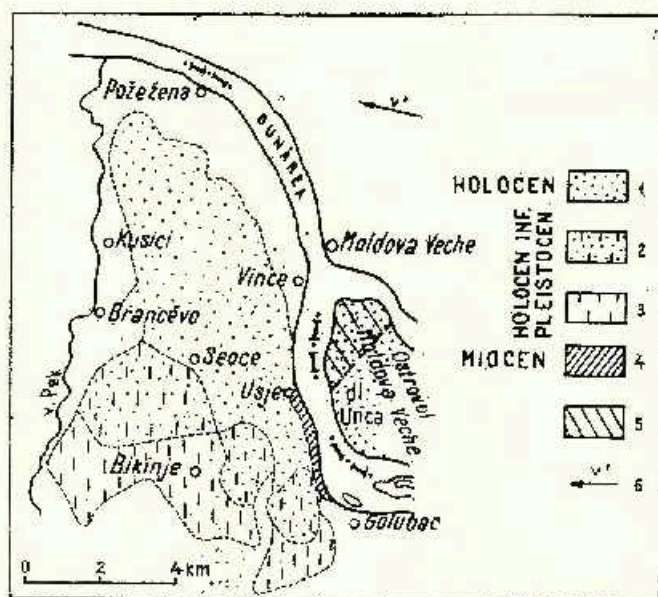


Fig. 1. — Formațiunile eoliene cuaternare din zona Moldova Veche-Požarevac, după J. Marković-Marjanović (completată de autor).

1, nisipuri eoliene mobile; 2, nisipuri loessoide; 3, loess cu intercalații de soluri fosile; 4, argile nisipoase; 5, perimetrul cercetat (nisipuri mobile și fixate); 6, vînt tare (viteză peste 14 m/s).

Formations éoliennes quaternaires de la zone de Moldova Veche-Požarevac, selon J. Marković-Marjanović (carte complétée par l'auteur).

1, sables éoliens mobiles; 2, sables loessoides; 3, loess avec intercalations de sols fossiles; 4, argiles sableuses; 5, périmètre investigué (sables mobiles et fixés); 6, vent fort (vitesse supérieure à 14 m/s).

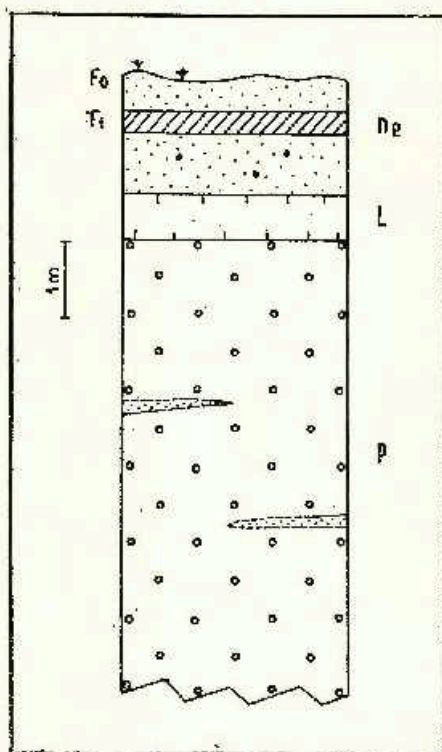
Solul insulei, în cea mai mare parte nisipos, este acoperit de o vegetație spontană sau cultivată, al cărei rol în evoluția reliefului dunar este evident și trebuie subliniat. Plajele care bordează aproape continuu ostrovul, nu depășesc 50 m lățime și sînt formate din nisipuri și pietrișuri fluviatile (fig. 2, 3).

Fig. 2. — Coloana litologică a depozitelor fluviatile și eoliene cuaternare din partea de nord a Ostrovului Moldova Veche.

F_0 , nisip eolian, fin, gălbui-deschis, cu rare elemente de pietriș; F_0 , sol nisipos actual (maximum 0,15 m grosime); F_1 , sol nisipos fosil (ingropat), maroniu-cenușu; L, loess nisipos-argilos gălbui, cu structură macroporică; p, pietriș fluviatil cu rare intercalații de nisipuri groasere (obs. grosimile depozitelor figurate sînt cele medii).

Colonne lithologique dans les dépôts fluviatiles et éoliens quaternaires de la partie septentrionale de l'îlot alluvial de Moldova Veche.

n_0 , sable éolien, fin, jaune clair avec de rares éléments de graviers; F_0 , sol sableux actuel (maximum épaisseur 0,15 m); F_1 , sol sableux fossile (entoué) brun cendré; L, loess sableux-argileux jaunâtre, avec structure macroporique; p, gravier fluviatil avec de rares intercalations de sables grossiers (observation: on a figuré les épaisseurs moyennes des dépôts).



Caracterizarea climatică generală include factorii de temperatură, precipitații și vînt, ultimul avînd ponderea maximă în dinamica formațiunilor eoliene din insulă. Datele meteorologice furnizate de stația Moldova Veche, se referă la perioada anilor 1962—1968 inclusiv, pe intervale de 7 luni (aprilie—octombrie inclusiv) (tab. 1).

Algebra acestui interval a fost determinată de faptul că de-a lungul celor 7 ani de observații, lunile aprilie, mai, iunie, iulie, august, septembrie și octombrie au fost de obicei caracterizate prin lipsa zăpezii pe sol și absența zilelor cu zăpadă și îngheț. Deci, în intervalul sus-menționat, activitatea coliană s-a putut desfășura cu intensitate maximă.

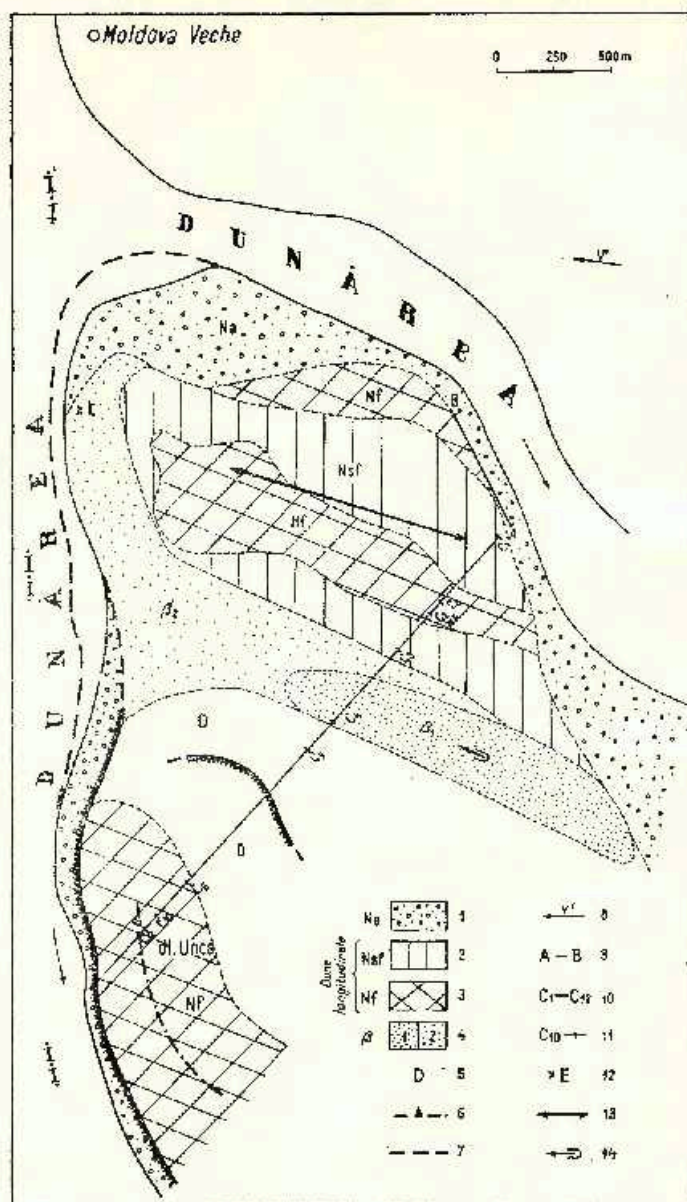


Fig. 3. — Distribuția suprafețelor de nisipuri aluvionare și eoliene în nordul estului Moldova Veche (Banat).

1, nisipuri și pietrișuri aluvionare, dune longitudinale; 2, nisipuri semifixate; 3, nisipuri fixate; 4, barchane (1-densitate > 1200/km²; 2-densitate < 1200/km²); 5, depresiune de deflație; 6, creasta dunei din dealul Unca; 7, limita țărmului (corespunzător apelor scăzute din oct. 1969); 8, vânt tare (viteză peste 14 m/s); 9, profilul deschiderilor din versantul estic (Fig. 4); 10, profil transversal; 11, punctul de recoltare și numărul probei; 12, barchană; 13, direcția creșterii dunei; 14, orientarea barchanelor.

Distribution des surfaces recouvertes par des sables alluvionnaires et éoliens dans le N de l'îlot alluvial de Moldova Veche (Banat).

1, sables et graviers alluviaux, dunes longitudinales; 2, sables demi-fixés; 3, sables fixés, 4, barchanes (1-densité > 1200/km²; 2-densité < 1200/km²); 5, dépression de déflation; 6, crête de la dune de la colline Unca; 7, limite du rivage (correspondant aux eaux basses du mois d'octobre 1969); 8, vent fort (vitesse supérieure à 14 m/s); 9, profil des affleurements du versant oriental (Fig. 4); 10, profil transversale; 11, point de prélèvement des échantillons et numéro de l'échantillon; 12, barchane; 13, direction des crêtes dunaires et des excavations de déflation; 14, orientation des barchanes.



Distribuția pe direcții a frecvenței (f) și vitezei (v) vântului la aceeași stație este prezentată în tabelul 2.

Din tabelul 2, rezultă în mod evident că vântul predominant provine din sectorul estic și este caracterizat atât prin frecvență cât și prin viteză maxime. Localnicii de pe ambele maluri ale Dunării numesc vântul tare din acest sector „coșava“.

TABELUL 1

Mediile anuale climatice la stația Moldova Veche

Perioada și intervalul	Media precipitațiilor (mm)	Media temperaturilor (°C)	Vînt	
			Viteza medie (m/s)	Numărul mediu de zile cu vînt tare ($v > 14$ m/s)
1962–1968 inclusiv IV–X inclusiv	312,91	17,9	3,31	11,3

Din punct de vedere geologic (fig. 1, 3) pe insulă aflăm formațiuni eoliene (nisipuri) și fluviatile (pietrișuri, nisipuri) de vîrstă holocenă. Pietrișurile fluviatile reprezintă „scolul” insulei și compun materialul plajelor, alături de nisipurile aluvionare. Nisipurile eoliene reprezintă de fapt foste aluviuni modelate și transportate de vînt.

TABELUL 2

Frecvența și viteza vîntului pe direcții la Moldova Veche

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calm
f (%)	3,8	7,6	16,1	9,9	2,9	2,5	5,8	14,8	38,1
v (m/s)	3,14	3,40	6,66	6,82	3,08	2,53	3,35	3,60	—

Litologic, depozitele sus-amintite se succed pe verticală astfel (fig. 2) : în bază, pietrișuri fluviatile (peste 6 m grosime) cu intercalații rare de nisipuri grosiere (max. 1 m) ; deasupra, un strat discontinuu de loess nisipo-argilos, gălbui, cu structură macroporică destul de evidentă (max. 1 m). Atît pietrișul cît și loessul sînt acoperite de nisipuri eoliene cu o mare extindere pe suprafața cercetată. Ele cuprind 1–6 nivele de sol fosil (fig. 4 ; pl. I, fig. 1, 2).



Năsipurile eolice sînt acoperite și fixate pe alocuri de o cuvertură vegetală de fixare, spontană sau cultivată. Gradul de fixare este dependent de natura vegetației și de densitatea acesteia.

Năsipurile fixate și semifixate aparțin dunelor longitudinale și uneori, depresiunilor interdunare, pe cînd nisipurile mobile sînt reprezentate în special prin barcane (fig. 3).

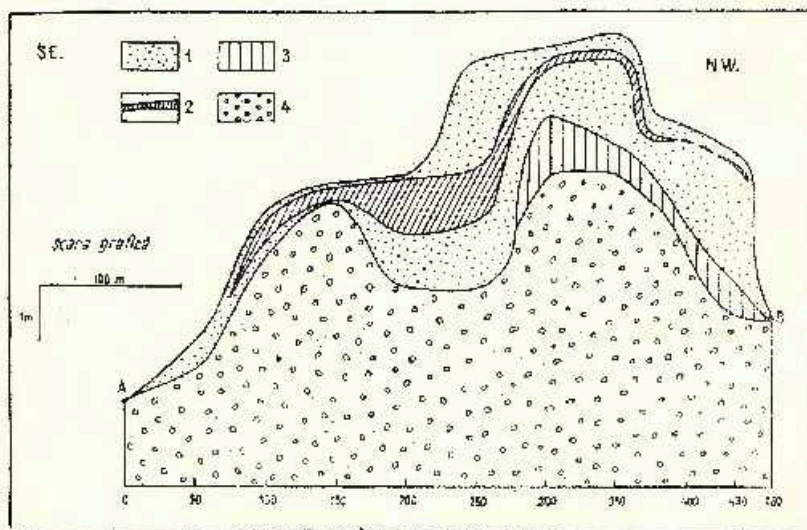


Fig. 4. — Variația grosimii nisipurilor eoliene, loessului și solului fosil F_1 , în deschăderile din țărmul estic al ostrovului Moldova Veche (profil A — B, fig. 3).

1, nisip eolian; 2, sol fosil F_1 ; 3, loess; 4, pietriș fluvial.

Variation des épaisseurs des sables éoliens, du loess et du sol fossile F_1 , dans les affleurements de la rive orientale de l'îlot alluvial de Moldova Veche (coupe A — B, fig. 3).

1, sable éolien; 2, sol fossile F_1 ; 3, loess; 4, gravier fluvial.

Cercelătorii iugoslavi au menționat și studiat formațiuni eoliene cuaternare, care aflorază la SW de Dunăre, în Iugoslavia (fig. 1). Astfel, nisipurile eoliene din regiunea Požarevačko Podunavlje prezintă o serie de caracteristici care au determinat pe cercetătorii Marković-Marjanović (1951) să conchidă că acestea provin, în mare parte, din ostrovul Moldova Veche, de unde au fost și sînt transportate de vîntul puternic denumit „Košava”. Într-adevăr, vîntul cu efect eroziv maxim (avînd viteze superioare valorii de 4 m/s) provine din sectorul estic și

activitatea sa este facilitată de absența cuverturii vegetale de fixare a nisipurilor mobile din ostrov.

II. DINAMICA DEFLAȚIEI DUNELOR LONGITUDINALE

Dunele longitudinale, definite ca acumulări de nisip, de formă alungită, paralele cu direcția vântului predominant din regiune, sînt caracterizate din punct de vedere geometric în tabelul 3.

TABELUL 3

*Caracteristicile geometrice ale duneilor longitudinale din ostrovul
Moldova Veche*

Lungimea șirurilor de dune (m)	Orientarea (°)	Lățimea duneilor (m)	Înălțimea duneilor (m)	Distanța între șirurile de dune (m)
max. 1700	320—350	50—100	max. 4	30—150

Astfel definite, dunele longitudinale sînt separate prin depresiuni interdunare (cu profilul transversal racordat pantelor duneilor adiacente) și excavații eoliene, de obicei cu versanții relativ abrupti. Ambele forme sînt rezultatul acțiunii deflației, mai recentă în cazul excavațiilor și relativ veche pentru depresiunile interdunare. Orientarea acestor forme de eroziune este aceeași cu a duneilor (fig. 5 ; pl. I, fig. 2).

Macroscopic, efectele deflației sînt evidențiate, în cazul unor depresiuni interdunare, prin apariția pe solul nisipos al acestora, a elementelor de pietrișuri, relativ numeroase, cu dimensiuni de max. 4 cm (pl. IV). Aspectul acestor suprafețe aminteste de cel al zonelor extinse de deflație din Sahara, numite „serir“ sau „reg“, unde fenomenele de deflație se caracterizează, în general, prin îndepărtarea fracțiunii mobile, fine (nisip) și prin rămînerea pe loc, a fracțiunii grosiere (pietriș) (pl. II, fig. 1, 2).

Microscopic, efectele deflației sînt similare. Am considerat că mineralele componente ale nisipului se comportă, din punct de vedere geodinamic, în mod diferit, în funcție de talia granulelor, habitusul și greutatea lor specifică, în condițiile unui grad de coeziune redus și constant al rocii. Astfel, mineralele ușoare cu un habitus lamelar și de dimensiuni reduse vor fi spulberate cu multă ușurință. Este cazul micelor (muscovit și biotit). Am studiat distribuția acestor două minerale, de-a lungul unui profil orientat NE-SW adică aproximativ perpendicular pe orientarea duneilor longitudinale (fig. 3 ; pl. IV). Conținutul în micoc înregistrează

valori minime în depresiunile de deflație, cu suprafețe tip „senir“ și valori ridicate în acumulările dunelor longitudinale.

Determinările de dimensiuni medii ale granulelor de mică din cele 8 probe ce alcătuiesc profilul C (pl. IV) au dus la interpretări similare. Astfel, depresiunile de deflație se caracterizează prin granulația grosieră a micelor, pe când acumulările de nisipuri dunare cuprind granule relativ fine de mică.

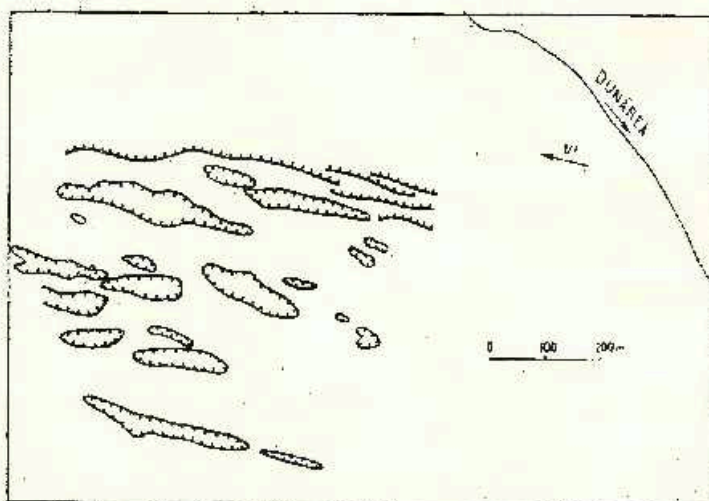


Fig. 5. — Aspectul excavațiilor de deflație dintr-o zonă situată în nordul ostrovului Moldova Veche (v' — vînt țarc, cu viteza peste 14 m/s).

Aspect des excavations de déflation dans une zone située au N de l'îlot alluvial de Moldova Veche (v' — vent fort, vitesse supérieure à 14 m/s).

În acest fel, corelînd determinările cantitative de mică și măsurătorile dimensiunilor medii ale acestora, putem să apreciem, în mod relativ, intensitatea fenomenelor de deflație pe o suprafață sau de-a lungul unui profil dat.

III. „VÎRSTA“ DUNEI DIN DEALUL UNCA

Dealul Unca (+105 m) situat lângă țărnul vestic al ostrovului Moldova Veche, reprezintă o formațiune dunară deosebită. Înălțimea sa relativă de cea 33 m (fig. 3) ne face să credem că acumularea nisipului s-a produs aici pe un relief reprezentat probabil prin pietrișurile fluviale ale „soclului“ insulei (pl. IV). Acest relief local a determinat for-

manea unei dune de obstacol (sinonime: lee-dune, wind-shadow dune, Hintemis-düne), actualmente fixată prin vegetație ierbacee.

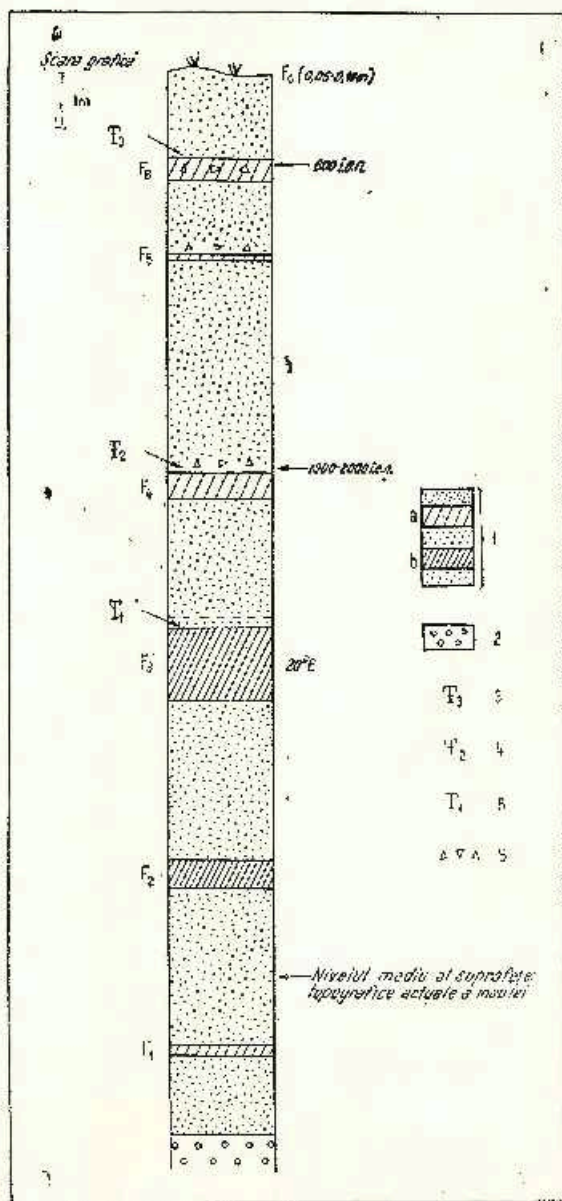
Profilul dunei din dealul Unca arată prezența a 6 nivele de soluri fosile (fig. 6) care corespund unui același număr de episoade de acumulare și deflație foarte reduse (tab. 4).

Fig. 6. — Coloana litostratigrafică a depozitelor cuaternare din dealul Unca, cu nivelele datate arheologic.

1, nisipuri galbene, fine, cu intercalații de soluri fosile cu conținuturi medii (a) sau ridicate (b) în humus; 2, pietrișuri fluviatile; 3, nannofaună de gastropode; 4, macrofaună de lamelibranhiate; 5, faună de lamelibranhiate și gastropode (număr mare de indivizi); 6, fragmente de ceramică ornamentată (datarea arheologică, P. Roman, 1959).

Colonne lithologique-stratigraphique des dépôts quaternaires de la colline Unca, avec des niveaux datés à partir de données archéologiques.

1, sables jaunâtres, fins, avec intercalations de sols fossiles avec des contenus moyens (a) ou élevés (b) en humus; 2, graviers fluviaux; 3, nannofaune de gastropodes; 4, macrofaune de lamelibranches; 5, faune de lamelibranches et gastropodes (grand nombre d'individus); 6, fragments de céramique ornés (datés à partir de données archéologiques, P. Roman, 1959).



Este interesant de semnalat înclinarea de 20° E a straturilor F_3 și F_4 , care ar presupune extinderea versantului E al dunei spre est, cei puțin până la marginea depresiunii întredunare inundabile figurate pe planșa IV. Activitatea intensă a deflației la baza actualului versant estic al dunei, este ilustrată de procentul scăzut de mîce cu granulație relativ ridicată. Aceleași criterii, aplicate însă întregului profil vertical al dunei indică scăderea efectelor deflației spre partea superioară a depozitelor nisipoase (pl. IV).

TABELUL 4

Caracteristicile straturilor de sol fosile din dealul Unca

Stratele de sol fosil	F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6
Grosime (m)	0,20	0,50	1,2—1,5	0,50	0,05	0,40
Humus (%)	<0,50	>0,50	>0,50	<0,50	<0,50	<0,50

Încercările de apreciere a vârstei formării diverselor nivele dunare din dealul Unca, pe baze paleontologice (nivelele de faună din acoperișul straturilor de sol fosile F_3 , F_4 și F_6) au furnizat simpla informație despre vârsta lor holocenă.

Fauna determinată de T. Băndrăbaur de la Institutul Geologic cuprinde formele *Cepaea vindobonensis* Pfeiffer, *Helix pomatia* L., *Helicella* sp. și *Unio pictorum* L. în acoperișul stratului F_4 și formele *Helicella* sp., *Jamnia tridens* Müller, în acoperișul straturilor F_3 și F_6 ³.

Descoperirea unor fragmente de ceramică ornamentată în acoperișul stratului F_4 și în masa stratului F_6 , a permis stabilirea vechimii acestor două nivele pe criterii arheologice. După părerea lui P. Roman de la Institutul de Arheologie al Academiei R.S.R., fragmentele ceramice situate deasupra stratului F_4 aparțin culturii Coțofeni—târziu, (1950—2000 ani î.e.n.), pe cînd cele cuprinse în stratul F_6 revin culturii Hallstatt—mediu (600 ani î.e.n.). Deci, un interval de cea 5,5 m s-a depus într-o perioadă de 1300—1400 ani, într-un ritm de acumulare de cea 0,4 cm/an.

Considerînd, în mod convențional, că condițiile de acumulare au fost relativ constante pe tot profilul dunei, putem estima, cu totul aproxi-

³ Amestecul de faună fluviatilă și terestră ar putea fi explicat admițînd prezența unor depozite de tip „kjoekenmòding” în dealul Unca.

mativ, că nisipurile din baza dunei din dealul Unca s-ar fi depus cu 8000—9000 ani în urmă, deci, s-ar situa în baza Holocenului sau poate chiar la finele Pleistocenului. Pe baza calculului de mai sus, ar reieși că depozitele din culmea dunei s-ar fi depus recent, ceea ce sugerează că deflația care a afectat versantul estic, este determinată de cauze recente.

IV. DINAMICA DUNELOR DE TIPUL „BARCANĂ“

Barcanele, termen de origine mongolă, introdus în literatura geografică de Kașkarov și Korovin, reprezintă tipul de dune „în seceră“, cu brațele orientate în același sens cu cel al vântului predominant, deosebindu-se astfel de dunele parabolice ale căror brațe sînt orientate spre sectorul de unde bate vîntul.

O dună de tipul barcană se compune din ⁴: corp și brațe (cornes, în franceză; horns, wings, în engleză). Cele două brațe au o poziție relativ simetrică în raport cu axul longitudinal al barcanei, acesta din urmă reprezentînd de fapt direcția vîntului care a format duna. Versantul convex orientat spre sectorul de unde bate vîntul (windward slope) are o pantă (α_0) nedusă în comparație cu înclinarea (α) versantului cu concavitatea orientată în același sens cu vîntul, numit taluz (leeward slope, slipface). Linia de demarcație între cei doi versanți se numește linia crestei (rim of the slipface). Punctul situat pe conturul bazal-convex al barcanei, la intersecția cu axul longitudinal reprezintă terminația (toe).

Caracteristicile geometrice ale barcanelor în general, se referă la valorile lungimii brațelor (inclusiv lungimea medie a brațelor L), depărtarea între brațe W (horn width), lungimea, de-a lungul axului longitudinal, a taluzului L_s (slipface length) și versantului spre vînt L_w , d (windward length), înălțimea taluzului H (slipface height) și înălțimea crestei H' (crest height) ⁵.

Valorile acestor caracteristici pentru barcanele din ostrovul Moldova Veche și din alte regiuni sînt arătate în tabelul 5.

Din examinarea tabelului 5, remarcăm că dimensiunile barcanelor, măsurate pe teren și pe aerofotograme, sînt comparabile cu cele descrise în Peru de Finkel (1959) și Hastenrath (1967) fiind mai „scunde“

⁴ Terminologia utilizată de R. Capot-Rey (1963), H. Finkel (1959) și L. S. Hastenrath (1967).

⁵ La barcanele înalte $H=H'$, deoarece, creasta este situată chiar pe marginea taluzului; la dunele mici, $H > H'$ deoarece creasta se află într-un punct situat pe suprafața versantului spre vînt (Hastenrath, 1967).



decît cele descrise de Capot-Rey (1957, 1963) la Borkou și avînd brațele mai apropiate decît cele descrise de Wojtanowicz (1965) în Polonia. Comparabilitatea barcanelor din ostrovul Moldova Veche cu cele din zona La Joya-Arequipa (Peru) este subliniată și de verificarea, în

TABELUL 5

Caracteristicile geometrice ale barcanelor din ostrovul Moldova Veche în comparație cu barcanetele din alte regiuni

Caracteris- tica	Ostrovul Moldova Veche	La Joya-Arequipa (Peru)		Borkou (Sahara)	Interfluvial San-Leg (Polonia)
		Finkel (1959)	Hastentrath (1967)	Capot-Rey (1963, 1957)	Wojtanowicz (1965)
H (m)	0,6 - 3,0	0,6 - 6,0	0,5 - 6,0	10 - 20	med. 3,0
L (m) L + L _v	5 - 26	9,2 - 59,2		120 - 500	
W (m)	10 - 35	11,4 - 68,0	11 - 70	100 - 300	med. 250
L ₀ (m)			0,7 - 11,3	med. 15	med. 18,6
L _v = d (m)			10 - 54	med. 47	med. 31,4
α(°)	32 - 38	32	32		med. 18
α ₀ (°)	5 - 10	5 - 10	2 - 13		med. 7

cazul nostru, a ecuațiilor deduse statistic de Finkel (1959) și Hastentrath (1967):

$$L = 8,73.H + 1,1 \quad (1)$$

$$W = 10,3.H + 4,0 \quad (2)$$

$$\sin \alpha_0 = 0,048 + 0,0263.H \quad (3)$$

în care L, H și W sînt exprimate în metri.

Barcanetele din ostrovul Moldova Veche (fig. 3), compun o fișie orientată aproximativ SE-NW, cuprinzînd două zone (β_1) și (β_2) cu distribuții de masă diferite; zona β_1 cu densitatea superioară aînci de 1200 dune/km², se situează spre tîrmul estic al ostrovului, pe cînd zona β_2 (densitate sub 1200 dune/km²), continuă pe precedentă spre NW.

Geneza barcanelor din ostrovul Moldova Veche este determinată de existența și acțiunea celor 3 factori principali sintetizați de Capot-Rey (1963): 1, regimul curenților de aer de frecvență constantă pe o anumită direcție (în cazul ostrovului Moldova Veche-Est), și forță supe-

rioară gradului 3 Beaufort (peste 6 m/s de la E sau SE, tab. 2); 2, existența unei zone de alimentare cu nisip, reprezentată prin plajele ce bordează malul E al ostrovului; 3, existența unor suprafețe plane și dure de tipul acclora oferite de pietrișurile fluviatile ale „sochului” insulei. Existența unor accidente de teren (mici acumulări de nisip sau vegetație chiar de dimensiuni reduse), împiedică formarea dunelor de tipul barcană (pl. III, fig. 1, 2).

O altă cauză care determină formarea barcanelor este gradul de ariditate relativ ridicat al regiunii (în cazul nostru indicele anual de ariditate (E. de Martonne) pentru perioada 1962—1968 și pentru lunile aprilie-octombrie inclusiv, este $P/T+10=11,2$). Acest fapt este necesar pentru ca nisipul să fie cât mai uscat și deci mobil prin exolanță.

Barcanele astfel descrise prezintă uneori deformări datorită schimbărilor de direcție ale vântului. Aceste deformări pot fi minore (simple sinuozități ale Liniei de creastă, datorite unor curenți de aer a căror direcție suferă o schimbare de scurtă durată) sau majore (reprezentând formarea unor „cordoane” transversale de barcane, ce tind să se individualizeze ca dune „sif”. Acest fenomen a fost descris în Sahara libiană de Bagnold (citată în Capot-Rey, 1963) și confirmat de Capot-Rey (1963).

În ostrovul Moldova Veche am remarcat deformarea brațului sudic în zona barcanelor „dense” și tendința de „revers” a unei barcane izolate (fig. 7), datorită probabil componentei de NW a vântului, cu frecvența de 14,8% (tab. 2). Această componentă care „degradează” treptat barcana, este marcată de direcția ridurilor de vânt (wind ripple-marks) N 35°, precum și de înclinarea anormală a versantului spre vânt (10° spre WNW, fig. 7). Evident, acest proces de deformare este frinat în perioadele cu ploaie când coeziunea nisipului crește mult.

Una din caracteristicile importante ale barcanelor în general este capacitatea lor de a se deplasa fie că se găsesc în grupuri, fie că sînt izolate.

Numeroase studii și determinări pe teren ne-au furnizat o serie de date, inclusiv cele extrase din literatură, menționate în tabelul 6, pentru comparație.

Diversitatea datelor din tabelul de mai jos, se explică îndeosebi prin dimensiunile diferite ale barcanelor, a căror deplasare anuală este inegală în cursul aceluiași an.

Uneori, barcanele se deplasează, pe scară largă, sub forma unor „fluvii de nisip” ca cele descrise de Clos-Arceuduc (1965) în Maroc

și Mauritania, pe distanțe ce ating 310 km și pe lățimi de 2—12 km (capul Juby).

Metodele de apreciere a deplasării barcanelor se bazează pe : a) utilizarea aerofotogramelor realizate în perioade diferite și b) calculul după formula lui Bagnold (din Capot-Rey, 1963).

Deoarece pentru regiunea noastră nu posedăm aerofotograme realizate în perioade diferite (după cum au procedat în Peru, Finkel

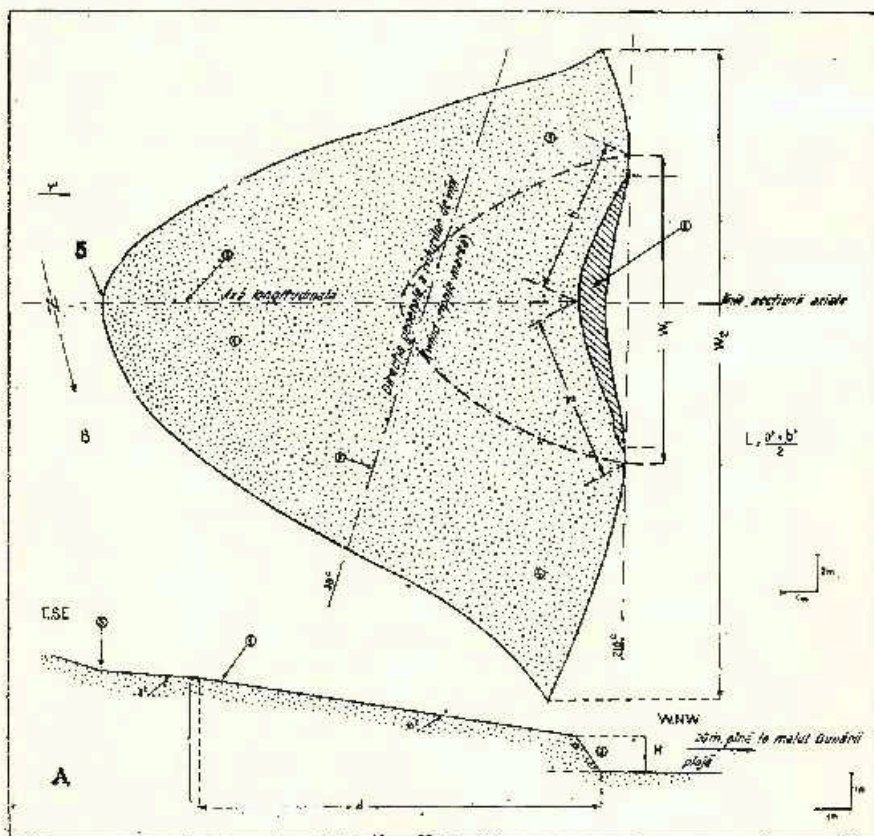


Fig. 7. — Barcană deformată în nordul ostrovului Moldova Veche.

A, aspectul secțiunii axiale; B, aspectul în plan; 1, versant spre vânt; 2, taluz (versant opus vântului); 3, braț stâng (sudic); 4, braț drept (nordic); 5, terminație; 6, axă longitudinală (linia secțiunii axiale); 7, direcția generală a ridurilor de vânt

Barkhane déformée, dans le N de l'îlot alluvial de Moldova Veche.

A, aspect de la coupe axiale; B, aspect en plan: 1, versant au vent; 2, talus (versant sous vent); 3, bras gauche (méridional); 4, bras droit (septentrional); 5, terminaison; (angl. toe) 6, axe longitudinal (ligne de la coupe axiale); 7, direction générale des rides de vent.

(1959), Hastenrath (1967) ne vom limita să calculăm deplasarea probabilă a barcanelor din ostrovul Moldova Veche pe baza formulei lui Bagnold, utilizând datele climatice menționate în tabelul 2 și să comparăm apoi viteza de deplasare astfel calculată cu curbele trasate de Finkel (1959).

TABELUL 6

Deplasarea anuală a barcanelor, în metri

Peru de Sud				Peru de Nord		Sahara	
				(din Finkel, 1959)		(din Capot-Rey (1963))	
Bingham (1925)	Barclay (1917)	Finkel (1959)	Hastenrath (1967)	Kinzi (1958)	Simons și Ericksen (1953)	Borkou	Khirs-gah
3,60-4,80	med. 91,4	11,3-32,3	9-23 (1955-1958)	med. 44,0	(Pur-Pur) 5,0	med. 60,0	10-20
			17-56 (1958-1964)				

Formula lui Bagnold (citată în Finkel, 1959) este următoarea :

$$c = \frac{q}{\gamma H} \quad (4)$$

unde c reprezintă viteza de deplasare în metri/oră ; q , transportul de nisip în tone/metru/oră ; γ , greutatea volumetrică a nisipului afinat în tone/m³ și H , înălțimea taluzului în metri.

Metoda lui Landsberg (citată de Finkel, 1959) cuprinde următoarele etape : 1° selecționarea direcțiilor vântului pentru care viteza sa medie v , este mai mare de 4° Beaufort (6,3 m/s) ; 2° determinarea vitezei-limită V_L (pentru care nisipurile încep să se deplaseze) în funcție

TABELUL 7

Direcția vântului cu $v \geq 6,3$ m/s	Valoarea vitezelor v (m/s)	Diametrul efectiv al particulei d (mm) = $M_d \cdot 0,75$	Viteza-limită $V_L = 680 \sqrt{d}$ $\log \frac{30}{d}$ (cm/s)	Transportul de nisip $q = 1,5 \cdot 10^{-3} \cdot (v - V_L)^3$ (t/m/oră)	Deplasarea orară (m/oră) $c = \frac{q}{\gamma H}$ ($\gamma = 1,5$ $H = 0,6 - 3m$)
E	666	$0,1 \times 0,75 = 0,075$		0,010	0,011 - 0,002
W	682		cca 478	0,013	0,014 - 0,003



de diametrul efectiv al particulelor d ; 3° calculul cantității de nisip (q tone) transportată de-a lungul unui traseu rectiliniu de 1 m, timp de 1 oră; 4° calcularea valorii deplasării orare (m/oră) după formula (4). Operațiunile au fost sintetizate în tabelul 7.

Considerînd, în mod convențional, că valoarea maximă a deplasării orare (intervalul 0,014—0,003 m/oră) este constantă de-a lungul unui an, ajungem la ovaluarea unei deplasări anuale (informative) D' , reprezentată grafic în figura 8. Aceeași figură prezintă și curbele D trasate

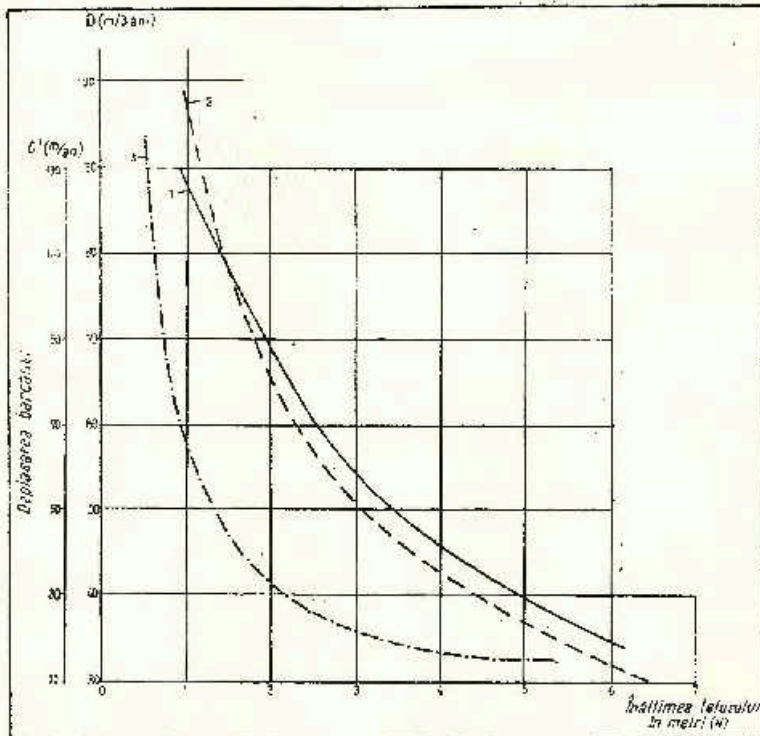


Fig. 8. — Diagramme Finkel, de reprezentare a dependenței deplasării barcanilor în funcție de înălțimea taluzului acestora (din Finkel, 1959, completată).

1, curbă trasată pe baza datelor din teren; 2, curbă trasată pe baza măsurătorilor pe aerofotograme (ambele se referă la regiunea La Joya, Peru); 3, curba trasată pe baza formulei $c = q/y \cdot H$, care exprimă relația $D'-H$, pentru ostrovul Moldova Veche.

Diagrammes Finkel, représentant le déplacement des barkhancs en fonction de la hauteur de leur talus (de Finkel, 1959, complété).

1, courbe tracée à partir de données acquises en terrain; 2, courbe tracée à partir de measurements sur des aérophotogrammes (les deux concernent la région de La Joya, Peru); 3, courbe tracée à partir de la formule $c = q/y \cdot H$, qui représente la relation $D'-H$, pour l'îlot alluvial de Moldova Veche.

de Finkel (1959) pentru o perioadă de 3 ani în urma prelucrării statistice a măsurătorilor pe teren și pe aerofotograme. Alura cumbelor este similară, însă, valorile obținute de noi pe baza metodei lui Landsberg ($D=126,1-24,5$ m/an) sînt superioare celor evaluate grafic după curbele lui Finkel și anume 35,1—18,2 m/an (curba 1) și respectiv 41,1—17,9 m/an (curba 2).

Deoarece, după cum am arătat mai sus, nu posedăm aerofotografele aceleiași zone realizate la interval de cîțiva ani, nu putem aprecia puțin măsurători directe pe acestea, valoarea deplasării reale a barcanelor din ostrovul Moldova Veche. În eventualitatea că deplasarea barcanelor (oare s-a constatat că nu poate fi în general oprită decît de relieful exagerat și printr-o rapidă instalare a unei vegetații de fixare) ar constitui un inconvenient de ordin practic, recomandăm ca estimarea înaintării lor spre NW sau W să țină seama de valorile maxime calculate prin metoda lui Landsberg. Studiile efectuate în Pomu (Finkel, 1959, Hastenrath, 1967) au arătat că deplasarea barcanelor se face prin deflația și transportul nisipului de-a lungul versantului spre vînt, cu depunerea sa pe versantul concav sub unghiul de taluz natural și cu „pierderea” de nisip de-a lungul brațelor. Măsurile cele mai eficiente de fixare a barcanelor vor cuprinde în primul rînd, fixarea nisipului brațelor printr-o acoperitură vegetală adecvată.

V. CONCLUZII

Formațiunile eoliene din ostrovul Moldova Veche reprezintă nisipuri fluviatile reluate și modelate de vîntul din sectorul estic. Acesta a realizat actualele forme de relief, pe de o parte fixate (dune longitudinale, depresiuni de deflație și excavații eoliene) pe de altă parte mobile (dune tip „barcană”).

Dunele longitudinale sînt separate de depresiuni de deflație, al căror sol nisipos este, în cele mai multe cazuri, acoperit de picrișuri (suprafețe tip „seni” sau „reg”) ca o consecință a fenomenelor de deflație. Efectul deflației este similar și la scară microscopică, prin realizarea „sortării minerale” a nisipurilor din aceleași depresiuni: granulele de mîce (muscovit și biotit) și dintre acestea cele de dimensiuni mai mici sînt deplasate la o anumită distanță, pe loc rămînînd cantități reduse de mîce, cu granule de diametre relativ mari.

În lipsa unor concluzii certe privind „vîrsta” dunei din dealul Unca, datarea arheologică a succesiunii de nisipuri cu 6 intercalații de soluri fosile (pe baza cercetării resturilor de ceramică ornamentată) a permis estimarea vechimii primei depuneri de nisip la oca 8000—9000 ani.

Barcanele, nisipuri mobile de cert interes științific și practic, atestă existența condițiilor de formare sintetizate de Capot-Rey (1963) : vânt tare și constant ca direcție ; suprafață dură și plană ; sursă de alimentare cu nisip ; ariditatea regiunii.

Importanța științifică și practică a barcanelor, pentru prima oară descrise de noi în regiune, constă și în faptul că s-a estimat, pe baza datelor climatice, viteza de deplasare a acestor forme de relief, de la E către W, și s-au preconizat unele măsuri de „firinare” a acestei deplasări în special prin fixarea cu o acoperitură vegetală a brațelor barcanelor.

Autorul speră că această notă preliminară va fi urmată de alte cercetări detaliate în special în privința geodinamicii grupurilor de barcane.

BIBLIOGRAFIE

- Capot-Rey R. (1937) Le vent et le modelé éolien au Berkou. *Trav. Inst. Rech. Sah.* XV, 1^{er} sem., Alger.
- (1963) Contribution à l'étude et à la représentation des barkhanes. *Trav. Inst. Rech. Sah.* XXII, 1^{er} et 2^{ème} sem., Alger.
- Clos-Arceuduc A. (1965) Les fleuves de sable entre le Maroc et la Mauritanie et la théorie des barkhanes. *C. R. Acad. Sc.*, 261, Paris.
- Finkel H. (1959) The barchans of southern Peru. *The Journal of Geology*, 67, 6, Chicago.
- Hastencrath S. L. (1967) The barchans of the Arequipa region, Southern Peru. *Zeitschrift für Geomorphologie, neue Folge*, 11, 3, Berlin.
- Marković-Marjanović J. (1951) Kvantarne naslage Požarevačkog Podunavlja (Depozitele cuaternene din regiunea Požarevačko Podunavlje). *Zbornik Radova*, XVI, 2, Geološki Institut, Beograd.
- Wojdanowicz J. (1965) Wydmy międzorzecza Sanu i Legu (Dunele interfluviuului San-Leg), *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, XX, 4, Lublin.

CONSIDÉRATIONS GÉODYNAMIQUES CONCERNANT LES SABLES ÉOLIENS D'ÂGE HOLOCÈNE SITUÉS DANS LE N DE L'ÎLOT DE MOLDOVA VEÇHE (BANAT)

(Résumé)

Les recherches effectuées par l'auteur en 1969 dans le N de l'îlot de Moldova Veche (Banat) ont eu comme objet la géodynamique des dunes longitudinales



et des barkhans ainsi que la tentative de dater (à partir de critères archéologiques) les dépôts de sables de la dune de la colline Unca.

Les dunes sont orientées parallèlement à la direction des vents dominants (ESE-WNW) ; les dépressions interdunaires et les excavations éoliennes — produits des phénomènes de déflation — ont la même direction, et laissent souvent voir des surfaces planes, sablonneuses recouvertes de cailloux roulés. Ces surfaces sont dénommées au Sahara „scriu” ou „rog”. De petits obstacles naturels sont responsables de l'apparition des microaccumulations de sables du type dénommé au Sahara „nebkra”.

On remarque au microscope que la déflation produit à la surface des dunes longitudinales, l'enrichissement quantitatif en mica (muscovite et biotite) représentées par des grains à diamètre moyen relativement réduit. Dans les dépressions interdunaires on remarque la baisse du contenu en minéraux légers en même temps que la prédominance des gros grains de mica.

La tentative de dater les dépôts sableux de la dune de la colline Unca, d'après des critères paléontologiques (faune identifiée par T. BANDRABUR) nous a renseigné seulement sur leur âge holocène et sur l'existence éventuelle de certains dépôts de type „Kjoekkenmødding”.

La présence des débris de céramique ornés (datés par P. ROMAN) dans le toit des couches des sols fossiles F₃, F₄ și F₆, nous a permis d'évaluer approximativement le rythme de l'accumulation du sable (0,4 cm/an) y compris l'âge du premier dépôt de la partie basale de la dune (8000—9000 d'années).

Outre les sables fixés et demi-fixés des dunes longitudinales y apparaissent aussi les sables mobiles des barkhans. Les barkhans de l'îlot Moldova Veche, présentent des caractères semblables à ceux des barkhans du Pérou.

Les conditions de formation des barkhans de la région sont similaires à celles présentées succinctement par CAPOT-REY (1963). Les déformations que nous avons observées sont le résultat de l'action du vent de NW, avec une fréquence relativement élevée (14,8%).

La vitesse de déplacement annuelle des barkhans a été appréciée par la méthode LANDSBERG, basée sur les données climatiques et les formules de BAGMOLD ainsi que sur le calcul graphique d'après les courbes de FINKEL. La première méthode nous a donnée des valeurs supérieures (126,1—24,5 m/an) à celles obtenues par la méthode graphique (17,9—41,1 m/an).

Étant donné que les barkhans en se déplaçant „pendant” sur tout le sable du long des bras nous proposons de „freiner” leur avancée vers l'W ou le NW en fixant leurs bras par une couverture végétale adéquate.

Les recherches futures s'appliqueront à élucider le comportement géodynamique des groupes des barkhans de l'îlot Moldova Veche.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche IV

Coupe transversale dans les dépôts éoliens quaternaires dans le N de l'îlot alluvial de Moldova Veche (Banat).



Courbe de la variation de la quantité des micas (1) présentant des minimums correspondant aux zones de déflation ; ces dernières se caractérisent par des micas de dimensions relativement élevées (2) ; d — diamètre moyen des micas (mm).
1, sables dunaires ; a, sols fossiles ; b, surfaces de déflation de type „scrir“ ;
2, graviers fluviaux ; 3, échantillons récoltés ; 4, épaisseurs des sols fossiles (m).



PLANȘA I



PLANȘA 1

Fig. 1. — Suprapunerea nisipurilor eolice (c) cu un nivel bazal de loess (b), peste pietrișurile Quaternare (a), în malul estic al Os. roșului Moldova Veche. Sables éoliens (c) avec un niveau basal de loess (b), surmontant des graviers fluviaux (a), rive orientale de l'Îlot alluvial de Moldova Veche.

Fig. 2. — Peretele NW al unei excavații eoliene. Solul actual în formare (F_0); solurile fosile F_1 și F_2 se disting printr-o nuanță mai închisă decât a nisipurilor ce le cuprind.

Paroi NW d'une excavation éolienne. Sol actuel peu évolué (F_0); les sols fossiles F_1 et F_2 se distinguent par leur teinte plus sombre que celle des sables qui les recouvrent.



V. BULGĂREANU. Nisipurile eoliene din Ostrovul Moldova Veche. Pl. I.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sădiștelor, vol. LVII/5.



PLANȘA II

Fig. 1. — Formațiuni „interodunare” de tip „nebka” datorite obstacolelor naturale reprezentate prin smocuri de iarbă. Se observă granulația grosieră a terenului dintre „microdune”, rezultatul acțiunii deflației (v — vânt predominant).

Formations „interodunare” de type „nebka” causées par des obstacles naturels représentés par des poignées d’herbe. On observe la granulation grossière du terrain situé entre les „microdunes”, comme résultat de la déflation (v — vent prédominant).

Fig. 2. — Suprafața de tip „serir” în depresiunile interodunare. Prin îndepărtarea nisipului datorită deflației, rămân pe sol elemente de pietrișuri. În „umbră” cărora se formează „microacumulări” de nisip (v — vânt predominant).
 Suprafațe de type „serir” dans les dépressions interodunaires. Par l’ablation du sable (déflation), sur le sol restent des éléments de graviers à l’abri desquels se forment des „microaccumulations” de sables (v — vent prédominant).



V. BULGĂREANU. Nisipurile eoliene din Ostrovul Moldova Veche. Pl. II.



1



2

Institutul Geologic. 134ri de seamă ale școlărilor, vol. LVII/5.



PLANȘA III

Fig. 1. — Limita zonei duneleor longitudinale (a) cu zona barenelor (b). Se observă fixarea nisipurilor duneleor longitudinale și caracterul mobil al nisipurilor barenelor. Limita între la zone des dunes longitudinales (a) et la zone des barkhanes (b). On observe la fixation des sables des dunes longitudinales et le caractère mobile des sables des barkhanes.

Fig. 2. — Aspectul zonei barenelor. Se observă că apariția celor mai mărunte obstacole de natură vegetală (în primul plan) modifică configurația tipică de bareană (în planul al doilea). L'aspect des zones des barkhanes. On observe que l'apparition des plus insignifiants obstacles de nature végétale (au premier plan) modifie la configuration typiques des barkhanes (au second plan).





1



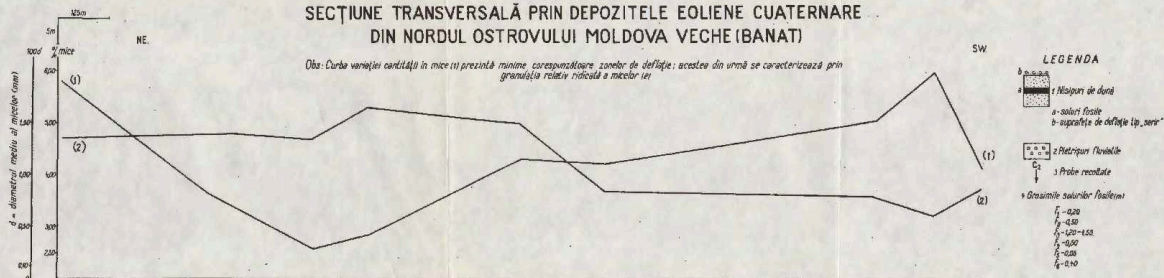
2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVII/5.



V. BULGĂREANU SECȚIUNE TRANSVERSALĂ PRIN DEPOZITELE EOLIENE CUATERNARE DIN NORDUL OSTROVULUI MOLDOVA VECHĂ (BANAT)

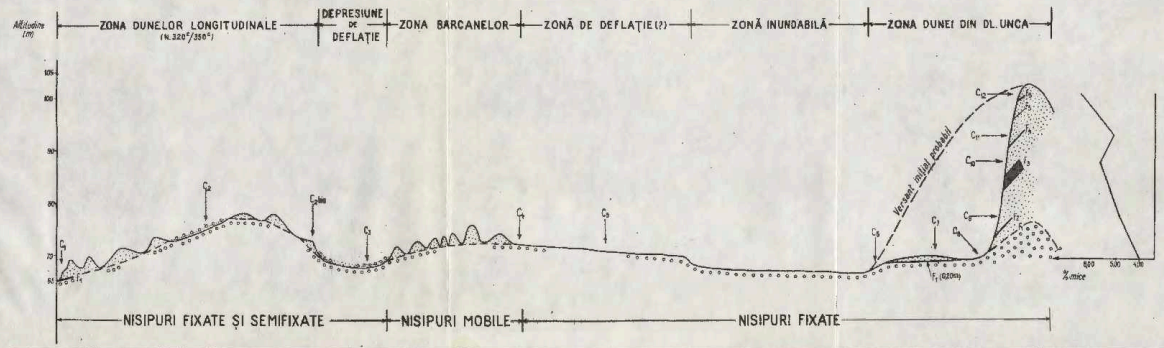
Observație: Curba variației cantității în m.ice. cu prezintă minime corespunzătoare zonelor de deflație; acestea din urmă se caracterizează prin granulația relativ ridicată a m.iceilor.



LEGENDA

- Nisipuri de duna
- a - nisipuri fixe
- b - nisipuri de deflație tip „sora”
- c - Depozituri Pleistocene
- d - Profile rezultate
- e - Grosimile saurilor fixate

$F_1 = -0,20$
 $F_2 = -0,30$
 $F_3 = -0,20 - 1,50$
 $F_4 = -0,50$
 $F_5 = -0,20$
 $F_6 = -1,10$



ORIGINEA SĂRURILOR DIN SOLURILE,
APELE FREATICE ȘI LACURILE SĂRATE DIN CÎMPIA ROMÂNĂ
DE NORD-EST¹

DE

N. FLOREA²

Abstract

Origin of Salts from Soils, Ground Waters and Salt Lakes within the Northeastern part of the Romanian Danube Plain. The main initial source of easily soluble salts accumulated in soils, in ground mineralized waters and in saline lakes of the northeastern part of the Romanian Danube Plain is constituted by saliferous deposits from the hilly region neighbouring with the Subcarpathian Bend. By means of running waters, salts proceeding from these saliferous deposits, salt springs, etc. could reach the sediments of the plain either concomitantly with the deposition of alluviums or by direct infiltration in some districts. Another source of soluble salts is constituted by the alteration process of silicates and by pedogenesis. Soda encountered in small amounts has especially resulted from the Guedraitz reaction or is due to the reduction of sulfates and, to a lesser extent, from the Hilgawi reaction, alteration of silicates or mineralization of vegetal debris. The transport of easily soluble salts was particularly carried out by infiltration water and ground water, thus a local redistribution of existing salts or those which penetrated into deposits has been obtained. Small amounts of salt could also have been transported by aeolian way. As a result of the interaction of ions in solutions, a continuous differentiated accumulation of sodium chloride and sodium sulfate takes place under the conditions of the northeastern Romanian Danube Plain. Both the sodium chloride and the sodium sulfate finally become the dominant salts in salt lakes or in mineralized ground waters.

¹ Comunicare în ședința din 16 februarie 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Sărurile ușor solubile întâlnite în natură au provenit în marea lor majoritate prin alterarea rocilor eruptive care sînt considerate ca sursa primară a acestora. De mare importanță însă, în formarea acumulărilor actuale de săruri în soluri, ape freatice sau lacuri sînt sursele secundare de săruri, reprezentate prin diferitele acumulări anterioare de săruri solubile sub orice formă. Cele mai importante surse secundare de săruri solubile sînt rocile sedimentare salifere și apa mărilor sau oceanelor (în unele cazuri și cea a unor lacuri și rîuri). Rocile sedimentare (însă, chiar nesalifere, conțin impregnate foarte mici cantități de săruri ușor solubile care pot suferi o redistribuire și acumulare în anumite condiții locale favorabile; sub acest aspect deci, rocile sedimentare în general pot fi considerate ca o sursă de săruri ușor solubile. Agentul principal care transportă sărurile ușor solubile și face posibilă acumularea lor este apa (de infiltrație, subterană sau curgătoare); faptul că același agent (apa) acționează în deplasarea și acumularea sărurilor în sol, ape freatice sau lacuri conferă un caracter unitar procesului de acumulare a sărurilor în toate cele 3 cazuri.

SCURT ISTORIC

În legătură cu originea sărurilor solubile acumulate în solurile, apele freatice sau mai ales, în lacurile sărate din Cîmpia Română de nord-est au fost emise mai multe ipoteze.

Părerile că lacurile sărate din Cîmpia Română sînt resturi ale mării pontice (deci lacuri relictice ca cele din depresiunea aralo-caspică) a fost deja combătută de Murgoci (1907) care arată că pe de-o parte aceste lacuri apar în regiuni în care nu se întindea vechea mare, iar pe de altă parte ele sînt posterioare depunerii loessului; nici ideea că aceste lacuri ar reprezenta resturile unei transgresiuni marine postwürmiene (Mihăilescu, 1947) nu poate fi argumentată negăsindu-se fosile marine și nici depozite corespunzătoare (Lîteanu, Ghenea, 1962; Lîteanu et al., 1961) în forajele efectuate.

După altă ipoteză sărurile din lacuri sînt aduse din regiunea colinară saliferă prin intermediul apelor freatice și izvoarelor din jurul lacurilor (Ștefănescu, 1888); și această ipoteză este respinsă de Murgoci care nu constată o legătură între apele subterane ale cîmpiei și regiunii salifere.

După Mrazec (1901) ar fi existat chiar înainte de depunerea loessului lacuri sărate a căror evaporare a dus la formarea unei angile



sărate; în prezent apele subterane ar dizolva sărurile din argilele sărate și ar alimenta cu acestea lacurile sărate. Existența unei asemenea argile sau marne sărate nu a fost dovedită însă pînă în prezent.

Murgoci (1907) arată că nu este necesar să admitem existența unei ape sau argile sărate anterioară depunerii loessului. După Murgoci, în procesul de alterare a loessului în condițiile climatei aride, ca și în cel de formare a cernoziomului din stepă (condiții de climă în care se găsesc lacuri sărate), rezultă săruri ușor solubile; apele de precipitații care se infiltrează în sol și loess dizolvă aceste săruri pe care le aduc în stratul acvifer, de unde pot trece în lacuri, acumulîndu-se. În zona umedă (de pădure), arată Murgoci, unde loessul și solurile sînt spălate de săruri ușor solubile sub acțiunea precipitațiilor mai abundente, lipsesc și lacurile sărate.

Cercetările ulterioare confirmă rolul important al apei freatice în deplasarea sărurilor în cuvetele lacustre (Petrescu, 1940; Liteanu, Ghenea, 1962; Marosi, 1967).

Au fost semnalate, de asemenea, și alte căi de deplasare a sărurilor, spre exemplu prin vînt care poate spulbera eflorescențele de săruri de pe marginile lacurilor sărate sau din luncile rîurilor (Murgoci, 1907; Petrescu, 1940) sau prin apele unor rîuri care se infiltrează în cuvetele lacustre sau pătrund în acestea prin revărsare (Marosi, 1967).

Originea sărurilor din apele freatice și solurile saline și alcalice a fost abordată numai în lucrări mai recente. Tipul de salinizare predominant cloruric al solurilor halomorfe și al apelor freatice mineralizate a fost pus pe seama aportului de cloruri adus de rîurile care străbat zona cutelor diapire a Subcarpaților de curbură și transmis orizonturilor acvifere și sedimentelor de suprafață (Florea, 1958, 1961; Ianovici, Florea, 1964). Originea fluvială a sărurilor din stratul acvifer al unor sectoare ale Cîmpiei Române de nord-est este, de asemenea, stabilită de Marosi (1963 a, 1963 b, 1967).

Raportul hidrochimic dintre apele freatice și lacuri

Aproape toate ipotezele emise cu privire la originea sărurilor din lacurile sărate ale Cîmpiei Române de nord-est, relevă un aspect comun pe care îl subliniem și noi: rolul deosebit de important al stratului acvifer freatic în aducerea sărurilor în lacuri. De aceea raportul dintre compoziția chimică a apelor freatice din jurul fiecărui lac și cea a apelor

lacului respectiv a fost examinat amănunțit în mai multe studii hidrochimice valoroase (Petrescu, 1940; Liteanu, Ghenea, 1962; Liteanu, Pricăjan, 1961; Marosi, 1967). Deși se consideră că sărurile din apele lacurilor provin din cele ale apelor freatice, totuși se remarcă existența unor diferențe importante între compozițiile chimice ale apei lacului și apelor freatice și lipsa unor relații clare între compozițiile chimice ale acestora, fapte care pun sub semn de întrebare proveniența lor menționată mai sus. Pentru a explica deosebirile de compoziție chimică constatată, Petrescu emite ipoteza aporturilor sau îndepărtărilor de săruri pe cale coliană (aporturi în apa freatică prin intermediul prafului eolian provenit din aluviunile râurilor care conțin și săruri — și îndepărtări din crustele de sare formate pe marginea lacului în timpul venii).

Liteanu, Ghenea (1962) consideră că diferențele în compoziția chimică a apei lacurilor și apelor freatice sînt determinate de două cauze principale :

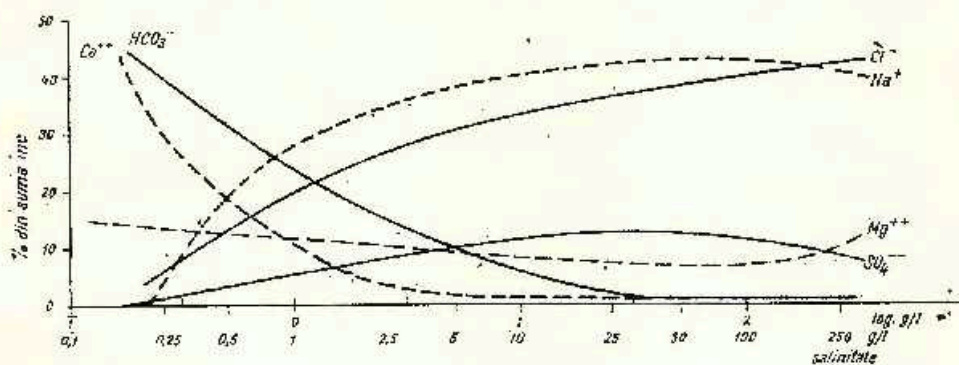
alimentarea lacurilor cu ape freatice are loc nu numai din apropiata vecinătate a lacului, ci dintr-un bazin hidrografic subteran propriu fiecărui lac, bazin ce poate aparține la mai multe raioane hidrochimice, cu compoziție chimică deosebită a apelor freatice ;

„intervenția unei metamorfoze hidrochimice“ care ar avea loc la trecerea apelor freatice din faza subterană la faza superficială (subaeriană) și care ar explica modificarea compoziției chimice medii a apelor freatice, o dată cu transformarea lor în ape de lac.

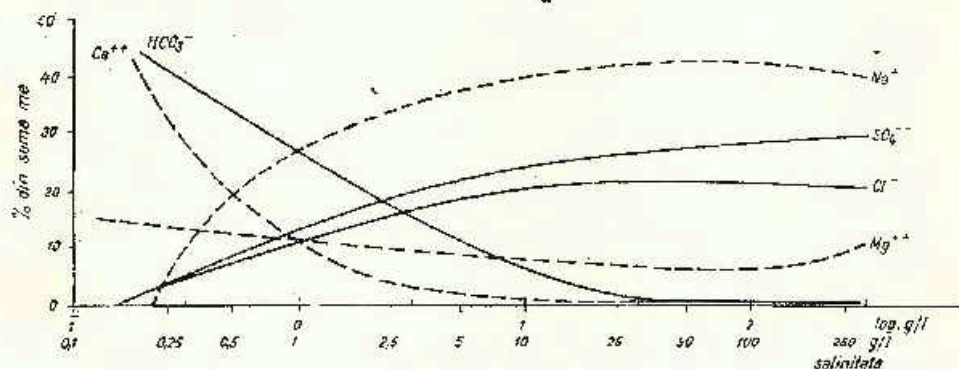
La aceste două cauze, Marosi (1967) adaugă și existența unei legături, în unele cazuri, între „bazinele lacustre și curentul freatic al apelor puternic salinizate, care se scurg dinspre riul Rîmnic prin coridoarele de alimentare conturate de-a lungul văilor părăsîte“.

După părerea noastră nu trebuie să căutăm cauza principală în intervenția unei „metamorfoze hidrochimice“ legată de trecerea apelor freatice din faza subterană în faza superficială. Diferențele în compoziția chimică a apelor lacustre față de cele freatice sînt o consecință firească a dezvoltării procesului de mineralizare a apelor din lac, în care acționează legile solubilității diferitelor săruri și gaze în condițiile de mediu și de salinitate ale apei lacului. Paralel cu creșterea concentrației în săruri a apelor lacustre are loc o modificare treptată, continuă, a compoziției chimice, datorită modificării coeficienților de solubilitate a diferitelor

săruri în prezența în concentrații crescînde a altora. Această afirmație este ilustrată cu ajutorul datelor prezentate grafic în diagrama din figură. Se observă că concentrația relativă a diferiților ioni (exprimată în % din suma miliechivalenților-gram) și îndeosebi a ionilor CO_3H^- , Ca^{+2} , Na^+ , se modifică mult o dată cu creșterea conținutului de săruri din apa lacu-



a



b

Variația conținutului relativ de diferiți ioni din apa lacurilor din Cîmpia Română de nord-est în funcție de conținutul de săruri de apă.

a, lacuri în care $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$; b, lacuri în care $\text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-}$.

Variation de la teneur relative de différents ions de l'eau des lacs du NE de la Plaine Roumaine en fonction de la quantité des sels renfermée par l'eau.

a, lacs où $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$; b, lacs où $\text{Cl}^- < \text{SO}_4^{2-}$.

lui; în timp ce conținuturile relative de Ca^{+2} și CO_3H^- scad repede cu creșterea mineralizării apei lacustre (și nu ca urmare a trecerii apei din faza subterană, în faza superficială), conținuturile de Na^+ și Cl^- cresc. Are loc deci și în cazul apelor lacustre o dezvoltare stadială a procesului de acumulare a sărurilor asemănător celui ce a fost descris pentru

cazul apelor freatice din Cimpia Română de nord-est, cercetat mai amănunțit (Florea, 1956).

Plecînd de la această concepție, apare fără sens să căutăm o legătură directă între compoziția chimică a apelor freatice și cea a lacurilor. O asemenea legătură poate să se constate numai dacă apa lacului și cea freatică din zona înconjurătoare prezintă conținuturi de săruri ce corespund unor stadii de mineralizare similare; este desigur cazul observat de Marosi (1967) pentru unele lacuri din interfluvitul Buzău-Râmnic care au o mineralizare apropiată de cea a apelor freatice din împrejurimile acestora. În mod obișnuit însă, lacurile sărate au o concentrație mult mai mare decît cea a apelor freatice, găsindu-se deci în alt stadiu de mineralizare și ca atare prezentînd o altă compoziție, alte raporturi între anioni și între cationi. Desigur, nu trebuie să se înțeleagă din cele expuse că sărurile aduse de apele freatice nu au importanță în formarea acumulărilor saline din lacuri; dimpotrivă în cea mai mare parte natura sărurilor care se acumulează, raportul dintre anumite săruri, va fi determinat de sărurile aduse de apele care alimentează lacul, dar procesul de acumulare a sărurilor în lacuri se va desfășura în ansamblul lui după legile mineralizării lacurilor (putînd să difere nivelele de salinitate la care se realizează diferitele stadii sau raportul dintre diferenții ioni la același stadiu de mineralizare, etc.). Cauzele locale pot determina unele abateri de la evoluția stadială a mineralizării lacurilor, sau mai bine zis pot determina apariția mult mai repede (sau alteleori mai tîrziu) a anumitor stadii de mineralizare; este, spre exemplu, cazul lacului Balta Albă, care a atîns stadiul cloruric de mineralizare la salinități mult reduse față de situația normală, fiind alimentat prin culoarul subteran al Văii Botdu cu ape cu NaCl din Râmnic, cum a demonstrat Marosi (1967).

Un alt argument pentru susținerea părerii că sărurile din apa lacurilor provin din apele freatice îl constituie și constatarea (Liteanu, Pricăjan, 1961) că ionul Br^- și I^- din lacurile sărate ale Cimpiei Române de est își au originea în apele freatice care afluează în lacurile respective.

Originea clorurilor și sulfatilor acumulați în lacuri, ape freatice și soluri

Din cele expuse anterior a rezultat că apa freatică reprezintă un mijloc important, o cale de transport al sărurilor solubile, dar nu originea acestora. Pe baza datelor actuale se poate afirma că o parte din sărurile lacurilor, apelor freatice sau din solurile saline, își au originea, așa cum a arătat Murgoci (1907) în procesele de alterare a sedimentelor și de

solificare în condiții de climă aridă, procese prin care rezultă cantități apreciabile de săruri solubile care pot ajunge în ape freatice și lacuri prin intermediul apelor de precipitații. Numai prin această origine nu se pot explica însă (în lipsa unei influențe maritime) importanțele acumulări de cloruri, în majoritatea cazurilor sărurile dominante, din lacurile sărate, apele freatice mineralizate și solurile saline. Răspândirea acumulărilor de săruri de acest tip (cu predominarea clorurilor) numai în partea de cimpic situată în vecinătatea zonei cutelor ciapire din Subcarpații de curbură (vezi planșa) sugerează considerarea sărurilor din depozitele salifere, masivele de sare, apele fosile, etc., ale zonei colinare vecine drept sursă inițială a unei importante părți din sărurile existente în lacurile sărate, ape freatice și soluri. Sărurile din sursa inițială din zona colinară au fost transferate în cimpie nu atât prin intermediul unui strat acvifer, cum sugerase Ștefănescu (1883), cât mai ales prin intermediul apelor curgătoare care au coborât și coboară din zona colinară, așa cum de altfel a fost remarcat în studii asupra acumulării sărurilor în ape freatice și soluri (Florea, 1958, 1961; Ianovici, Florea, 1964; Marosi, 1967). Se știe că aceste ape curgătoare — în care ajungeau și apa izvoarelor sărate sau și apele de scurgere pe suprafața depozitelor salifere din zona colinară — au fost cele care au umplut actuala cimpie cu aluviunile transportate. În aceste aluviuni sedimentate în cimpie au rămas din apa care le-a adus și foarte mici cantități de săruri solubile printre care și cloruri și sulfatați (trebuie accentuat că aceste cantități de săruri sînt foarte mici, încît sedimentul apare cu un conținut normal de săruri, dar proporția de cloruri și sulfatați din aceste aluviuni apare mult mai mare în comparație cu cea din aluviunile sedimentate de rîuri în al căror bazin hidrografic nu există o zonă cu roci salifere). Aluviunile sedimentate în faza finală de umplere a cimpiei au constituit, de asemenea, și materialul de bază din care a fost spulberat praful și depus apoi sub formă de loess; desigur, odată cu acest praf au fost antrenate și mici cantități de săruri, astfel că loessul rezultat din aceste aluviuni a avut inițial și mici cantități de cloruri și sulfatați, așa cum se constată și din datele tabelului alăturat (vezi tabelul). Într-adevăr, sedimentele de suprafață din cimpia dintre Ialomița și Siret (situată în vecinătatea zonei cutelor ciapire) se deosebesc mult de sedimentele de suprafață din alte unități geomorfologice, atât în ceea ce privește conținutul total de săruri solubile, cât și raportul dintre sărurile prezente. În sedimentele din cimpia dintre Ialomița și Siret conținutul total de săruri variază între 80 și 260 mg săruri la 100 g material, predominînd bicarbonații sau clorurile, iar raportul

TABEL
Conținutul în săruri solubile ale unor sedimente de suprafață

Localizarea	Sedimentul	Solut	Adin-cimea în cu în 100 g	Total săruri mg la 100 g sol	Anioni în mg/me la 100 g sol			Cationi în mg/me la 100 g sol			Cl:SO ₄	
					CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca++	Mg++		Na+
<i>Câmpia dintre Iatomița și Siret</i>												
1 NE Urleasca (Cupa Brăilei)	Loess	Cernoziom ciocolatiu	225-	82	34	18	7	6	2	15	-	3,25
			240	2,44	0,57	0,52	0,16	0,32	0,21	0,66	-	-
2 Tutești	loessoid	Cernoziom levigat	180	121	58	9	1	4	-	27	21	3,80
			200	2,873	0,041	0,255	0,067	0,179	-	1,155	0,217	-
3 Est Lipia	Argilă	Morogan levigat	180	203	7	51	25	5	2	58	-	2,78
			200	8,063	0,120	1,432	0,515	0,224	0,170	2,602	-	-
4 SE P.T. Comara (Câmpia Râmnicului)	Argilă	levigat	190-	166	3	10	8	3	2	5	2	1,89
			212	4,467	0,097	1,550	0,291	0,172	0,134	0,281	0,213	0,052
5 F Satu Poșta	Aluviani	Sol aluvial	180-	256	13	65	79	48	3	30	-	1,12
			200	7,97	0,510	1,833	1,643	2,420	0,275	1,281	-	-
<i>Câmpia dintre Iatomița și Olt</i>												
9 N V Gara Fetești	Loess	Cernoziom carbonatic	150-	54	35	2	3	6	urne	9	-	0,86
			170	1,40	0,57	0,06	0,07	0,31	0,39	-	-	-
7 Gara Joggălia	Loess	Cernoziom castaniu	240-	40	28	1	1	5	2	3	-	0,75
			260	1,12	0,47	0,03	0,04	0,28	0,15	0,15	-	-

Localizarea	Sedi- mentul	Solut	Adin- cimea in cm	Total săruri mg la 100 g sol	Anioni mg/me la 100 g sol				Cationi în mg/me la 100 g sol				Cl:SO ₄
					CO ₃ ⁼⁼	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁼⁼	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	
8 Tămădău	Loess	Cernoziom levigat	130— 140	53 1,417	—	0,575	0,049	0,059	0,394	0,070	0,236	0,024	0,83
9 Drăgănești-Vlașca (krt. 71)	Loess	Cernoziom levigat freatic umed	180— 200	80 2,051	—	0,46	0,129	0,146	0,757	0,145	0,108	0,017	0,88
<i>Dobrogea vestică și terasa Durdării la Brăila</i>													
10 Chișcani (Terasa Brăilei)	Loess	Cernoziom carbonatic	190— 200	61 1,659	—	0,630	0,068	0,078	0,390	0,200	0,293	—	0,87
11 S SE Măcin	Loess	Sol bălan	200— 220	65 1,54	—	0,29	0,14	0,12	0,44	0,19	0,09	2	1,15
12 S Cerna	Loess	Sol bălan	80— 100	67 1,77	—	0,38	0,06	0,22	0,56	0,20	0,10	—	0,27
13 V Mircea Vodă	Loess	Sol bălan închis	180— 200	51 1,26	—	0,31	0,09	0,09	0,34	—	0,20	5 0,03	1,00

$\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{--}$ este totdeauna supraunitar, luând valori între 1,12 și 3,80. În sedimentele din alte unități de relief (vezi tabelul) conținutul total de săruri este sub 80 mg la 100 g material, printre săruri predominând net bicarbonații alcalino-pământoși, iar raportul $\text{Cl}^-:\text{SO}_4^{--}$ este în majoritatea cazurilor subunitar, rareori depășind cu puțin unitatea. (Se menționează că în exemplele prezentate în tabel au fost selectate sedimente din puncte unde apa freatică era situată la mare adâncime pentru a se evita eventuala influență a apei freactice asupra conținutului de săruri din sediment). De asemenea, conținutul în Cl^- și SO_4^{--} este de câteva ori mai ridicat în sedimentele din câmpia dintre Ialomița și Siret în comparație cu sedimentele din celelalte regiuni.

Prin mobilizarea ulterioară a acestor mici cantități de cloruri și sulfatați din aluviunile vechi sau noi și din loess prin intermediul apelor freactice și prin concentrarea lor în anumite condiții favorabile în lacuri, ape freactice sau soluri, au putut lua naștere în timp îndelungat actualele acumulări de săruri din lacurile sărate, apele freactice mineralizate sau din solurile saline și alcaline ale Câmpiei Române de nord-est.

Sărurile din apa râurilor ce coboară din zona colinară pot ajunge în apa freatică (și de aici în lacuri sau soluri) și direct prin infiltrație, în sectoarele în care râul alimentează stratul acvifer. O astfel de situație a fost dovedită pentru râul Râmnic în sectorul piemontan al câmpiei (Marosi, 1963 a, 1963 b) și are loc probabil și în cazul celorlalte râuri (Buzău spre exemplu în sectorul Filipești-Bordei Verde, Râmna, etc.). Se explică astfel proporția mare de cloruri în apele freactice din sectoarele menționate.

O altă cale de depășare a sărurilor, cea eoliană, a fost semnalată de Murgoci (1907) și reluată de Petrescu (1940), care a observat în unele sectoare de luncă ale râurilor Buzău și Râmnic, râuri cu ape relativ bogate în săruri, formarea după inundații a unor cruste de aluviuni cu eflorescențe de săruri, care sînt apoi spulberate de vînt; pe această cale, afirmă autorul, pot ajunge în lacuri, ape freactice sau soluri, sărurile respective. În jurul lacurilor sărate se depun frecvent vara eflorescențe cu săruri ușor solubile, care pot fi luate, de asemenea de vînt și transportate ca pulberi pe anumite distanțe putînd ajunge în solurile sau apele freactice din împrejurimi; pe această cale Petrescu (1940) consideră că unele lacuri sărate se pot chiar desaliniza. Nu numai eflorescențele de săruri, ci și spuma sărată formată la suprafața unor lacuri poate fi antrenată și rostogolită de vînt pe teritoriul din vecinătatea lacului, îmbogățind solul și apa freatică în săruri ușor solubile; desfășurarea unui asemenea fenomen a fost observată de noi în cazul Lacu-

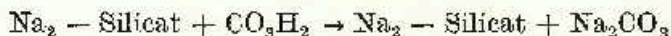
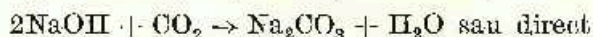
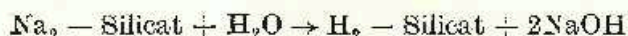


lui Sărat-Brăila în toamna anului 1968. Trebuie menționat, în fine, procesul de „impulverizație” ca o altă posibilitate de transport prin vînt a sărurilor ușor solubile, odată cu stropii de apă sărată ridicată de vînt din lacuri și purtați astfel pe distanțe variabile.

Originea sodiei

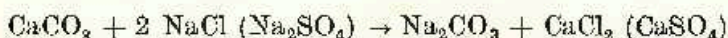
În multe soluri halomorfe, în general din partea mai umedă a cîmpiei, și în unele lacuri sărate se acumulează și oarecari cantități de sodă (Na_2CO_3), a cărei origine a fost mult discutată în literatură. Se cunosc cinci moduri diferite de formare a acesteia: alterarea silicaților, acțiunea sărurilor de sodiu asupra carbonaților alcalino-pămîntoși (reacția Hilgard), acțiunea apei cu CO_2 sau a carbonaților asupra argilelor sau solurilor saturate cu Na (reacția Ghedroîț), reducerea sulfatilor și mineralizarea substanțelor organice (resturilor vegetale).

La alterarea silicaților de Na și K, în special feldspați și feldspatoizi, rezultă printre altele carbonați alcalini. Schematic reacția poate fi redată astfel:



Acest mod de formare a sodiei este mult răspîndit în natură în regiunile formate din roci cruptive. Nu are vreo importanță deosebită în cazul Cîmpiei Române de nord-est.

Reacția Hilgard are loc în momentul venirii în contact a soluțiilor de săruri de sodiu, clorură sau sulfat, bogate în acid carbonic, cu carbonat de calciu sau de magneziu (din calcare, marnă, depozite loes-soide, etc.). Ea poate fi exprimată astfel:

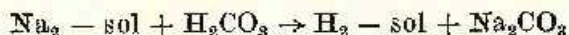


Deoarece reacțiile chimice se desfășoară în sensul formării compusului cel mai greu solubil (CaCO_3), pe această cale se formează în mod obișnuit puțină sodă. Presiunea ridicată de CO_2 favorizează această reacție.

Formarea sodiei prin reacția Ghedroîț presupune formarea în prealabil sau existența unor argile sau soluri ce conțin Na schimbabil (se pot forma spre exemplu prin acțiunea apelor subterane cu săruri de sodiu care se ridică temporar în sol Florea, 1956). Prin acțiunea



apei cu bioxid de carbon asupra acestor argile sau soluri rezultă carbonat sau bicarbonat de sodiu, după reacția :

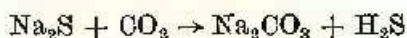


Bicarbonatul sau carbonatul de calciu acționează similar :



Formarea sodiei prin reacția Ghedroitț este relativ frecventă în soluțiile solonchizate.

Prin reducere în mediu complet anaerob poate rezulta sodă prin transformarea sulfatilor solubili. Reacția poate fi schițată astfel :



Alături de sodă rezultă hidrogen și diferite sulfuri. Acest proces a fost semnalat de Petrescu (1941) în Lacul Sărat. Pentru ca reacția să se producă trebuie să lipsească complet oxigenul și să fie prezente substanță organică și bacterii reducătoare. Aceste condiții se întâlnesc rar în scoarța de alterare și anume în solurile mlăștinoase, pe fundul lacurilor puțin adânci sau al lagunelor, în unele mări. (Apele legate de zăcămintele petrolifere sînt adesea lipsite de sulfati, ca urmare a reducerii acestora în condiții anaerobiotice).

Prin mineralizarea resturilor vegetale în sol rezultă printre altele baze și K și Na, care trec în carbonați, de regulă, fixînd CO_2 din aer. Pe această cale se formează însă foarte mici cantități de carbonați aloalini, cu atît mai mult cu cît K, îndeosebi, este reținut în sol sub formă de cation schimbabil.

Se menționează însă că soda (Na_2CO_3) odată formată nu se poate păstra ca atare decît numai în anumite condiții, în primul rînd în absența sămurilor neutre de calciu sau surselor de ioni de calciu condiții ce vor fi discutate ceva mai departe.

Reacțiile dintre săruri

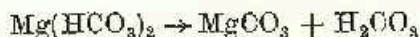
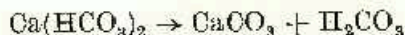
Deoarece, așa cum s-a văzut, apele care alimentează un lac și în primul rînd apele freatice, transportă sărurile care se acumulează în acel lac, iar compoziția lor este diferită de cea a apei lacului, se pune o întrebare firească : ce se întîmplă cu sărurile sau ionii aduși de apele alimentare ale lacului pe care nu-i găsim acumulați în lac ? Pentru a



răspunde la această întrebare trebuie să examinăm interacțiunile (reacțiile reciproce) dintre sărurile care vin odată cu apele care afluează în lac și sărurile din apa lacului în condițiile existente în cuvetele lacustre. Prin aceasta se va aduce și o anumită lumină în clarificarea unor aspecte ale acumulării și originii sărurilor din lacuri, ca și în ape freatice sau soluri halomorfe.

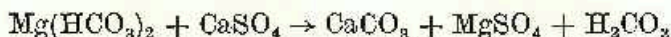
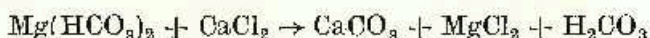
Sărurile care se pot întâlni frecvent în apele de suprafață și subterane, și care intră deci în discuție, sînt bicarbonații de sodiu, magneziu și calciu, carbonatul de sodiu, clorurile de sodiu, magneziu și eventual de calciu și sulfatii de sodiu, magneziu și calciu. Clorura de sodiu, odată ajunsă în apa lacului rămîne în aceasta acumulîndu-se. De asemenea, sulfatul de sodiu și de magneziu, precum și clorura de magneziu și de calciu, se pot acumula continuu în apa lacului, în afară de cazurile ce vor fi menționate mai departe, solubilitatea lor fiind foarte mare. Sulfatul de calciu mai puțin solubil (numai 2 g/l, solubilitatea mărindu-se de 2—3 ori în ape cu multă NaCl sau scăzînd dacă în apă se găsesc ioni comuni), se va putea acumula, în măsura în care va fi adus de apele freatice, pînă la limita solubilității lui, care însă de regulă nu ajunge să fie atinsă, datorită aportului neînsemnat de această sare prin apele de alimentare a lacului, dar mai ales datorită unor reacții între săruri ce vor fi arătate mai jos. Sărurile „neutre” ar avea deci o comportare relativ simplă, dacă s-ar acumula singure.

În schimb sărurile care hidrolizează alcalin, bicarbonați, pun și alte probleme putînd intra în reacție între ele sau cu sărurile neutre de calciu și magneziu. Astfel, dacă apele aduc în lac bicarbonat de calciu și de magneziu, caz frecvent, aceste săruri se pot menține în apa lacului numai dacă concentrația acestora este scăzută, deoarece cu cît conținutul în săruri este mai mare cu atît mai mult scade și solubilitatea CO_2 -ului și deci a bicarbonaților alcalino-pămîntoși; de aceea în cazul lacurilor foarte sărate va avea desigur loc o precipitare a carbonaților respectivi, în special a celui de calciu, degajîndu-se bioxid de carbon după reacțiile:



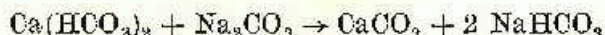
Se pare că pe această cale se depune pe fundul lacurilor indeosebi carbonatul de calciu, și probabil sarea dublă $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$.

Bicarbonatul de magneziu existent în apa lacului poate reacționa cu CaCl_2 sau CaSO_4 dacă aceste săruri sînt aduse de ape freatice, cu formare de clorură sau sulfat de magneziu, după reacțiile :

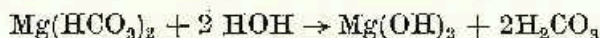


În mod similar bicarbonatul de calciu poate intra în reacție cu sărurile neutre de magneziu, depunîndu-se carbonatul de magneziu sau carbonatul bazic de magneziu și formîndu-se sărurile neutre respective de calciu.

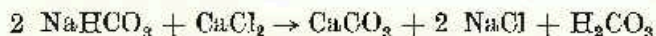
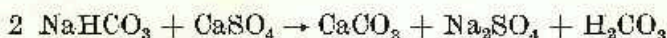
De asemenea, bicarbonații alcalino-pămîntoși nu se vor menține în apa lacului, dacă aceasta va conține sodă, deoarece vor intra în reacție cu aceasta formîndu-se carbonații respectivi insolubili :



Se pare că în condiții de alcalinitate carbonatul de magneziu se depune sub formă bazică (C. Lucas, 1955, citat după Papiu, 1960). Ulterior prin degajarea unei părți din CO_2 bicarbonatul de sodiu poate trece din nou în sodă, astfel că soda aflată chiar în cantități mici în lacuri poate împiedica acumularea oricăror cantități de bicarbonați alcalino-pămîntoși. Bicarbonatul de magneziu poate să și hidrolizeze în mediu puternic alcalin cu precipitare de $\text{Mg}(\text{OH})_2$ insolubil și liberare de acid carbonic, fiind astfel îndepărtat și pe această cale din apa de lac :



Dacă apele de alimentare ale lacului aduc bicarbonat de sodiu, mai ales în cazul regiunilor cu soluri alcalice, acesta și respectiv soda (carbonatul de sodiu) se acumulează în apa lacului, numai în cazul că din aceasta lipsesc sărurile neutre de calciu și magneziu, deoarece în prezența acestora interreacționează, formîndu-se carbonați alcalino-pămîntoși și sarea de sodiu corespunzătoare, după reacțiile :



Bicarbonatul de sodiu în caz că se acumulează treptat, determină și formarea carbonatului de sodiu, care reacționează asemănător cu sărurile „neutre” de calciu, dar care reacționează și cu bicarbonații alcalino-pămîntoși, precipitînd carbonații respectivi și reformîndu-se bicarbonat de sodiu, așa cum s-a arătat mai sus.

Rezultă deci că bicarbonații alcalino-pământoși nu se pot acumula în lacurile sărate, atât datorită solubilității lor reduse cât mai ales, în cazul lacurilor cu sodă, datorită precipitării lor prin reacție cu carbonatul de sodiu sau și prin hidroliză în cazul bicarbonatului de magneziu. Se deduce, de asemenea, că acumularea sodiei exclude acumularea sărurilor de calciu și invers. Într-adevăr în lacurile cu sodă (Lacu Negru) nu apar decât cantități infime de bicarbonați alcalino-pământoși și de loc clorură sau sulfat de calciu; invers, în lacurile cu sulfat de calciu sau cu clorură de calciu nu apar de loc bicarbonat sau carbonat de sodiu. Acumularea unora sau altora devine posibilă numai după ce unele au eliminat pe celelalte, precipitându-le prin acțiune reciprocă. Dacă aceste săruri sînt aduse în lac de apele de alimentare în mod continuu, nu va fi posibilă nici acumularea unora, nici a altora în cantități apreciable. Ca urmare, are loc o acumulare diferențiată continuă în lac a clorurii de sodiu și a sulfatului de sodiu, explicîndu-se astfel proporția ridicată a ionilor de Na^+ , Cl^- și SO_4^{2-} din apa lacurilor sărate, deși în apele care aduc sărurile în lac proporția acestora poate fi neînsemnată. Rezultă din această concluzie că, chiar în lipsa unor surse inițiale de cloruri și sulfati (ca depozitele salifere din regiunea subcarpatică menționată), în lacurile sărate se acumulează în cele din urmă întotdeauna clorură și sulfat de sodiu ca săruri dominante (cu excepția situațiilor în care este posibilă și acumularea sodiei); bineînțeles timpul, durata procesului de acumulare a sărurilor, pentru a se atinge aceeași mineralizare ar fi mult diferit.

Toate aceste considerații făcute cu privire la reacțiile reciproce dintre sărurile aduse de apele freatice și sărurile din apa lacurilor sînt valabile în general în cazul că apele freatice vin în contact cu sărurile din sol (soluția solului) sau chiar în cazul că se concentrează, mineralizîndu-se puternic.

În Lacul Negru, situat la nord de Sînet în arealul cu dune de nisipuri, se întîlcesc mici cantități de bicarbonat și carbonat de sodiu (15% din totalul sărurilor). Nu poate fi considerat desigur ca un lac sodic datorită proporției reduse de sodă. Lacurile sodice, după datele din literatură, sînt asociate cu regiuni cu roci eruptive prin a căror alterare rezultă această sare, ceea ce nu este cazul aici. În cazul Lacului Negru sodia a fost adusă de apele freatice din arealul înconjurător, originea ei fiind în reacția Hilgard ori Ghedroit sau s-a putut forma chiar în lac prin reducerea sulfajilor. Acumularea ei în acest lac, spre deosebire de celelalte, a fost favorizată de faptul că apele care l-au alimentat au fost

săraoae în calciu, provenind din soluri și sedimente nisipoase lipsite practic de CaCO_3 .

În unele lacuri se întâlnește clorură de magneziu și chiar clorură de calciu. Clorura de magneziu a putut lua naștere prin precipitarea HCO_3^- din bicarbonatul de magneziu din apa lacurilor sărate în contact cu un eventual aport de CaCl_2 prin intermediul apei freatice; se depune CaCO_3 , iar magneziul trece sub formă de MgCl_2 . Clorura de calciu în mici cantități în ape freatice poate proveni fie din apele fosile (ale căror săruri au ajuns în apele curgătoare și de aici în sedimentele cimpiei), fie prin schimb de cationi între ape freatice mineralizate (cu mult Na^+) și argila saturată cu calciu a sedimentelor cu carbonați prin care circulă apa freatică.

CONCLUZII

Sărurile acumulate în lacurile, apele freatice sau solurile halomorfe din Cîmpia Română de nord-vest provin din sedimentele și solurile acestei cîmpii. În sedimente, sărurile — cloruri și sulfatați — au ajuns prin apa râurilor care au coborît și coboară din regiunea colinară subcarpatică cu roci salifere, fie odată cu sedimentarea aluviunilor în cîmpie și eventual remanierea lor eoliană, fie prin infiltrație directă din apa râului în anumite sectoare ale cîmpiei; rocile salifere din regiunea subcarpatică, care au furnizat sărurile solubile râurilor, reprezintă de fapt sursa inițială principală de săruri ușor solubile pentru Cîmpia Română de nord-est.

Prin procesele de alterare a silicaților și de pedogeneză iau, de asemenea, naștere săruri ușor solubile.

Soda (Na_2CO_3), întâlnită în cantități mici, rezultă prin reacția Ghedvoit, prin reducerea anaerobă a sulfataților și mai puțin pe alte căi (reacția Hillgard, alterarea silicaților, mineralizarea substanței organice).

Acumularea acestor săruri ușor solubile în apa lacurilor, apa freatică sau solurile halomorfe are loc, bineînțeles, numai acolo unde sînt îndeplinite anumite condiții de climă, relief, hidrologie, etc., care favorizează acest proces.

Agentul principal de transport al sărurilor ușor solubile este apa: apa de infiltrație solubilizează sărurile și le deplasează, prin intermediul apei freatice, în sectoarele de teren sau lacurile în care se desfășoară procesul de acumulare a sărurilor. Transportul unor mici cantități de săruri se poate face și pe cale eoliană, din sectoarele în care se formează eflorescențe de săruri la suprafața solului.



Ca urmare a reacțiilor care au loc între sămurile aduse de apele freatice și cele existente în soluția solului sau în lacurile sărate se produce, în condițiile Cîmpiei Române de nord-est, o acumulare diferențială continuă a clorurii de sodiu și sulfatului de sodiu, explicându-se astfel proporția ridicată a celor 3 ioni în acumulările saline, deși în apele care transportă sămurile solubile proporția acestora poate fi neînsemnată.

BIBLIOGRAFIE

- Florea N. (1956) Date asupra influenței apei freatice în geneza și evoluția solurilor din cîmpia Brăilei. *Anal. Univ. București, Seria Științelor Naturii*, 12, București.
- (1956) O nakoplenii solei gruntovih vodah severovostocnoi clasti rumînskoj ravnini. *Pochvovedenie*, 7, Moscova.
 - (1958) Raționarea preliminară a sărăturilor din R.P.R. *Probleme agricole*, 9, București.
 - (1961) Privire generală asupra sărăturilor din R.P.R. *Cercetări de Pedologie*, Ed. Acad. R.P.R., București.
- Ianovici V., Florea N. (1964) Consideration sur l'accumulation de sels dans les sols des plaines quaternaires de la Roumanie. *Com. Geol. St. tehn. econ.*, C, 14, București.
- Kovda V. A. (1965) Alkaline Soda — Saline Soils. Proceedings of the Symposium on Sodice Soils (Budapest, 1964). *Agrokemia es talajtan*, 14, Supplementum, Budapest.
- Liteanu E., Pricăjan A., Baltac C. (1961) Transgresiunile cuaternare ale M. Negre pe teritoriul Deltei Dunării. *Acad. Rom., Stud. cerc. geol.* VI, 4, București.
- Pricăjan A. (1961) Despre proveniența ionilor Br și I în apele lacurilor sărate din Cîmpia Română Orientală. *Com. Geol. St. tehn. econ.*, E, *Hidrogeologie*, 5, București.
 - Ghenea C. (1962) Relații hidrogeologice și hidrogeochimice între apele freatice și apele lacurilor din Cîmpia Română Orientală. *Stud. cerc. geol.* VII, 2, Ed. Acad. Rom., București.
- Marosí P. (1963 a) Raportul hidrolic dintre niul R. Sărat și apele freatice din zona de contact a Subcarpaților cu Cîmpia Română. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, geologie-geografie*, Cluj.
- (1963 b) Despre zonalitatea apelor freatice din piemonturile de acumulare, cu privire specială la piemontul de la Rîmnicu-Sărat. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, geologie-geografie*, Cluj.
 - (1967) Originea mineralizării apelor freatice din cîmpia interfluvială Buzău-Rîmnicu-Sărat. *Inst. Geol., St. tehn. econ., Hidrogeologie*, E, 7, București.
- Mihăilescu V. (1947) Asupra teraselor morfologice. *Cursuri, Inst. cerc. geogr. al Rom.*, București.



- Mrazec L. (1901) Lacs salées de la Roumanie. *Archives des Sc. phys. et nat.*, Genève.
- Murgoci G. M. (1907) Lacurile sărate în România. *Viata științifică*, anul I, 1906, Ed. Minerva, București.
- Papiu V. Corvin (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București.
- Petrescu P. (1940) Recherches hydrochimiques dans la région nord-est de la Plaine Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- (1941) Un sediment calcare biogène au fond du Lacul Sărat, Brăila. *Inst. Géol. Rom., C.R.*, XXVI (1937—1938), Bucarest.
- Ștefănescu Gr. (1888) Notă asupra secății Lacului Sărat. *An. Bur. Geol.*, V, 1, București.

ORIGINE DES SELS ACCUMULÉS DANS LES SOLS,
LES EAUX PHRÉATIQUES ET LES LACS À EAU SALÉE
SITUÉS DANS LE NE DE LA PLAINE ROUMAINE DU BAS DANUBE

(Résumé)

Les sels accumulés dans les lacs, les eaux phréatiques ou dans les sols halomorphes du NE de la Plaine Roumaine proviennent des sédiments et des sols de cette Plaine. Dans les sédiments, les sels — chlorures et sulfates — accèdent par l'eau des rivières qui dévalaient et dévalent les collines subcarpatiques à roches salifères, soit en même temps que la sédimentation des alluvions dans la plaine et éventuellement leur remaniement éolien, soit directement par infiltration de l'eau des rivières dans certains secteurs de la plaine; ce sont les roches salifères de la région subcarpatique qui ont fourni les sels solubles aux rivières et qui représentent à vrai dire la principale source primitive des sels facilement solubles dans le NE de la Plaine Roumaine.

Les processus d'altération des minéraux et ceux de pédogenèse ont également généré des sels facilement solubles.

La soude (Na_2CO_3), rencontrée en quantités faibles, résulte par la réaction Guedroitz, par la réduction anaérobie des sulfates et en moindre mesure par d'autres voies (réaction Hilgard, altération des silicates, minéralisation de la matière organique).

L'accumulation de ces sels facilement solubles dans l'eau des lacs, les eaux phréatiques et des sols halomorphes, n'a lieu, bien entendu, que là où certaines conditions de climat, relief, hydrologie etc., qui favorisent ce processus, sont accomplies.

Le principal agent de transport des sels facilement solubles est l'eau, notamment: l'eau d'infiltration solubilise les sels et les transporte par l'intermédiaire de la nappe phréatique, vers des secteurs de terrains ou vers les lacs où a lieu le processus d'accumulation des sels. Le transport de petites quantités de sel peut avoir lieu aussi par voie éolienne dans les secteurs où se forment des efflorescences de sels à la surface du sol.

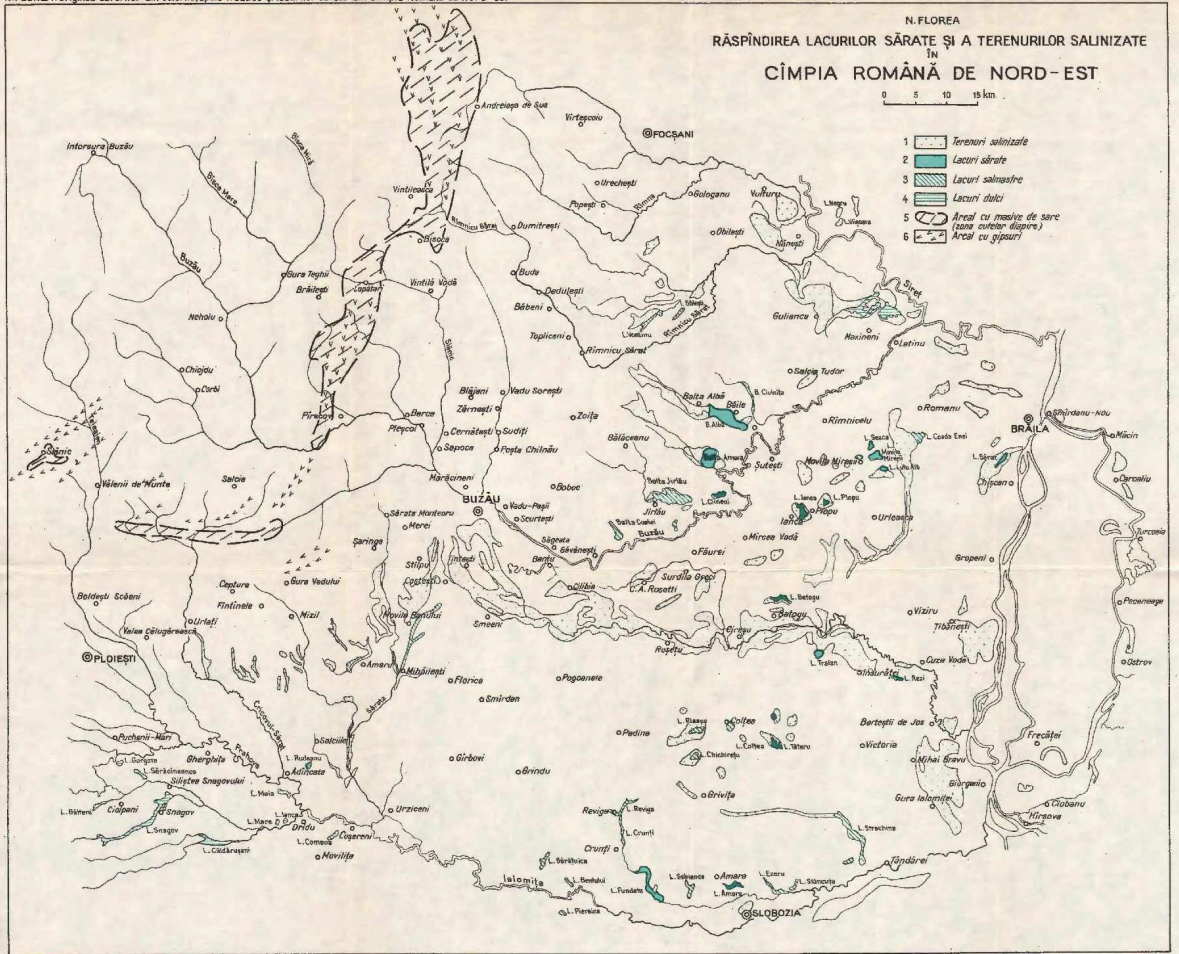


Comme résultat des réactions qui ont lieu entre les sels transportés par les eaux phréatiques et ceux existants dans la solution du sol ou dans les lacs à eau salée on arrive — dans les conditions du NE de la Plaine Roumaine — à une accumulation ininterrompue différenciée en chlorures de sodium et sulfates de sodium. C'est ainsi que l'on peut expliquer la proportion élevée des trois ions (Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+) dans les accumulations salines, bien que les eaux qui transportent les sels solubles n'en contiennent que des quantités insignifiantes.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Distribution des lacs à eau salée et des terrains salins dans le NE de la Plaine Roumaine.

1, terrains salins ; 2, lacs à eau salées ; 3, lacs à eau saumâtre ; 4, lacs à eau douce ; 5, surfaces contenant des massifs à sel (zone des plus diapirs) ; 6, surfaces contenant des gypses.



**OBSERVAȚII GEOMORFOLOGICE ȘI PEDOLOGICE
ÎN PIEMONTUL ÎNALT AL LIPOVEI¹**

DE

MIHAI IANCU², MIHAI PARICHI³

Abstract

Geomorphological and Pedological Considerations within the High Lipova Piedmont. Lipova Piedmont constitutes the largest piedmont unit from Banat. Its formation started in the Pannonian and was achieved by the end of the Upper Pleistocene. Climatic conditions have changed from one stage to another. At present the yearly mean temperature ranges from 8° to 10° whereas the yearly mean precipitations range from 650 to 800 mm. The soil mantle is relatively varied: the automorphic and hydromorphic soils are represented by dark brown forest soils, brown podzolized, clay illuvial soils and pseudogleyed podzolic soils. The intrazonal soils are represented by alluvial gley soils. On the slopes of valley eroded soils and regosols are to be noticed.

1. INTRODUCERE

Piemontul Lipova se integrează ca unitate morfostructurală marii zone piemontane instalată între sistemele montane Hâghis-Drocea, Poiana Ruscă, Semenici, Dognecea, Aninei și cîmpia Banatului. Rîurile Mureș, Bega, Timiș, drenezează în prezent această unitate majoră, care apare în ansamblu față de ramă, ca o formă depresionară și fragmentînd-o adînc delimitează astfel Piemontul Euziaș în sud, Piemontul Poiana Ruscă în est și Piemontul Lipova în nord. Această schemă generală ne dă posi-

¹ Comunicare în ședința din 30 ianuarie 1970.

² Facultatea de Geologie-Geografie, București.

³ Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.

bilitatea să relevăm raporturile dintre subunitățile componente cât și funcția lor exprimată mai ales prin poziția și direcția de dezvoltare a drenajului.

Piemontul Lipova, denumit astfel după localitatea Lipova, constituie o unitate teritorială bine definită prezentându-se ca unitatea cu cea mai mare extindere în suprafață dintre toate piemonturile bănățene din zona marginală a Carpaților Occidentali.

Spre nord, valea în culoar ștrangulată din loc în loc a Mureșului între localitățile Dobra și Neudorf îl separă de Munții Metaliferi și Highiș-Drocea, iar spre sud valea Begăi și Timișului, se impun de asemenea ca limite. Partea de vest a Piemontului Lipova se contopește ușor cu câmpia Tisei prin intermediul unei fișii de câmpie înaltă (160—170 m altitudine absolută) cu lățimi variabile, ea însăși cu caracter piemontan. Această limită ar corespunde și unui contact geologic dintre formațiunile panoniene (ponziene) ale piemontului și cele aluvionare mai recente ale câmpiei, aproximativ pe direcția localităților Neudorf, Remetea Mică-Herneașova.

Contactul cu masa de orogen spre est se face atât printr-o denivelare morfologică cât și geologică după o linie care trece prin apropierea localităților Dobra-Lăpugiu de Jos-Pietroasa-Românești.

II. CITEVA DATE CU PRIVIRE LA ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele observații asupra teritoriului luat în studiu de noi au fost de natură geologică, întreprinse de Pethö (1895) care cercetează formațiunile cretacice și neogene din jurul localității Lipova.

În 1953, Pop⁴ stabilește caracterul litologic al depozitelor panoniene din vestul acestei regiuni, arătând că este predominant nisipos cu intercalații subordonate de roci argiloase și cu textură stratificată normal sau încrucișată (torencială).

Tot în 1953, Drăghici⁵ cercetează depozitele neogene din partea centrală a regiunii arătând că se prelungește spre sud-vest ca un piemont.

⁴ E. Pop. Neogenul din partea de W a podișului Lipovei. 1953. Arh. Inst. Geol., București.

⁵ I. Drăghici. Cercetări geologice în regiunea Lucareș-Buziaș. 1953. Arh. Inst. Geol., București.

Gheorghiu (1960) ocupându-se de geologia culoarului Mureșului pe un anumit sector face unele referiri și la zona mărginașă a Piemontului Lipova.

Lupu (1965)⁶ cercetînd formațiunile mezozoice de la est de Șiștarovăț aduce unele completări asupra genezei depozitelor barnemiene care, corespund formațiunii flișului grezos arătînd că depunerea lor s-a produs în urma ridicării zonei ofiolitice și a migrării apelor către nord.

Depozitele cuaternare de pe acest teritoriu sînt studiate în parte de Sumeghy (1944) care a întocmit o hartă geologică a cîmpiei de vest.

În 1934 și mai tîrziu în 1948 geograful Fichoux și Pop se ocupă cu studiul geomorfologic al cursului inferior al văii Mureșului emițînd ipoteze pe care cercetările mai noi le privesc cu multă rezervă, deși valoroase la nivelul de înțelegere a timpului respectiv.

III. GENEZA PIEMONTULUI LIPOVA

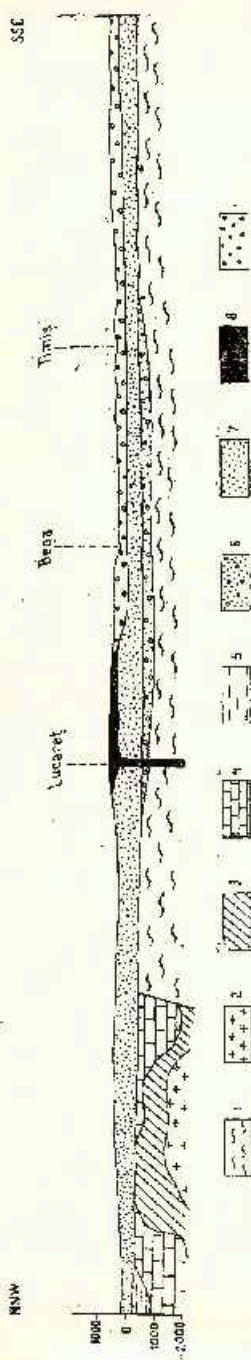
În privința genezei piemonturilor vestice, au fost emise mai multe ipoteze. O primă ipoteză anată că piemonturile sînt de natură aluvionară (L. Sawicki). Alți autori susțin că la sfîrșitul Terțiarului trebuie să fi existat o unitate de piemont cu intrînduri în munte, dar aceasta a fost erodată în Cuaternar, fragmentată și prin înlăturarea parțială a ouverturii pliocene s-a redus ca înălțime. Acest fapt a făcut să se dea piemonturilor vestice și denumirea de „piemonturi de eroziune“.

După cum se va vedea, geneza acestor piemonturi, sau cel puțin a Piemontului Lipova, apare mult mai complicată. Pentru a fi înțeleasă, această unitate piemontană trebuie cercetată în cadrul spațial propriu și în același timp în raport cu unitățile vecine și cu toți factorii complexului regional endogen și exogen.

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea piemontului reprezintă elementele neper în precizarea, în bună măsură, a principalelor faze privind evoluția morfogenetică precum și diferitele aspecte de relief actuale.

În primul rînd se constată că Piemontul Lipova este realizat pe depozite acumulative cuaternare și panoniene; acestea sînt suportate parțial de formațiuni miocene apoi cretaceice și mai vechi cristalino-mezozoice. De altfel șisturile cristaline constituie fundamentul unei părți

⁶ M. Lupu, Studiul depozitelor neojurassice și cretaceice din partea de SW a masivului Drocea. 1965. Arh. Inst. Geol., București.



insemnate din teritoriul piemontului (fig. 1). Mezozoicul apare doar pe latura nordică și este constituit din depozite cretacice intens cutate și faliate reprezentând terminația sudică a munților Zarambului (Papiu, 1953).

La începutul Cretacicului, întregul amplasament al Piemontului Lipova era ocupat de apă. În acest timp peste șisturile cristaline se dezvoltă în fațes de fliș Neocomian-Barremianul care începe în bază cu conglomerate grosiere. Deasupra acestora se dispun gresii și calcare, marnă, șisturi argiloase.

Faza aceasta de depunere este întreruptă însă de mișcările de ridicare ale fazei austrice și teritoriul ocupat de Piemontul Lipova astăzi rămâne exondat până la începutul Cretacicului superior (Senonian). În acest timp eroziunea s-a manifestat cu atita intensitate, încât depozitele Cretacicului inferior care spre sud se scufundau după o linie de falie, sînt în mare parte erodate.

În Senonian transgresiunea apelor marine este exprimată prin seria fațesului de Gosau, alcătuit din conglomerate, gresii, argile, calcare, organogene.

O nouă fază morfotectonică (Iaramică) afectează regiunea de care ne ocupăm, exondînd-o pentru un timp îndelungat, în care eroziunea din nou îndepărtează de pe suprafața șisturilor o parte din formațiunile mai noi.

Fig. 1. — Secțiune geologică în Piemontul Lipova (după datele M.I.M.G.).

1, micaschists și paragneiss; 2, bazalte și roci asociate; 3, Neocomian; 4, Barremian; 5, Senonian; 6, Miocen; 7, Pannonian; 8, magmatite cuaternare (bazalte); 9, Cuaternar.

Coupe géologique dans le Piémont de Lipova
(d'après les données du
M.I.M.G.).

1, micaschistes et paragneiss; 2, basaltes et roches associées; 3, Neocomien; 4, Barremien; 5, Sénonien; 6, Miocène; 7, Pannonien; 8, magmatites quaternaires (basaltes); 9, Quaternaire.

Această fază se pune în evidență și prin lacuna de sedimentare ce separă depozitele cretaceice de ale Pannonianului.

În Miocen, probabil în Sarmatian, marea revine pentru scurt timp doar pe direcția actualului culoar Timiș-Boga.

Depozitele miocene sînt alcătuite din nisipuri, pietrișuri, argile calcaroase, gresii și stau transgresiv peste șisturile cristaline.

La începutul Pannonianului mișcările de basoulă la care este supusă zona de orogen, fac posibilă revenirea apelor mării care acoperă în întregime suprafața Piemontului Lîpova. Grosimea mare a formațiunilor panoniene (380—1600 m) ne arată că regiunea a fost afectată de mișcări negative destul de intense.

Prin urmare Pannonianul acoperă transgresiv o suprafață poligenetică care reteză cristalin-Mezozoicul și Miocenul. Acesta începe în bază cu marnă cenușii, nisipuri gălbui, argile, pietrișuri și se încheie la partea superioară cu nisipuri lutoase, cenușii, albicioase, cuarțifere, care prezintă o structură încrucișată proprie piemonturilor aluvionare.

La sfîrșitul Pliocenului și începutul Cuaternarului au loc ultimele mișcări orogenice (faza valahă) care afectează zonele de munte cît și teritoriile învecinate unde are loc o intensă aluvionare.

Concomitent cu retragerea mării din zonele periferice, suprafața Piemontului Lîpova a fost supusă și acțiunii de denudație. În timpul acestei faze de sculptare a piemontului, au loc și erupții vulcanice care pun în loc pe o linie de fractură Lîpova-Lucăreț-Buziaș, mase importante de bazalte, acoperind o suprafață de croziune ușor undulată.

Așa cum se vede la Lucăreț grosimea acestor bazalte de culoare cenușie închisă, este cuprinsă între 13—22 m. După toate probabilitățile, timpul în care au avut loc erupțiile, aparține unei faze posterioare mișcărilor de la finele Pliocenului, adică după încheierea cutărilor valahice și înaintea depunerii argilei gălbui care le acoperă.

La contactul lavelor bazaltice cu nisipurile panoniene prin care au străbătut și pe suprafața cărora au curs, s-a produs un slab metamorfism termic din care a rezultat un orizont nisipo-lutos, roșcat, slab cimentat, grezos, gros de 20—25 cm (fig. 2).

După faza ultimelor erupții vulcanice clima favorizează formarea unei scoarțe de alterare atît pe soama bazaltului mai puțin compact și scoarțeau la partea lui superioară, cît și pe seama nisipurilor panoniene. Materialul parental nisipos al solurilor de pe terasa superioară a văii Beregsăului, care își are obîrșia în interiorul piemontului, este o dovadă a existenței în amonte a unei scoarțe de alterare, formată pe depozite diferite și prin urmare a existenței unui climat mai cald.

Treptat clima se răcește devenind temperată; gradul de continentarism crește, se instalează astfel o climă temperată caracterizată printr-un regim pluvial relativ bogat. În același timp (Pleistocen superior) au loc noi mișcări de subsidență în zona de câmpie, care determină o schimbare de pantă și accentuarea denivelării dintre zona de orogen și regiunile mai joase. Ca urmare râurile ce coborau din zonele înalte, cu un debit

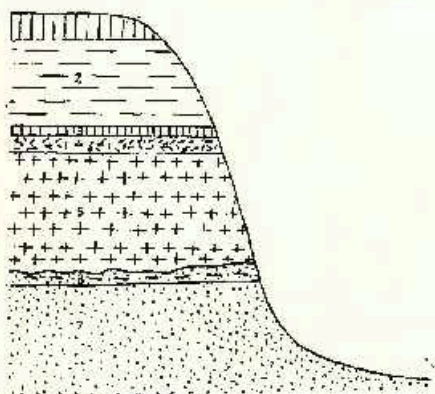


Fig. 2. — Profil geologic la Lucărci.

1, sol silvestru brun podzolit slab, pseudogleizat; 2, argile gălbui cu separații ferimanganice; 3, scoarță de alterare; 4, bazalt scorioceu; 5, bazalt (13—22 mm); 6, nisip grăseux roșcat; 7, nisip cuarțos cenușiu-albicios.

Coupe géologique à Lucăreț.

1, sol sylvestre brun faiblement lessivé, à pseudogley; 2, argiles jaunâtres avec des ségrégations ferri-manganésifères; 3, croûte d'altération; 4, basaltes scoriacés; 5, basaltes 13—22 mm; 6, sable gréseux rougeâtre; 7, sable quartzeux gris-blanchâtre.

bogat, depun peste scoarța de alterare un strat de argilă gălbuie de 6—8 m grosime, cu elemente grosiere, nisip și pietriș cu bobul mic de 0,5—1 cm diametru (fig. 2). Pe baza datelor paleontologice această argilă gălbuie a fost atribuită ca vîrstă, Pleistocenului superior (Mihăilă, 1957). Prezența petelor cenușiu-vineții ca și a concrețiunilor ferimanganice, destul de frecvente, sînt indicații sigure că în timpul depunerii lor, argilele au trecut printr-o fază scurtă de hidromorfism.

Din cele arătate mai sus rezultă că în Piemontul Lipova condițiile de formare au fost variate și desăvîrșirea formelor constituite din materiale provenite din masivele muntoase marginase s-a făcut în etape de timp îndelungate.

IV. MORFOLOGIA PIEMONTULUI LIPOVA

Sub raport morfologic aspectele particulare ale piemontului sînt strîns legate de dezvoltarea paleogeografică, structură și tectonică care au oferit anumite condiții acțiunii agenților modelatori externi.

În general, acest piemont se prezintă ca o unitate cu o energie de relief relativ ridicată și puternic fragmentată de afluenții văilor Mureș,

Bega și Timiș. Elementele morfometrice ne indică unele aspecte caracteristice. Suprafața sa coboară de la 550 m spre est la 180 m la contactul cu câmpia pre-piemontană care apare sub formă terasată. Cele mai reprezentative cote se află pe latura nordică la contactul cu culoarul Mureșului.

În cuprinsul piemontului propriu-zis în afara nivelului superior (280—360) se deosebesc încă 3 nivele situate la : 230—260 m, 180—220 m și 160—175 m înălțime absolută.

Nivelul superior de 280—360 m care apare ca nod orohidrografic formează prin poziția sa linia de departajare a apelor Bega, Timiș și Mureș ; prezintă o dublă înclinare de la est spre vest și de la nord spre sud. Această înclinare pune în evidență unele mișcări de ridicare în zona văii Mureșului fapt care a dus la deversarea suprafeței de la sud de această vale.

Celelalte nivele prezintă o înclinare mai slabă însă în aceeași direcție ca și primul ; acestea sînt mai puternic fragmentate de o serie de afluenți ai văilor Bega și Timiș. De remarcat că unele văi au o dezvoltare evident asimetrică fapt care se pune pe soama unei mișcări de ridicare generală în timpul formării lor (fig. 3).

Interfluvile care alcătuiesc suprafața primelor două nivele afectează formarea de spinăni ușor boltite, mai înguste pe care solurile prezintă o anumită distribuție.

Suprafața de nivelare cea mai nouă s-a dezvoltat numai în partea de sud-vest a regiunii și este reprezentată prin interfluvii mai largi. Văile din cuprinsul acestei suprafețe prezintă mai multă simetrie, cu versanții moderat înclinați, de pe care solurile au fost erodate parțial.

Dezvoltarea acestor nivele se explică prin alunecarea spre sud a văii Bega și adîncirea sistemelor hidrografice în depozitele piemontului, în mai multe etape începînd din Pleistocenul superior. Această acțiune a avut loc sub influența mișcărilor de coborîre din zona de subsidență timișoreană care a atras modelajul în sfera sa de influență. În prezent Piemontul Lipova se află în faza sculptării parțiale (pl. I).

În ansamblul sistemelor de văi, datorită complexității litologice, apar bazinețe de eroziune diferențială în care și-au găsit plasament multe așezări omenești.

Pe latura mureșeană a piemontului, caractere tipice imprimă sistemele de terase ; acestea, în număr de patru, prezintă altitudini relative de 100—120 m, 80—90 m, 50—65 m și respectiv 5—7 m dezvoltate în cea mai mare parte pe faciesuri piemontane și parazitare mai ales cea superioară pe marginea internă.

V. EVOLUȚIA REȚELEI HIDROGRAFICE

Densitatea rețelei hidrografice este relativ ridicată (0,40—0,60 km/km²). Mureșul s-a adâncit în formațiuni de diferite vârste și curge astăzi în cea mai mare parte pe depozitele Cretacicului inferior (fig. 4); Bega și Timișul au străpuns mai mult în pânzele aluvionare ale piemontului și foarte puțin în Pannonian, la fel s-a întâmplat cu afluenții acestor râuri.

Valea Mureșului în limitele regiunii cercetate străbate trei sectoare mai înguste cu aspecte de defileu; Zam, Bîrzava și Lipova sculptate în depozite cristaline, cretacice sau vulcanice și două unități depresionare.

Potrivit datelor mai vechi sectorul de vale cuprins între Tătăraști și Lipova s-ar datora fenomenelor de captare (Tătăraști-Zam) și epigeneză; epigenia începând înainte

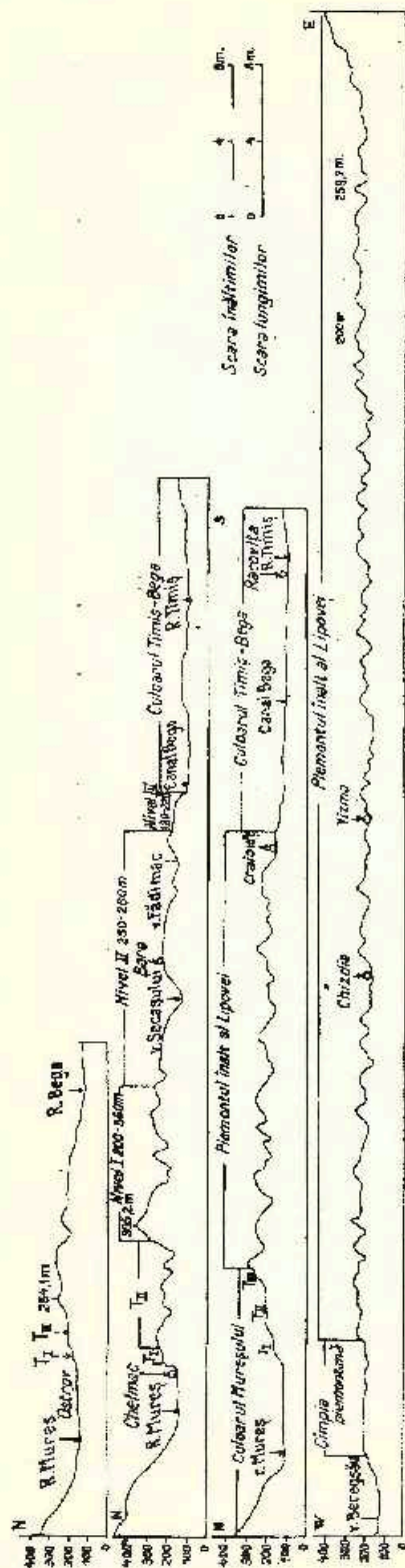


Fig. 3. — Profile longitudinale și transversale în Piemontul înalt al Lipovei.
Coupes longitudinales et transversales dans le haut Piémont de Lipova.

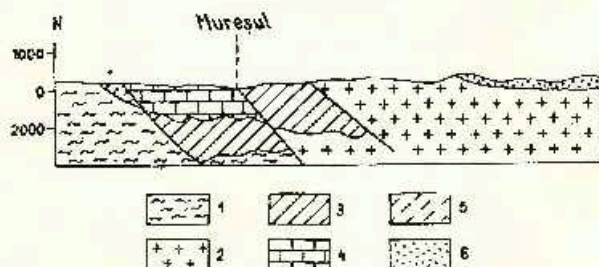


Fig. 4. — Profilul geologic în zona văii Mureșului (Lipova) după datele M.I.M.G.
1, micașturi și paragneise; 2, bazalte și roci asociate; 3, Neocomian; 4, Barremian; 5, Campanian; 6, Pannonian.
Coupé géologique dans la zone de la vallée du Mureș (Lipova) d'après les données du M.I.M.G.
1, micașturi și paragneise; 2, bazalte și roci asociate; 3, Neocomian; 4, Barremian; 5, Campanian; 6, Pannonian.

geneză; epigenia începînd înainte de captare, s-a continuat și după aceea (Fichoux, 1934; Pop, 1948).

După părerea noastră valea Mureșului este mult mai veche în limitele Piemontului Lipova și niciodată nu s-a îndreptat spre Bega peste înșeuarea de la izvoarele Lăpugiuului. Ea urmează în acest sector un vechi culoar depresionar îngust, prin intermediul căruia Marea Pannonică se punea în legătură cu cea din Podișul Transilvaniei.

Simpla înșeuare de la Lăpugiu realizată de afluenții Begăi și ai Mureșului mai ales pe seama unor depozite de piroclastite, nu este de natură să ne dea explicația fenomenului de captare presupus a fi efectuat la Zam. În sprijinul antecedentei văii Mureșului, pledează două categorii principale de fapte:

continuitatea teraselor cu aceleași caractere în tot lungul culoarului; subsidența activă și apropiată din regiunea Timișoarei care în cazul curgerii Mureșului spre ea, într-o primă fază ar fi contrabalansat dirijarea apelor pe actualul traseu.

Bega izvorăște din munții Poiana Ruscă de pe rama lor nord-vestică; în zona de orogen prezintă o vale aproximativ simetrică, adînc sculptată în formațiunile cristaline. După ieșirea din zona muntoasă de la Românești, în aval, valea se lărgește simțitor; confluența cu valea Tomeștilor îi impune o și mai mare extensivune și oferă posibilitatea prin elementele de vale respective, de a face unele precizări în ceea ce privește evoluția paleogeografică.

Începînd chiar de la Românești, apare pe partea stîngă un sistem de două terase, iar pe partea dreaptă se conturează cu destulă claritate deasupra nivelelor de terase cele două suprafețe piemontane de înălțime mijlocie (180—220 m; 230—260 m altitudine absolută) cu dezvoltare mai mare în aval; a treia suprafață piemontană (160—175 m) se adaugă din dreptul localității Chizătău și respectiv Recaș. Între Românești și Chizătău, Bega curge pe o luncă bine dezvoltată, de 2—3 km lățime; în care s-a adîncit cu 1,5—2 m. Adaptîndu-se la forma conului, Bega a alunecat astfel spre sud în mai multe etape și s-a adîncit; această adîncire a fost determinată fie de variația nivelului de bază fie de ridicarea masei de orogen din est.

Dintre afluenții care-și au obîrșia în cuprinsul piemontului, mai importante sînt văile Cladova, Neregișului, Minișului, Chizdia și Breg-său. În general toate sînt văi asimetrice, cele mai multe fără terase, doar ultima prezentînd un sistem de două terase, cea superioară racordîndu-se cu una din terasele rîului Bega. Materialul parental al solurilor

de pe această terasă este de culoare roșcată și prezintă o textură grosieră luto-nisipoasă. Se pare că acest material roșcat, a fost scos de sub argilele gălbui ale piemontului și aparține scoarței de alterare formată pe seama nisipurilor pannoniene.

VI. CLIMA

Condițiile climatice în care s-a format și s-a dezvoltat Piemontul Lipova, s-au modificat de la o etapă la alta; la sfârșitul Pleistocenului inferior se poate vorbi încă de o nuanță climatică caldă, care aici favorizează, așa cum am văzut, formarea unei scoarțe de alterare deasupra bazaltelor post-pliocene de la Lucareț și deasupra nisipurilor pannoniene; spre jumătatea Pleistocenului mediu, odată cu retragerea treptată a lacului se face simțită și o creștere a gradului de continentalism, fapt ce duce la o schimbare a cliimei care începe să se răcească.

Începând din Pleistocenul mediu, pentru partea de la vestul Munților Apuseni și a munților Banatului și prin urmare și pentru Piemontul Lipova se poate vorbi de un climat de tipul temperat continental; este faza cînd Carpații Meridionali sînt acoperiți de ghețarii din glaciațiunea Riss.

Învelișul de soluri dezvoltat pe argilele gălbui de vîrstă Pleistocen inferior-Pleistocen mediu este o dovadă în acest sens. Aceste soluri sînt reprezentate prin soluri brune podzolite, care nu se puteau forma decît într-un climat cu temperaturi medii anuale cuprinse între 8°—10°C, cu cantități de precipitații anuale cuprinse între 650—800 mm și avînd un indice de ariditate de aproximativ 34—40.

După schema de clasificare a climatelor, elaborată de Köppen un astfel de climat s-ar încadra în provincia Cfbx.

VII. INVELIȘUL VEGETAL AL PIEMONTULUI LIPOVA

Piemontul Lipova se situează în limitele zonei de pădure, subzona stejarului. Vegetația spontană a piemontului a fost înlocuită în cea mai mare parte cu culturi agricole. Numai pe suprafețele în care relieful sau excesul de umiditate din sol nu au permis luarea în cultură a terenurilor respective, întîlnim vegetație naturală.

Condițiile existente post-pleistocene au permis dezvoltarea vegetației de pădure care, acopereau pînă de curînd întreaga suprafață a Piemontului Lipova. Se pare că de la primele începuturi nu atît condițiile



climatică cât mai ales relieful piemontan (relativ plan) și adâncimea redusă, a pânzei de apă freatică, au permis instalarea pădurilor de *Quercus robur*.

Ou timpul însă caracterul zonal al cliimei este imprimat și învețișului vegetal. Relieful se fragmentează, adâncimea văilor crește și totodată pânza de apă freatică se drenează. Se creează astfel noi condiții care pe de o parte permit înaintarea pădurilor de *Quercus petraea* din spre est, iar pe de altă parte retragerea pădurilor de *Q. robur* spre vest, unde se mai păstrează și astăzi pe areale restrânse. Mai târziu în condiții ecologice deosebite pe versanți cu expoziție sudică și vestică expuși proceselor de eroziune, se instalează pădurea de *Quercus frainetto* și *Q. ceris* care au acoperit suprafețe tot mai mari.

Pe versanții estici și nord-estici ai văilor de pe latura nordică a Piemontului Lipova, a pătruns fagul care se dezvoltă anemic.

În prezent pădurile de *Quercus petraea* apar în jumătatea estică a piemontului. Spre vest acestea pătrund doar pe versanții cu expoziție estică și nordică.

În jumătatea vestică pădurile sînt alcătuite predominant din *Quercus frainetto* asociat cu *Q. ceris*. Caracteristic pentru zona forestieră sînt asociațiile mezofile.

VIII. SOLURILE

Analizînd principalii factori care au condiționat geneza și repartiția solurilor din Piemontul Lipova, se poate spune că acestea încep să se formeze după faza depunerii argilelor gălbui. Odată depuse sedimentele argiloase sînt supuse diferitelor procese fizice și chimice. Ca urmare materialul argilos începe să capete unele însușiri și caractere morfologice. Sub influența cliimei și vegetației însă, unele procese din sol, încep să se manifeste diferențiat, ceea ce creează premisele unei distribuiri zonale a solurilor. Pe anumite suprafețe eroziunea întrerupe chiar procesul de solificare.

În învelișul de sol al Piemontului Lipova predomină solurile argilo-iluviale reprezentate prin soluri brune închise, brune podzolite pseudogleizate și soluri podzolice pseudogleizate. Solurile slab dezvoltate și de luncă, puțin răspîndite, sînt reprezentate prin negosoluri, soluri aluvio-colviale și soluri brune aluviale, frecvent gleizate.

În răspîndirea acestor soluri (fig. 5) se observă o succesiune zonală destul de clară; de la sud-vest spre nord-est paralel cu schimbarea reliefului se dezvoltă succesiv solurile brune podzolite slab moderat, pseudogleizate, pe primul și al doilea nivel piemontan, iar solurile brune pod-

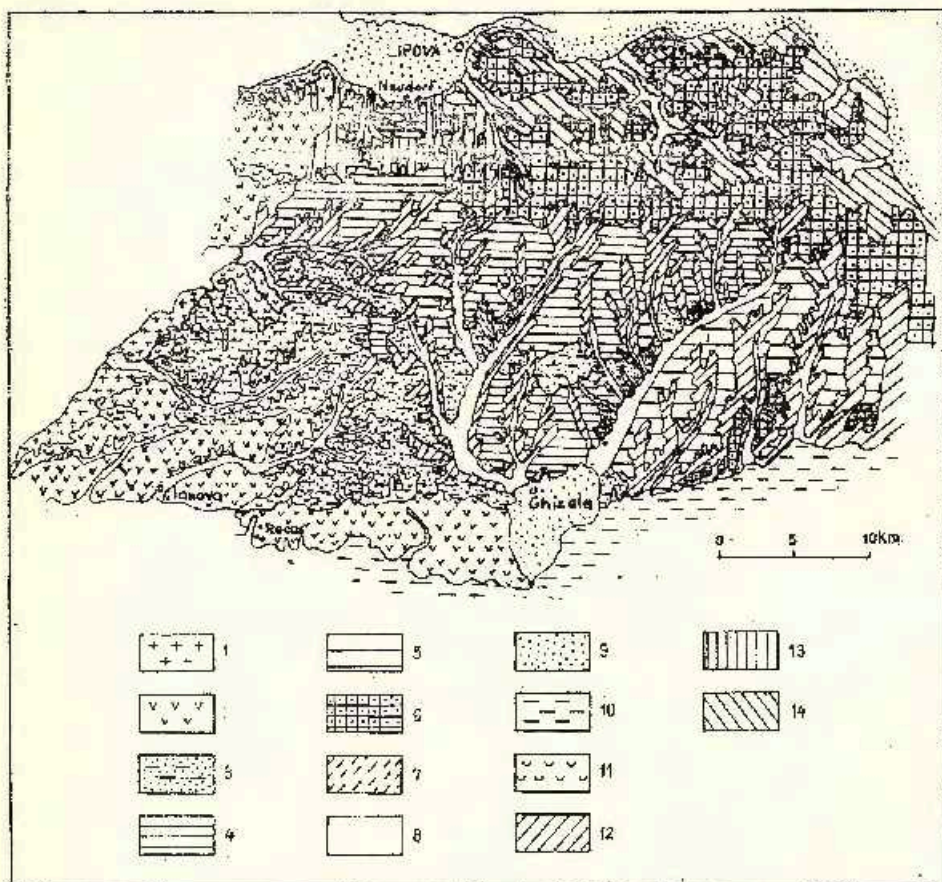


Fig. 5. — Piemontul Lipova. Harta solurilor.

A, soluri automorfe și hidroautomorfe; 1, soluri brun-roșcate (pe depozite roșcate); 2, soluri silvestre brun închise; 3, soluri silvestre brune podzolite slab, pseudogleizate; 4, soluri silvestre podzolite moderat, pseudogleizate; 5, soluri silvestre brune podzolite puternic pseudogleizate; 6, soluri podzolice pseudogleizate. B, soluri slab dezvoltate și de luncă; 7, régosol, sol puternic erodat și roci (afinate) la zi; 8, soluri aluvio-colluviale; 9, soluri aluviale fără carbonați; 10, soluri brune aluviale frecvent gleizate. C, complexe de pantă: 11, soluri brune și soluri brune erodate; 12, soluri brune, soluri brune podzolite și soluri brune pseudogleizate; 13, soluri brun podzolite, soluri brune podzolite erodate și régosoluri; 14, soluri podzolice, soluri podzolice erodate.

Piémond de Lipova. Carte des sols.

A, sols automorphes et hydroautomorphes; 1, sols brun-roux (sur des dépôts roux); 2, sols sylvestres brun foncé; 3, sols sylvestres bruns faiblement lessivés, à pseudogley; 4, sols sylvestres bruns modérément lessivés, à pseudogley; 5, sols sylvestres bruns lessivés, fortement pseudogleyifiés; 6, sols lessivés, à pseudogley. B, sols peu évolués et sols de plaines alluviales; 7, régosols, sols très érodés et roches (ameublies) mises à jour; 8, sols alluviaux-colluviaux; 9, sols alluviaux fréquemment gleifiés. C, complexes de versant: 11, sols bruns et sols bruns érodés; 12, sols bruns, sols bruns lessivés et sols bruns à pseudogley; 13, sols bruns lessivés, sols bruns lessivés érodés et régosols; 14, sols podzoliques et sols podzoliques érodés.

zolite puternic, pseudogleizate și solurile podzolice pseudogleizate, îndeosebi pe nivelul cel mai înalt.

Continuitatea răspândirii solurilor zonale este întreruptă îndeosebi de văile care fragmentează regiunea de-a lungul cărora apar soluri aluviale și regosoluri — pe versanți — asociate cu soluri erodate.

Solurile brune închise ca și cele brun-roșcate pot fi considerate ca făcând tranziția către solurile de silvostepă, caracteristice cîmpiei piemontane din vestul regiunii.

Solurile brune închise s-au dezvoltat pe ultima terasă a râului Bega și pe nivelul piemontan cel mai nou (165—160 m) din SW regiunii, ocupînd o poziție intermediară între semilăcoviști și solurile brune slab podzolite. Se caracterizează printr-un profil relativ slab diferențiat în orizonturi genetice, de tipul $A' - A'' - A/B - B(C) - D$.

Orizontul cu humus al acestor soluri de grosime medie 20—45 cm (frecvent de 30—40 cm) are o culoare brun foarte închis (10 yR 2/2), în stare umedă și brun-cenușiu, brun-cenușiu închis (10 yR 5/2—4/3) la uscare. Prezintă o structură grăunțoasă medie și mică colțurată.

Tranziția spre orizontul B se face printr-un suborizont A/B gros de 14—35 cm (frecvent de 20—25 cm) și mai deschis la culoare.

Orizontul B, este foarte asemănător cu acela al solurilor de pădure de pe nivelele piemontane superioare, avînd o culoare brun închis, brun-gălbui închis (10 yR 3/3—4/4) în stare umedă și brun, brun-gălbui (10 yR 5/3—5/4) în stare uscată.

Orizontul de acumulare al carbonaților se situează la adîncimi variabile (170—220 cm) în general.

Solurile brune închise au textură luto-argilooasă de la suprafață și se observă o creștere ușoară a conținutului de argilă în orizontul B. Sînt cele mai fertile soluri din regiune, fiind cultivate cu cereale, grâu, porumb și viță de vie.

Solurile brune podzolite slab, pseudogleizate ocupă aproape 25% din suprafața Piemontului Lipovei și caracterizează partea de SW a acestuia. Prezintă un orizont A de grosime relativ mică, uneori diferențindu-se în două suborizonturi; un suborizont A' de 9—26 cm grosime (frecvent de 12—20 cm) și altul A'' de 10—15 cm. Culoarea acestui orizont este brun-cenușiu închisă (10 yR 4/2) în stare umedă și devine cenușiu, brun-cenușiu deschisă (10 yR 7/2—6/2) la uscare.

Urmează suborizontul A/B în general scurt de 9—18 cm grosime (frecvent de 13—17 cm) deschis la culoare și mai compact.

Orizontul B se deosebește de orizontul A prin culoarea mai deschisă, brun (10 yR 4/3) în stare umedă și brun, brun-gălbui (10 yR 4/3—5/4) în stare umedă și prin structura nuciformă sau prismatică și printr-o ușoară argilizare. Pe fețele agregatelor structurale se observă prezența unor pelicule fine de argile. Existența unei slabe diferențieri texturale între orizontul A și B a dus într-o oarecare măsură la înrăutățirea drenajului intern, ceea ce a făcut posibil apariția procesului de pseudogleizare.

Solurile brune moderat podzolite, pseudogleizate se întâlnesc în panta centrală a piemontului începând din valea Neregișului spre vest. În cea mai mare parte s-au dezvoltat sub vegetație lemnoasă alcătuită din păduri de *Quercus frainetto* și *Q. ceris*. În comparație cu solurile brune slab podzolite, solurile brune moderat podzolite prezintă o diferențiere mai clară a orizontului A de B (texturală și morfologică).

Orizontul A, se diferențiază într-un suborizont A_1 , gros de 8—17 cm (frecvent între 10—15 cm) de culoare brun-cenușie (10 yR 5/2) grăunțos mic, mediu sau alunar mic și un suborizont A_1a_2 mai deschis la culoare, gros de 7—18 cm (frecvent de 11—14 cm).

Suborizontul de tranziție A_2 B se dezvoltă frecvent pe 11—14 cm grosime. Prezintă structură alunară; agregatele sînt acoperite cu scurgeri de material cenușiu-albicios din orizontul superior, devenind brun-cenușiu (10 yR 5/2) cu pete cenușii, brun-gălbui închise (10 yR 5/1—4/4).

Urmează orizontul B de 90—180 cm, brun-gălbui (10 yR 5/4) cu pete clare gălbui-roșcate, brun-gălbui și cenușii. Frecvent în profil apare pietriș mic cuarțos și nisip grosier.

Solurile brune puternic podzolite, pseudogleizate se întâlnesc în SE zonei piemontane și pe terasele Mureșului în aval de Lipova. S-au format sub păduri de *Quercus frainetto* și *Q. petraea* în condițiile unui climat mai umed.

Prezența acestor soluri și pe terasele Mureșului mult mai tinere ca vîrstă absolută, se explică prin textura materialului parental mai grosier și cu conținut de baze mai scăzut.

Solurile brune puternic podzolite, pseudogleizate, din cuprinsul piemontului prezintă orizontul superior mai slab dezvoltat, grosimea acestuia atingînd în medie 20—25 cm.

Aceasta se datorește argilozității mai ridicate a rocilor de solificare.

Solurile podzolice (argiloluviale), pseudogleizate, reprezintă termenul cel mai evoluat al solurilor brune din cadrul Piemontului înalt al Lipovei și au fost întâlnite în partea de NE a regiunii. Caracterenele procesului de formare a solurilor podzolice sînt determinate îndeosebi de

doi factori : de prezența formației vegetale de păduri și de clima mai bogată în precipitații.

Ele prezintă o structură slab exprimată în orizontul A și o permeabilitate redusă, avînd foarte des apă în exoes și din această cauză aerisirea este foarte slabă. Calc formate sub pădure au la suprafață un strat de frunze nedescompuse, care formează suborizontul A_0 gros de obicei de 2—5 cm și care lipsește la solurile podzolice formate în afara pădurilor. Urmează apoi suborizontul A_1 de acumulare a humusului care poate avea 7—19 cm grosime (frecvent 11—14 cm) de culoare cenușie, grăunțos mic, nestabil. După suborizontul cu humus urmează suborizontul podzolic A_2 care are o grosime de 11—18 cm (frecvent 15—17 cm) și este de culoare albicioasă. Suborizontul A_2B are o dezvoltare medie 14—20 cm grosime mai compact și pudrat bine cu silicea scursă din orizontul precedent.

Orizontul B are grosimi mari de la 110 cm pînă la peste 220 cm de culoare castanie cu pete ruginii, roșcate și cenușii cu structură prismatică și foarte compact.

Orizontul C se află la adîncimi variate, iar la multe profile n-a fost întîlnit nici la 2,5 m.

Solurile slab dezvoltate și de luncă, ocupă un spațiu redus în cadrul piemontului. Cele de luncă sînt lipsite în general de carbonați și adesea inundate după perioade cu ploii prelungite. În lunca Mureșului și parțial în lunca rîului Bega sînt cultivate cu cereale și zarzavaturi.

Pe versanții mai înclinați ai văilor, apa a reușit să îndepărteze o parte din orizontul superior al solurilor uneori ajungînd chiar și la roca de solidificare. Suprafețe mai mari afectate de eroziune apar îndeosebi în jumătatea nordică a piemontului, în bazinul Mureșului.

CONCLUZII

1. Piemontul Lipova, cea mai extinsă subunitate a zonei piemontane bănățene, se impune printr-o fizionomie de interferență care dă un mod propriu de asociere a factorilor fizico-geografici, generat de munți dar nu dominat de influențele acestora, fapt care-i creează o anumită autonomie.

2. Trăsăturile de bază îi stabilesc caracterul piemontan tipic, evidențind o evoluție diferențiată cantitativ și calitativ față de unitățile cu care vine în contact.

3. La Piemontul Lipova se adaugă și zona prepiermontană care completează cadrul său fizic.



4. În învelișul de sol al Piemontului Lipova predomină solurile argiloiluviale brune podzolite și solurile podzolice.

5. În răspîndirea acestor soluri, se observă o succesiune zonală destul de clară de la SW spre NE paralelă cu schimbarea reliefului și a condițiilor climatice.

BIBLIOGRAFIE

- Feru M., Mihăilă N. (1963) Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timiș (Caransebeș-Lugoj). *Com. Geol. St. tehn. econ.*, E, 6, București.
- Ficheux R. (1934) Două cursuri vechi ale Mureșului. *Bul. Soc. Geogr.* LIII, București.
- Gheorghiu C. (1960) Étude géologique de la vallée du Mureș entre la Dava et la Dobra. *An. Com. Geol.* XXVI—XXVIII, București.
- Iancu M. (1955) Piemonturile vestice. *Geografia fizică a R.P.R.* (curs ditografiat), București.
- Papiu V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea. *Acad. R.P.R. Bul. șt. Sect. biol., geol., geogr.* VI, București.
- Pethő I. (1895) Das ostliche Zusammentraffer des Codru-Moma und Hegyes-Drocea-Gebirges im Comitate Arad. *Über d. k. ung. geol. A. f.* 1893. Budapest.
- Pop Gh. (1948) Noi contribuții geomorfologice privitoare la cursul inferior al Mureșului. *Lucr. Inst. de geografie din Cluj*, XLII, 1947, Cluj.

REMARQUES GÉOMORPHOLOGIQUES ET PÉDOLOGIQUES SUR LE HAUT PIÉMONT DE LIPOVA

(Résumé)

Le Piémont de Lipova constitue l'unité territoriale la plus étendue de tous les Piémonts du Banat, de la zone marginale des Carpates Occidentales. Vers le N la vallée du Mureș le sépare des Monts Métallifères et de Highiş-Drocea, alors que vers le S il est limité par les vallées de la Bega et du Timiș. Le côté occidental du piémont se perd doucement dans la plaine de la Tisa par l'intermédiaire d'une bande de haute plaine, elle aussi, à caractère piémontan. Il prend contact, vers l'E, avec la masse orogène par l'intermédiaire d'un dénivellement morphologique et par des différences stratigraphiques.

Les formations géologiques qui participent à la constitution du Piémont de Lipova représentent des éléments à partir desquels on peut préciser les principales phases de l'évolution morphogénétique et des différents aspects du relief actuel.



On remarque que la genèse de ce piémont est de beaucoup plus compliquée qu'on ne l'avait envisagé jusqu'à présent et que son âge est de beaucoup plus récent.

On constate en premier lieu que le Piémont de Lipova est constitué sur des dépôts accumulés au cours du Quaternaire et du Pannonien, surmontés partiellement par des formations d'âge miocène-crétacé, voire même plus anciens de la zone cristallino-mésozoïque. Les formations cristallophylliennes et celles crétacées constituent ensemble une surface polygénétique relativement plate surmontée progressivement par des formations plus récentes. Cette position stratigraphique des formations géologiques porte à présumer les phases qui se sont succédé durant la formation de l'actuel Piémont de Lipova.

C'est à la fin du Pliocène et au début du Quaternaire qu'ont eu lieu les derniers mouvements orogéniques (phase valaque) qui ont affecté les zones montagneuses autant que les territoires contigus. Un alluvionnement intense a lieu. À mesure que les eaux de la mer reculent de la zone péniplénique du Piémont de Lipova, sa surface est sujette à la dénudation. Au cours de cette phase d'érosion ont lieu les éruptions volcaniques qui ont mis en place d'importantes masses de basaltes le long de la ligne de dislocation Lipova-Lucareț-Buziaș.

Dès que les dernières éruptions volcaniques s'assoupissent le climat est favorable à la constitution d'une croûte d'altération formée tant aux dépens des basaltes que des sables pannoniens. Le climat devenant progressivement plus froid un régime excessivement pluvieux s'y installe.

Au cours de cette même période (Pléistocène moyen) ont lieu dans la plaine des mouvements de subsidence; aussi les rivières à débit élevé charrient et déposent-elles sur l'écorce d'altération une couche d'argile jaunâtre épaisse de 6—8 m, revenant au Pléistocène moyen.

C'est de cette manière que s'achève la phase de formation du Piémont de Lipova.

Au point de vue morphologique ce piémont renferme quatre niveaux situés à 280—360 m, 230—260 m, 180—220 m et 160—175 m d'altitude absolue.

Quant au réseau hydrographique, les auteurs précisent dès le commencement que la direction d'écoulement du Mureș a été toujours celle actuelle, étayant ainsi l'hypothèse d'une vallée antécédente. À l'appui de cette hypothèse plaident deux catégories de faits :

La continuité des terrasses présentant les mêmes caractères tout le long du couloir;

La subsidence active des environs de la région de Timișoara.

En ce qui concerne les conditions climatiques au cours desquelles s'est constitué et développé le Piémont de Lipova, elles ont subi des modifications d'une étape à l'autre, devenant dès la fin du Pléistocène inférieur de plus en plus tempérées.

La couverture végétale a subi, elle aussi, à la longue, quelques modifications, conformément aux conditions de relief, de climat et de végétation.

Les conditions pédogénétiques qui se sont installées à partir du Pléistocène moyen favorisent le développement d'une couverture de sol relativement variée. Dans la couverture de sol du Piémont de Lipova prédominent les sols sylvestres, représentés par les sols brun foncé, les sols bruns fessivés à pseudogley et les

soils lessivés à pseudogley. La continuité de ces sols zonaux est interrompue par les vallées, qui ont fragmenté la région, le long desquelles apparaissent des sols alluviaux et des régosols associés à des sols érodés, sur les versants.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

1, niveau piémontan ancien (280—360 m); 2, niveau piémontan haut (230—260 m); 3, niveau piémontan moyen (180—220 m); 4, niveau piémontan inférieur (160—175 m); 5, terrasse de 110—130 m; 6, terrasse de 80—90 m; 7, terrasse de 50—65 m; 8, terrasse de 25—40 m; 9, terrasse de 7—10 m; 10, plaines alluviales et terrasses de plaines alluviales; 11, versants.

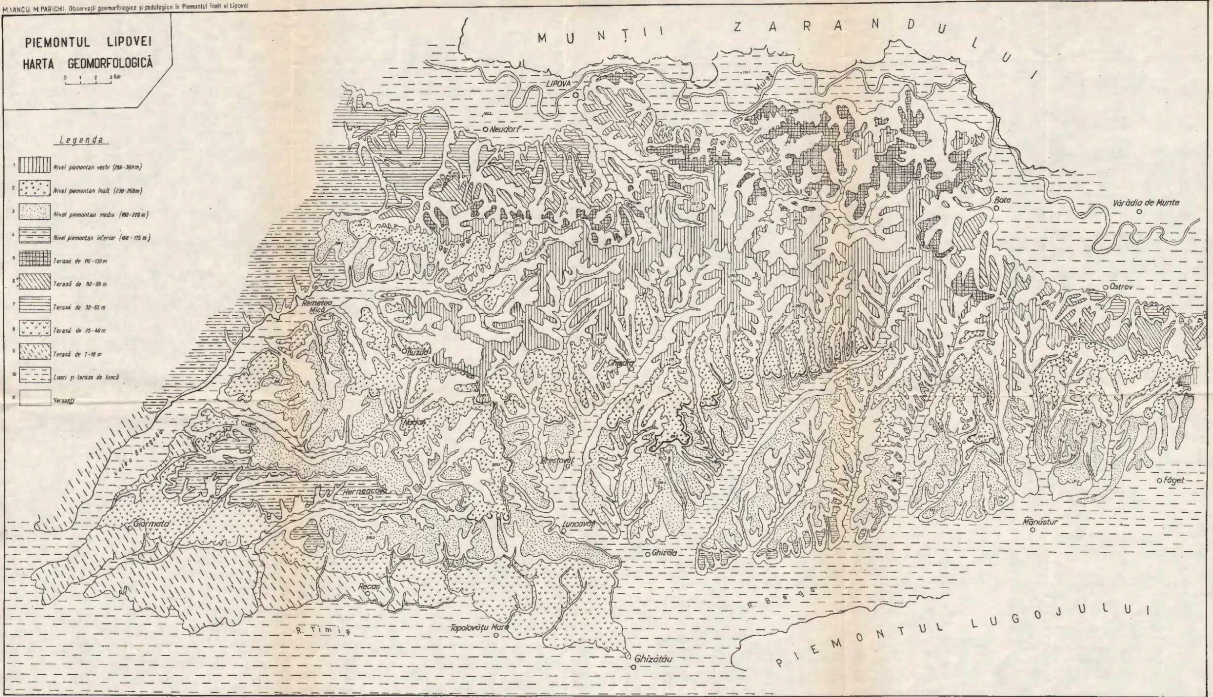


PIEMONTUL LIPOVEI
HARTA GEOMORFOLOGICĂ

0 1 2 km

Legenda

- 1. Aluni piemontice vechi (500-3000 a)
- 2. Aluni piemontice tineri (100-3000 a)
- 3. Aluni piemontice medii (100-1000 a)
- 4. Aluni piemontice inferioare (100-1000 a)
- 5. Terasă de 100-150 m
- 6. Terasă de 50-100 m
- 7. Terasă de 25-100 m
- 8. Terasă de 7-30 m
- 9. Cărbuni și nisipuri de luncă
- 10. Terasă



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

ASUPRA PREZENȚEI UNOR ROCI BAZICE
PE MARGINILE BAZINULUI BEIUȘ,
LA E DE LUNCA SPRIE ȘI LA S DE FIZIȘ¹

DE

DUMITRU ISTOCESCU²

Abstract

On the Presence of Some Basic Rocks along the Border of the Beiuș Basin East of Lunca Sprie and South of Fiziș Localities. Two occurrences of basic rocks along the borders of the Beiuș Basin, namely east of Lunca Sprie — Permian basalts, and southwest of Fiziș — basaltic agglomerations of Sarmatian age are pointed out in this paper. On the basis of these occurrences it may be considered that in the northern part of the Apuseni Mountains there have existed both during the Permian and the Neogene deep-seated fractures which favoured the starting of magmatic phenomena.

În cursul lucrărilor de teren efectuate în perioada 1967—1969 am identificat prezența unor roci bazice, care se găsesc cantonate atât în formațiunile permieniene, cât și în cele neogene din bazinul Beiuș.

Aceste roci bazice aflorează pe suprafețe nestrînse, astfel încît nu sînt menționate în lucrările anterioare care se referă la această regiune. Cunoașterea acestor noi puncte de apariție a rocilor bazice în regiune prezintă importanță în aprecierea ariei și a momentelor desfășurării proceselor magmatice în partea nordică a Munților Apuseni.

Pe valea Birăului, la NE de Lunca Sprie (fig. 1), în cadrul seriei conglomeratelor laminare ale pînzei de Codru, pe o distanță de oca 8 m, în talvegul văii apar roci bazice de culoare negricioasă, cu tinte verzui.

¹ Comunicare în ședința din 24 aprilie 1970.

² Întreprinderea Geologică de Prospekțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.



Roca se prezintă dură, cu o spărtură neregulată, fisurată, pe fisuri avînd o culoare roșcată datorită oxidizilor de fier. În rocă se observă numeroase fisuri care au o orientare generală nord-sud, cu căderi de 50—70° spre W. Orientarea acestor fisuri corespunde în cea mai mare parte cu orientarea planelor de șistozitate din seria conglomeratelor laminate în care sînt cantonate rocile bazice.

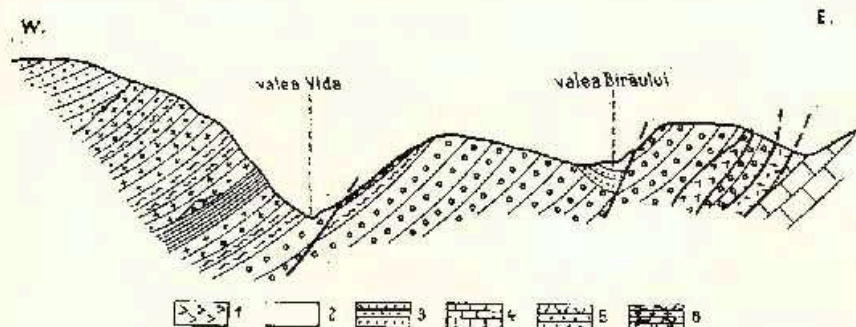


Fig. 1. — Secțiune geologică în regiunea Valea Birăului-Valea Vida (Lunca Sprie).
1, roci bazice ; 2, Neogen ; 3, Cretacic superior ; 4, Cretacic inferior ; 5, Triasic ; 6, Permian.
Coupe géologique dans la région de Valea Birăului-Valea Vida (Lunca Sprie).
1, roches basiques ; 2, Néogène ; 3, Crétacé supérieur ; 4, Crétacé inférieur ; 5, Trias ; 6, Permien.

Studiul microscopic al acestor roci întreprins de către R. Dîmîtrescu, căruia îi mulțumim pentru cercetarea acestui material, evidențiază un bazalt. Acesta este constituit dintr-o masă microgranulară, parțial cloritizată, în care apar numeroase fenocristale prismatice, aproape lamelare, de piroxeni în parte cloritizați, și de feldspați. În masa rocii se observă rare diaclaze submilimetrice umplute cu calcit. Fenocristalele au o dispoziție neregulată. Ca aspect macroscopic și microscopic aceste roci sînt asemănătoare cu rocile bazice permienice care afloră pe valea Peșterii la Meziad.

Contactul dintre aceste roci și seria conglomeratelor laminate este de natură tectonică, în conglomerate nefiind vizibile fenomenele de contact termic. În legătură cu vîrsta acestor roci se pot face următoarele considerații : la aproximativ 0,5 km spre vest de acest punct, în versantul drept al văii Vida succesiunea formațiunilor permienice cuprînd o alternanță de gresii vermiculare și porfire cuarțifere ; asociate cu aceste roci apar și separații bazice, asemănătoare cu cele descrise.

În cadrul Permianului din unitatea de valea Finișului din munții Codru și din munții Pădurea Craiului, asociate cu porfirele cuarțifere per-

miene apar și separații de roci bazice. Acest fapt poate conduce la presupunerea că rocile bazice care aflonează pe valea Birăului la Lunca Sprie aparțin de asemenea Permianului. În acest punct, datorită gradului avansat de tectonizare al rocilor din vecinătatea liniei de șanaj apar numai roci bazice, casante, lipsind potfirele cuarțifere și tufurile.

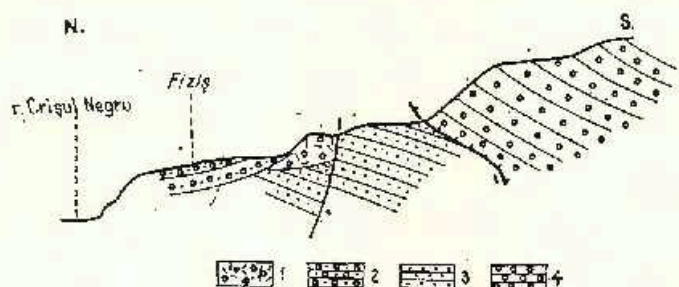


Fig. 2. — Secțiune geologică în regiunea Fizis.

1, aglomerate bazaltice ; 2, Neogen ; 3, Cretacic inferior ; 4, Permian.

Coupe géologique dans la région de Fizis.

1, agglomérats basaltiques ; 2, Néogène ; 3, Crétacé inférieur ; 4, Permien.

La aproximativ 2,5 km sud-vest de localitatea Fizis, pe interfluviul dintre Valea Mare a Finișului și Valea Mare a Șuncușului, în amontul văii Ivănișului (fig. 2) într-un mic mamelon situat la limita dintre formațiunile neogene ale bazinului Beiuș și cele paleozoice și mezozoice ale mamelei muntoase, pe o grosime de 25 m aflonează aglomerate bazaltice.

Aglomeratele sînt constituite din blocuri bine rulate, sortate, cu un diametru de 5—15 cm, alcătuite exclusiv din bazalte negre, prinse într-o matrice tufacee albicioasă. Aceste aglomerate se prezintă stratificate, fiind aproape orizontale și dispuse discordant peste formațiunile cretacic ale unității de valea Finișului.

Blocurile de bazalte care alcătuiesc aglomeratele sînt dure, prezentînd uneori goluri milimetrice de devitrificare și rare enclave de gresii albe cuarțitice.

Studiul microscopic al acestor roci evidențiază o masă criptocristalină constituită din granule micronice de piroxeni și feldspați, în care se întîlnesc fenocristale de olivină și cuarț cu conture idiomorfe. Apar de asemenea numeroase goluri de devitrificare. Atît roca, cît și mineralele componente se prezintă proaspete, nealterate.

În privința vârstei aglomeratelor din acest sector se poate spune cu certitudine că acestea sînt mai noi decît depozitele cretacic-inferioare peste care se dispun discordant.

Peste aglomeratele bazaltice se dispun bolovănișuri și nisipuri rușcate, cu o stratificație torențială. Aceste depozite au fost considerate de cercetătorii anteriori ca aparținînd Cuaternarului (P a u c ă 1941, B l e a h u 1963). Cercetările pe care le-am întreprins în bazinul Crișului Alb și bazinul Beiușului evidențiază prezența la partea terminală a Volhînianului a unui complex continental lacustru sau vulcanogen în care se cunosc plagiobazalte la Mîniș-Camna (S a v u, N e a c ș u, 1962). În depozitele torențiale care aflurează la sud de Fiziș și pe care le considerăm de asemenea sarmațiene, alături de alte roci am întilnit și blocuri mai mari de bazalte, cu aspecte de lave cordate. Aceste blocuri sînt asemănătoare din punct de vedere petrografic cu blocurile ce constituie aglomeratele, aparținînd probabil aceleiași faze de erupție.

Prezența aglomeratelor bazaltice în partea de nord a munților Codru arată că aria de existență a vulcanismului neogen în Munții Apuseni a avut o extindere mai mare decît cea cunoscută. Aceste aglomerate pot constitui un indiciu al existenței unor roci vulcanice neogene și în bazinul Beiușului.

Rocile bazice din această regiune indică prezența unor fracturi profunde ale scoarței, care alături în Permian cît și în Neogen au favorizat declanșarea fenomenelor magmatice, legate de fazele tardive ale evoluției geosindinalului hercinic și alpin.

BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1963) Conclarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V. III/I. Stratigrafie*, București.
- (1963) *Harta geologică a României la scara 1:100.000, foaia Moneasa.*
- Dimitrescu R. (1964) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagmatice a Munților Apuseni în relație cu geotectonica. *D. S. Com. Geol.*, XLIX, București.
- Ianovici V., Glușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) *Evoluția geologică a Munților Metaliferi.* Ed. Acad. R.S.R., București.
- Istocescu D., Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de nord-vest a masivului Hîgluș, cu privire specială asupra erupțiilor permieniene. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”-Iași*, S. N, 2b/XIII, Iași.



- Istrate Gh., Preda Gh. (1970) Prezența rocilor spilitice în valea Peșterii Meziad (Munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. Stud. cerc. geol., geof., geogr., *Geologie 1*, București.
- Paucă M. (1935) Le bassin neogène de Beiuș. *Ann. Inst. Geol. Roum.*, XVII, București.
- (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *Ann. Inst. Geol. Roum.*, XXI, București.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad. Ed. Acad. R.P.R., București.
- Savu H., Neacșu Gh. (1962) Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, București.

SUR LA PRÉSENCE DE CERTAINES ROCHES BASIQUES
SUR LES BORDS DU BASSIN DE BEIUȘ, À L'E DE LUNCA SPRIE
ET AU S DE FIZIȘ

(Résumé)

Dans l'ouvrage sont signalés deux affleurements de roches basiques situés sur des bords du bassin de Beiuș : à l'E de Lunca Sprie — basaltes permien, et au SW de Fiziș — agglomérats basaltiques d'âge sarmatien. L'examen de ces affleurements nous porte à considérer que dans la région septentrionale des Monts Apuseni tant durant le Permien que le Néogène, il y avait des fractures profondes qui avaient favorisé le déclenchement des phénomènes magmatiques.



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

**STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ ÎNTRE VALEA
MICĂ-CIUNGI-TĂUȚI (BAZINUL VĂII AMPOIULUI-MUNȚII
METALIFERI)¹**

DE

GHEORGHE MANTEA, JOSEFINA BORDEA, MARIA TOCORJESCU²

Abstract

Geological Structure of the Region Comprised between the Valea Mică-Ciungi-Tăuți Area (Ampoiul Valley Basin—Metalliferous Mountains). Within Neocretaceous deposits a facies showing a Wildälysch type, which has not been as yet pointed out in the Bozeș Beds, was recognized. The alternation of ophiolitic rocks and Neocretaceous sedimentary rocks ascertains the existence of a Neocretaceous initial magmatic phase. Stress is laid on the continuous rhythmic character of the initial magmatic phase, and its gradual passing to the subsequent magmatic phase.

În lucrarea de față prezentăm o serie de noi date stratigrafice și tectonice privind relațiile dintre ofiolite și depozitele neocretace dezvoltate la S de valca Ampoiului și în sectorul Bulbuc-Ciungi. Cercetările anterioare efectuate în această regiune aparțin lui: Gherman (1936), Pospelny (1869), Papp (1915), Roth (1906), Ilie (1940—1950), Ghișulescu, Socolescu (1941), Iacob (1934—1945), etc. Recent, studiile întreprinse de Bleahu, Dimian (1963), Dimian, Popa-Dimian (1964), Antonescu et al. (1963), Berbelea (1968) și Tomescu et al. (1969), aduc noi contribuții referitor la depozitele cretaceice și rocile eruptive din această zonă.

¹ Comunicare în ședința din 24 aprilie 1970.

² Întreprinderca Geologică de Prospekțiuni. Cal. Griviței nr. 64, București.



STRATIGRAFIE

Stratele de Bulbuc-Bucerdea (Aptian superior-Albian mediu)

Aria de răspândire a stratelor de Bulbuc-Bucerdea se plasează în lungul malului drept al văii Ampoiului și în sectorul Bulbuc-Ciungi unde prezintă raporturi tectonice cu depozitele neocretacice în facies de filiz și Wildflysch. Sedimentația de tip Wildflysch ce caracterizează aceste depozite, se instaurează ca o consecință a frământărilor tectonice care au avut loc în epoca cutărilor austrice, seria de Wildflysch reprezentând de fapt o formațiune sinorogenă. Ea este alcătuită dintr-un pachet de roci detritice, fine, caracterizat prin lipsa de omogenitate atât pe verticală, cât și pe orizontală. Din punct de vedere litofacial, stratele de Bulbuc-Bucerdea sînt constituite din: argilite aleurolitice violacee, cenușiu-verzui, element predominant și caracteristic al seriei de Wildflysch; gresii micafere violaceu-verzui, care apar la diferite nivele în masa lutitic-siltitică vărgată; calcarenite diacazate asociate uneori cu nivele de calciritide; nivele lenticulare de jaspuri violaceu-verzui; klippe calcareose de vîrstă neojurasic-eocretacică, asociate uneori cu breccii și paraconglomerate, constituite din blocuri semîrotunjite de calcare, avînd o structură heterogenă.

Seria de Wildflysch se caracterizează printr-o stratificație neregulată, sortare insuficientă a materialului detritic și frecvența remanierilor intraformaționale.

Răcoritor la vîrsta stratelor de Bulbuc-Bucerdea, menționăm că analizele micropaleontologice indică un bogat conținut format exclusiv din foraminifere aglutinate. Complexul stratelor de Bucerdea corespunde după Mantea et al.³, Aptianului superior-Albianului mediu, încadrîndu-se din punct de vedere micropaleontologic în zona cu *Plectrorecurvoides alternans* și *Hippocrepina depressa*. În cadrul acestei zone s-au delimitat două subzone:

Subzona A corespunzînd părții inferioare a complexului, cu o microfauună destul de săracă de vîrstă aptian superioară-albian inferioară.

Subzona B corespunzînd părții superioare a complexului, este bine reprezentată în sectorul Bulbuc. Microfauna este următoarea:

Ammodiscus tenuissimus (G ü m b e l)

Bathysiphon broegei T a p p a n

³ Gh. Mantea, Josefina Bordea, Floriana Georgescu, V. Georgescu, Ana-Maria Piliuță, R. Purice. Revizuire și sinteză pentru hidrocarburi în Munții Apuseni 1968. Arh. Inst. Geol., București.



Gaudryina tailleuri (Tappan)
Glamospira charoides (I. și P.)
Glamospirella gaultina (Berthelin)
Haplophragmoides concavus (Chapman)
Haplophragmoides gigas minor Nauss
Haplophragmoides nonioninoides Reuss
Haplophragmoides latidorsatus (Bornemann)
Hippocrepina depressa Vasicek
Lituotuba incerta Franke
Plectorecurvoides alternans (Noth)
Psammosphaera porvar Crespin
Recurvoides contortus (Orland)
Recurvoides imperfectus (Hanzlikova)
Reophax minutus Tappan
Saccamina placenta (Grzyb)
Thalmanamina neocomiensis Geröch
Trochamina uniatensis Tappan

Aspectul arenaceu al microfunei, prezența speciilor *Haplophragmoides nonioninoides*, *H. gigas minor*, *Recurvoides contortus* și frecvența ridicată a speciei *R. imperfectus*, sînt motive suficiente pentru a atribui depozitelor respective vîrsta albian-modie. Caracterul predominant al speciei *R. imperfectus* ne permite să paralelizăm asociația amintită cu aceea întîlnită de Hanzlikova (1966) în stratele de Lhoty, „zona cu *Recurvoides imperfectus*” din partea superioară a Albianului mediu.

Seria de Wildflysch descrisă, se dispune transgresiv și discordant peste depozite atribuite Barremian-Aptianului inferior (în versantul nordic al Ampoiului) și suportă transgresiv depozite albian superior-cenomaniene (?) în faciesul stratelor de Valea lui Paul.

Stratele de Valea lui Paul [Albian superior-Cenomaniene (?)]

În zona centrală a fosei Măroșului, atît în versantul nordic, cît și în cel sudic al văii Ampoiului, după încetarea depunerii formațiunii în facies de Wildflysch aptian superior-albian mediu, sedimentarea continuă cu o formațiune grosieră grezo-conglomeratică, cu caractere molasice. Tipul litologic caracteristic este reprezentat prin gresii grosiere friabile, cenușii, muscovitice, care trec prin alterație la veritabile nisipuri gălbui. Către partea superioară, gresile grosiere sînt substituite de gresii fine cu laminație paralelă sau oblică. Pe suprafețele de laminație apar resturi



de cărbuni. Uneori mai pot fi întâlnite argilite cenușii dispuse în alternanță cu gresiile. În sfârșit menționăm apariția în masa gresiilor a unor trowanți cu dimensiuni de ordinul decimetrilor.

Formațiunea descrisă, denumită de Bleahu, Dimian (1967) „strate de Valea lui Paul“, a fost atribuită de Ilie (1943) Eocenului, datorită prezenței unor forme remaniate de orbitoline, confundate cu nummuliti. Am atribuit formațiunii descrise vârsta albian superior-cenomaniană (?) pe baza unor asociații de spor-polen (Antonescu⁴).

Criteriile stratigrafice pledează pentru atribuirea aceleiași vârste, întrucât stratele de Valea lui Paul stau transgresiv peste Wildflyschul apțian superior-albian mediu și suportă de aceeași manieră stratele de Bozeș, de vârstă turonian-maestrichtiană.

Stratele de Bozeș (Turonian-Maestrichtian inferior)

În cadrul stratelor de Bozeș, denumite de Ghițulescu, Socolăscu (1941) a fost recunoscut un facies de fliș, un facies de Wildflysch și un facies de molasă.

a) Flișul stratelor de Bozeș este alcătuit dintr-o serie arenito-lutitică, reprezentată printr-o succesiune continuă și monotonă de ritmuri binare și ternare. În cadrul celor două tipuri de ritmuri, remarcăm existența mecanoglifelor de dragare (groove casts), de saltăție (bounce casts) și de croziune (flute casts). Sînt prezente de asemenea și bioglife de tipul *Palaeodyction*, *Palaeobulia* și *Helminthoidea*. Studiile sedimentologice (direcții de curenți) efectuate de Antonescu et al. (1963), Dimian, Popa-Dimian (1964), indică aporturi convergente către centrul fosei Mureșului.

Menționăm pentru prima oară prezența în bazinul văii Ampoiului, a alternanțelor de roci ofiolitice (lave bazaltice și piroclastite) cu depozitele în facies de fliș ale stratelor de Bozeș. Aceste alternanțe pot fi urmărite pe pârîul Călbăzișului, pînă la Bobului, etc.

O altă componentă litofacială a stratelor de Bozeș, o constituie prezența klipelor calcareose (Neojurassic-Eocretacic) în sedimentate în masa flișului.

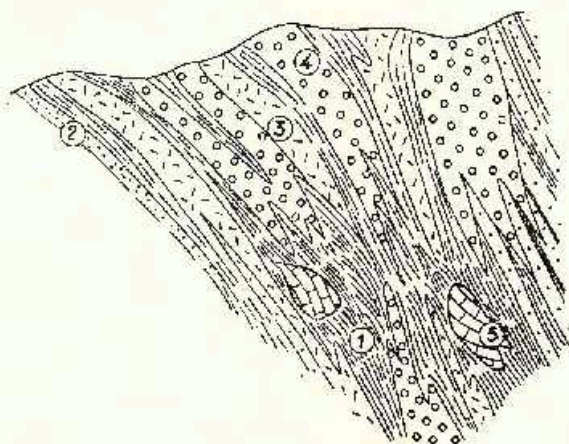
b) Faciesul de Wildflysch al stratelor de Bozeș, nesemnălat pînă acum în Munții Metaliferi, se caracterizează prin prezența ofiolitelor sincrone cu depunerea sedimentelor neocretacice. Acest

⁴ E. Antonescu. Comunicare verbală 1969.



facies a fost recunoscut atât în versantul sudic al Ampoiului (pârâul Călăbăzișului, pârâul Henii și pârâul Ursului cât și în sectorul Bulbuc-Ciungi.

Un profil bine deschis îl oferă pârâul Henii, unde gresile micafere, asociate cu șisturi marnoase, alternează cu lave și piroclastite bazaltice. În continuarea succesiunii apar marnocalcare diaclazate, microconglomerate cu elemente de cuarț și bazalt, piroclastite bazaltice. Lipsește o stratificație clară, șisturile sînt contorsionate iar piroclastitele prind cîmburi de șisturi argiloase violacee (vezi fig.).



Afloriment în faciesul de Wildflysch al straturilor de Bozeș (pârâul Henii).

1, șisturi argilo-marnoase, cenușiu-albăstrui-violacee ; 2, gresii micafere cenușii ; 3, bazalte porfirice cu augit (lave) ; 4, piroclastite bazaltice (aglomerate) ; 5, klippe calcaroase (Neojurasic-Eocretacic).

Affleurement sous faciès de Wildflysch des couches de Bozeș (ruisseau Henii).

1, schistes argilo-marneux, gris-bleuâtre-violacé ; 2, grès micaférés gris ; 3, basaltes porphyriques à augite (laves) ; 4, pyroclastites basaltiques (agglomérats) ; 5, klippes calcaires (Néojurassique-Eocrétaocé).

În sectorul Bulbuc-Ciungi, secvențele de tip Wildflysch sînt alcătuite din roci detritice asociate cu roci mixte și piroclastite. Acești termeni apar în alternanță neregulată pe verticală și orizontală. În cadrul Wildflyschului au fost recunoscute patru tipuri litologice : șisturi talcoase, foioase, cenușiu-violacee, breccii cu elemente de calcare și bazalte, avînd un liant cîmencitic sau lutitic-carbonatat violaceu ; piroclastite ale bazaltelor porfirice cu augit ; klippe calcaroase (olistolite).

Pe un afluent al Văii Mari, poate fi urmărită o succesiune completă a elementelor litofaciale din cuprinsul Wildflyschului : şisturile violacucenuşii apar asociate cu mammoalcare şi brezii calcaroase cu liant argilos calcaros, roşcat, în care sînt prinse clemente de calcare şi bazalte ; urmează intercalaţii de piroclastite bazaltice, care contaminează rocile detritice sincrone erupţiilor şi participă astfel la alcătuirea unei game variate de roci mixte ; apar astfel tufite, gresii cineritice verzui, masive şi brezii mixte ; olistolitele sînt reprezentate prin brezii calcaroase alcătuite din blocuri semirulate de calcare roz-alb cenuşii, prinse într-o matrice calcaros-argilooasă.

În sectorul Bulbuc-Ciungi, faociusul de tip Wildflysch coexistă cu episoade de tip fliş.

e) Faciesul de molasă este reprezentat prin gresii masive, grosiere, microconglomerate şi rudite, dezvoltate la SE de Tăuţi, în versantul sudic al Ampoiului. În continuitate de sedimentare cu ruditele, urmează un complex grezo-marnos, caracterizat printr-o bogată faună de tip Gosau.

Faciesul molasic se plasează la partea superioară a stratelor de Bozeş, coresponzînd perioadei de colmatare a bazinului neocretacic.

Vîrsta stratelor de Bozeş. Ghiţulescu, Socolescu (1941), Ilie (1950) consideră stratele de Bozeş cenomaniene, iar Iacob (1945) campanian-maestrichtiene. Popa-Dîmian (1963) pe baza unui exemplar de *Inoceramus labiatus* Schloth. colectat din valea Galaţiului, susţine prezenţa Turonianului în baza stratelor de Bozeş. Acelaşi autor argumentează existenţa Campanianului la partea superioară a stratelor de Bozeş, prin prezenţa speciei *Hoplitoplacenticeras varii* (Schlüter). În 1964 Dîmian, Popa-Dîmian, separă un facies de fliş sub denumirea de strate de Bozeş atribuindu-i vîrsta turonian-campaniană şi un facies proximal-litoral maestrichtian. În sfîrşit, în 1969 Tomescu et al. încadrează stratele de Bozeş în intervalul Santonian-Maestrichtian inferior, pe baza unei bogate faune de inocerami şi amoniţi.

În cele ce urmează vom prezenta argumentele care ne-au condus la stabilirea vîrstei stratelor de Bozeş.

Pentru faciesul tip fliş, cercetările micropaleontologice au stabilit vîrsta Coniacian-Campanian inferior.

Atît în bazinul Ampoiului (pîriul Găureni, pîriul Diureşti şi pîriul Bobului) cît şi în bazinul văii Băcăinţi (valea Băcăinţi şi pîriul lui Şerban), a fost întilnită o microfauună extrem de săracă. Vîrsta senonian-



inferioară a fost atribuită pe baza existenței globotruncanelor bicanenate cu următoarele specii: *Globotruncana coronata* Bolli, *G. lapparenti* Brotze, *G. angusticarinata* Gandolfi. Alături de aceste foraminifere pelagice își fac apariția sponadic și specii bentonice :

Marssonella oxycona (Reuss).
Eponides bolli Cush și Renz.
Valvulineria allomorphinoides Reuss
Cibicides harpesi (Sands)

Într-un nivel superior, în dealul Brinoușa, piriul lui Șerban, piriul Crestatului, dealul Cornilor și piriul Dornii, a fost recunoscută o bogată microfauună alcătuită preponderent din foraminifere pelagice :

Ammodiscus glabratus Cush și Jarvis
Anomalina complanata (Rss)
Dorothia trochoides (Marsson)
Eponides bolli Cush și Renz
Gaudryina foeda (Reuss)
Gaudryina pyramidata Cush.
Globotruncana arca (Cush.)
Globotruncana bulloides Vogler
Globotruncana lapparenti Brotzen
Globotruncana tricarinata Querrau
Stensioina exsculpta (Reuss)
Valvulineria allomorphinoides (Rss)
Verneuillina limbata Cush.

Referitor la această asociație, remarcăm următoarele :

Frecvența mare a speciilor *Globotruncana lapparenti* și *G. arca* ;
 Prezența speciei *Globotruncana coronata*, care după Bolli (1951) este cantonată în Senonianul inferior ;

Existența speciei *Globotruncana bulloides*, citată în Santonian ;

Lipsa speciilor de globotruncane cu testul mai mult sau mai puțin conic pe partea dorsală (*G. contusa*, *G. plicata*, *G. conica*) ;

Apariția sporadică a lui *Stensioina exsculpta*, specie emscherian-campaniană după Pozariska (1954) ;

Prezența cu totul sporadică a Haeterohelicidelor, care devin frecvente și variate calitativ deasupra limitei Santonian-Campanian ;

Lipsa speciei *Göesella carpatica*, foraminifer aglutinant care după Neagu (1968) apare numai în Campanian.

Toate aceste observații conduc la atribuirea vârstei santoniene asociației menționate anterior. Dacă ținem seama de lucrările precedente

remarcăm faptul că asociația acestora este asemănătoare cu aceea întâlnită de Tocorjescu (1963) în Santonianul superior din flișul întreg din partea sudică a Carpaților Orientali (regiunea Lăicăi), de Săndulescu (1967) în Santonianul superior din Țara Birsei și de Tocorjescu pe valea Căcovița, în zona stabilită de Tomescu (1968), „zona cu *Micras-ter coranguinum*” caracteristică Santonianului superior. Aceste corelări permit atribuirea vârstei Santonian-superior asociației prezentate.

Faciesului de Wildflysch al stratelor de Bozeș, dezvoltat în sectorul Bulbuc-Ciungi i se atribuie o vîrstă comprehensivă (Turonian-Campanian inferior) pe baza unor argumente paleontologice. Astfel pe pîriul Fîntănele, pîriul Soceilor, pîriul Doniei, dealul Cornilor și pîriul Purcărți, a fost întâlnită următoarea microfaună :

- Ammodiscus cretaceus* d'Orb.
- Dendrophira excelsa* Grzyb.
- Globotruncana coronata* Bolli
- Glamospira charoides* (L. și P.)
- Glamospira irregularis* (Grzyb.)
- Hedbergella amabilis* Loeblich și Tappan
- Hedbergella planispira* Tappan
- Kalamopsis grzyboraskii* (Dylazanka)
- Marssonella oxycona* (Reuss)
- Praeglobotruncana helvetica* Bolli
- Psammosphaera parva* (White)
- Recurvoides* sp. 2
- Recurvoides* sp. 5
- Uvigerinammina jankai* (Majzon)

Din analiza microfaunei se desprind următoarele observații :

Microconținutul probelor, reflectînd condițiile în care are loc sedimentarea Wildflyschului, este sărac și prost conservat. Nu se poate discuta de o asociație diagnostică propriu-zisă, ci mai curînd de o listă de microfaună ; *Praeglobotruncana helvetica* este o specie cu importanță stratigrafică. Atît în Europa occidentală (Elveția, Germania), cit și în cea răsăriteană (România, Cehoslovacia), ca și în Africa de N (Algeria, Tunisia), această specie este menționată din Turonian pînă în Coniacian. Din literatura de specialitate se poate fixa intervalul stratigrafic căruia îi aparțin probele din sectorul Bulbuc-Ciungi, în care coexistă *Globotruncana bicarinata* (*G. coronata*) alături de *Praeglobotruncana helvetica* ; acest interval aparține Turonianului superior-Coniacianului.



Pe Valea Mare a fost întâlnită o asociație asemănătoare celei discutate în cadrul faciesului tip fliș din dealul Brîncușa de vîrstă santonian-superioară. Tot pe această vale, în unele probe apare specia *Globotruncana elevata stuartiformis* Dalbiez (1955), specie care după indicațiile autorului care o descrie pentru prima oară, își face apariția în Santonianul superior-Campanianul inferior din Tunisia.

Alături de asociațiile microfauvistice amintite, adăugăm și elemente macropaleontologice edificatoare. În Valea Mare din marne cenușii micaifere au fost determinate: *Inoceramus cycloides* Wegner și *I. cf. lingua* Goldfuss, specii care certifică prezența Santonianului în faciesul de Wildflysch (Tomescu et al., 1969).

Faciesul de molasă este bine înzestrat paleontologic, punctele fosilifere reprezentative fiind plasate la SE de regiunea prezentată. Fauna este cunoscută de mult timp în literatura geologică, fiind citată de Palfy (1903), Iacob (1945), Popa-Dimian (1963), Tomescu et al. (1969). Această faună atestă vîrsta campanian-maestrichtian-inferioară a faciesului de molasă.

În concluzie, considerăm stratele de Bozoș cu cele trei faciesuri amintite, ca reprezentînd o serie comprehensivă, cuprinsă între Turonian și Maestrichtian inferior.

Tortonian

Depozitele tortoniene necunoscute la S de valea Ampoiului, se dispun transgresiv și discordant peste depozitele neocretacice. Ele sînt reprezentate printr-un complex detritic cunoscut sub numele de „pietrișurile de Almașu Mare“, a cărui vîrstă tortonian-medie a fost argumentată paleontologic (Borcoș-Manlea, 1964).

Cuaternar

Au fost distribuite Cuaternarului, depozite de terasă, șesuri aluviale, alunecări de teren și conuri de dejecție.

Magmatismul ofiolitic. După Ianovici et al. (1969), în evoluția magmatismului inițial din Munții Metaliferi, se disting trei etape:

a) o primă etapă se referă la un complex bazaltic, constituit din bazalte, variolite, tachilite, anamosite și dolerite (lave piroclastice precum și corpuri bazice și ultrabazice diferențiate *in situ*) dezvoltat în zona axială;



b) a doua etapă s-a desfășurat sub influența mișcărilor neocimmeriene; vulcanitele care au luat naștere în această etapă sînt constituite din bazalte, limburgite, oligofire, trahandezite, ortofire, dacite, riolite;

c) a treia etapă corespunde timpului în care s-au depus sedimentele cretacee; pînă în Barenian (Giușcă et al., 1963), Aptian (Ghițulescu et al., 1966), Cenomanian (Borcoș et al., 1965) sau pînă în Senonian (Tomescu et al., 1969). În această etapă magmatismul reîncepe cu magme bazice reprezentate prin bazalte și spilite. Recurența inițialitelor se explică prin accentuarea stadiului de geosinclinal adînc, prin scufundarea treptată în condiții de subsidență a celor două fosse formate în urma diastrofismului neocimmerian (Savu, 1967). Același autor, subliniază faptul că zona geosinclinală se menține în condiții de tensiune prelungită permițînd generarea unui vulcanism prin excelență extrusiv, cu caracter spilitic.

Rocile ofiolitice care apar în regiunea cercetată de noi, se încadrează în cea de a treia etapă din evoluția magmatismului ofiolitic. Din punct de vedere petrografic, sînt reprezentate prin bazalte porfirice cu augit, bazalte normale, dolerite și piroclastite bazaltice (aglomerate, tufuri, cinerite). Din punct de vedere chimic, ofiolitele reprezintă produsul unor magme gabbroice de tip tholeitic. Pe măsură ce procesul de diferențiere a evoluat, au apărut roci mai acide, caracterizate printr-o compoziție leucogabbroică, ossipitică, uneori melagabbrodioritică sau chiar dioritică. Asociația strînsă dintre lavele bazaltice și produsele piroclastice, subliniază caracterul mixt (stratovulcanic) al erupțiilor.

Referitor la raporturile existente între ofiolite și depozitele cretacee precizăm că:

În versantul sudic al văii Ampoiului ofiolitele apar interstratificate în suita depozitelor neocretacee, reflectînd sincronismul erupțiilor cu sedimentarea. Pe valea Galașului, pîrîul Călbăzișului, pîrîul Heni și pîrîul Ursului, afluenți ai văii Ampoiului, am întîlnit o alternanță a produselor ofiolitice (lave bazaltice, aglomerate, brezii, tufuri) cu șisturi marno-argiloase și gresii cenușii, micacee. Vîrsta complexului mixt vulcanogen-sedimentar este turonian-connacian-santoniană (datarea se bazează pe o microfaună caracteristică);

În sectorul Bulbuc-Ciungi, pe Valea Mane am urmărit o succesiune extrem de interesantă, în care șisturi marnoase, cenușii, gresii micacee și brezii calcareose (faciesul de Wildflysch al stratelor de Bozeș) alternează cu piroclastite bazaltice mai rar cu lave bazaltice;

În versantul sudic al văii Ampoiului, în cuprinsul aceluiași pachet sedimentar (Turonian-Santonian) am întîlnit atît piroclastite ale bazal-



telor porfirice cu augit (indicând faza magmatismului inițial) cît și tufuri riolitice (menționate și de Bleahu, Dimian, 1967) care aparțin subfazei prebanatitice a magmatismului subsevent.

Sintetizînd observațiile noastre asupra evoluției magmatismului ofiolitic și distribuția sa spațială, remarcăm :

Prezența ofiolitelor la diferite nivele în suita depozitelor cretaceice, fapt care subliniază caracterul ritmic, pulsatoriu (cu numeroase momente paroxismale) ale magmatismului ofiolitic.

Examinînd raporturile dintre vulcanite și depozitele cretaceice, din șanțul eugeosinclinal al Munților Metaliferi, avem posibilitatea să urmărim o trecere gradată de la faza magmatismului inițial ofiolitic la faza magmatismului subsevent, prin intermediul subfazei subseventitelor prebanatitice (această trecere pare a fi marcată de diastrofismul subhercinic).

Magmatismul banatitic. Produsele magmatismului subsevent banatitic au fost întîlnite la sud de valea Ampoiului. Bleahu, Dimian (1967) menționează în apropiere de Tăuți și în Dealul Varului două apariții de andezite bazaltoidice, iar Berbeleac (1968) citează la nord-vest de dealul Secătuna două dyke-uri granodioritice. Același autor figurează la vest de Valea Mică o serie de dyke-uri de andezite amfibolice cu augit.

TECTONICA

În linii mari formațiunile neocretaceice dezvoltate între valea Ampoiului și valea Mureșului, apar angajate într-o structură monoclină cu vergențe estice, convergînd către axul bazinului neocretacic. Acest ansamblu tectonic monoclină este vizibil deranjat în sectorul Bulbuc-Ciungi, unde stratele de Bulbuc-Bucardea (Apțian superior-Albian mediu) și stratele de Bozeș (Turonian-Maestrichtian inferior) participă la alcătuirea unei structuri de tip horst. Apariția Wildflyschului albian în sectorul Bulbuc-Ciungi, trebuie pusă în legătură cu efectele diastrofismului Iaramic; mișcările pe verticală cauzate de scufundarea blocului transilvan compensează exondarea generală care cuprinde aria Apusenidelor și produc o decompresivitate în zonele adînci ale scoarței; iau naștere fracturi profunde, folosite de magmatitele subsevente drept căi de acces către suprafață.

În versantul sudic al Ampoiului, carctătonii anteriori Bleahu, Dimian (1967), Berbeleac (1968), figurează o linie de încălecare



în lungul căreia ofiolitele, considerate de acești autori anteneojurassice, vin în contact tectonic cu stratele de Bulbuc-Bucerdea și stratele de Valea lui Paul. Întrucît ofiolitele au în realitate o vîrstă neocretacică, participînd la alcătuirea compozițională a stratelor de Bozeș, interpretăm linia tectonică a autorilor amintiți ca reprezentînd o succesiune normală, stratele de Bozeș dispunîndu-se transgresiv și discordant atît peste stratele de Bulbuc-Bucerdea, cît și peste stratele de Valea lui Paul.

BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E., Balș Ștefana, Georgescu Floriana, Georgescu V., Mantea Gh., Mihăilescu N., Panin N., Tomescu Camelia (1963) Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din regiunea Vințu de Jos-Geoagiu. *Stud. cerc. geol.* 2, VIII, București.
- (1966) Asupra vîrstei calcarelor din valca Lăstiorului. *D. S. Com. Geol.* LII (1964—1968), 1, București.
- Berbelescu I. (1968) Asupra unor roci eruptive remaniate în depozitele Cretacului inferior din regiunea Valoa Mică-Galați-Presaca Ampoiului (Munții Metaliferi). *D. S. Com. Geol.* LIV, 1, București.
- Bleahu M., Dimian M. (1963) Caractere stratonomice ale serilor cretacice din Munții Metaliferi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, 1961, III, 1, București.
- Dimian M. (1967) Sursii stratigrafice și tectonice în regiunea Foneș-Ighic-Integralde (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.* LIII, 1, (1965—1966), București.
- Babucea Yvonne, Piliuță Ana Maria (1968) Contribuții la microstratigrafia eocretacului din Munții Metaliferi. *Stud. cerc. geol.*, 13, 1, București.
- Bolli H. (1951) The genus *Globotruncana* in Trinidad. *B.W.J. Journal of Pal.* XXV/1.
- Borcoș, M., Mantea Gh. (1964) Vîrsta formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Marc. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962), 2, București.
- Mantea Gh., Gheorghiușă I. (1965). Relația stratigrafică și tectonică între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice cu privire specială asupra Munților Metaliferi, *Com. Geol. S.S.N.G.*, III, București.
- Dalbioz F. (1955) The genus *Globotruncana* in Tunisia. *Micropal.* 1, 2, New-York.
- Dimian M., Popa-Dimian Elena (1964) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului. *D. S. Com. Geol.* L (1962—1963), 1, București.
- Gherman I. (1936) Încălecamile postsenoniene în bazinul Ampoiului. *Rev. Muz. Geol. Min.-Univ.* VI, 1—2, Cluj.
- Ghișuleacu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Metallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.



- Borcoș M. (1966) Incadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *Stud. cerc. geol.* 11, București.
- Giuşcă D., Cioldică G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V*, 1961/II, București.
- Hanzlíková E. (1966) Die Foraminiforen des Lhoty Schichten. *Acta Mus. Mor. Sc. Nat.* 51, Bratislava.
- Iacob D. (1934) Contributions à la connaissance du Crétacée Supérieure dans le Sud de Monts Apuseni. *Rev. Mus. Geol. Min. Univ.* VIII (1943—1944), Cluj.
- (1945) Contributions à la connaissance du Sénomian dans la Vallée du Geoagiu de Jos (Ilunedoara). *C. R. Acad. Sci. Roumaine*, VII, București.
- Ianovici V., Giuşcă D., Ghăjuțescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R.S.R., București.
- Ilie M. (1938) Sur les roches ophiolitiques des Monts Apuseni, *C. R. Acad. Sci. Roum.* II, 4, București.
- (1940) Structure géologique de la région aurifère de Zlatna. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, București.
- (1943) Sur les dépôts albien du bassin de Valea Ampoiului. *Rev. St. V. Adamachi* XXIX, 34, Iași.
- (1947) Les dépôts éocènes du bassin moyen de Valea Ampoiului. *C. R. Acad. Sci. Roum.* VIII, București.
- (1950) Monts Métallifères de Roumanie. *An. Com. Géol.* XXIII, București.
- Neagu T. (1960) Biostratigraphy of Upper Cretaceous deposits in the southern Eastern Carpathians near Brașov. *Micropal.* 14, 2, New-York.
- Pálffy M. (1903) Zwei neue Inoceramusarten aus den oberen Kreideschichten der siebenbürgischen Landesteile. *Földt. Közl.* XXXIII, Budapesta.
- Papp K. (1915) Das taube Sediment von Zalatna. *Jahresb. k. ung. geol. R.A.* f. 1914, Budapesta.
- Popa-Dimășan Elena (1963) Contribuții la studiul inoceramelor și amoniților neocretaciilor din împrejurimile Vințului (Munții Apuseni). *Stud. cerc. geol.* VIII, 4, București.
- Poëpny Fr. (1869) Zur Stratigraphie des südlichen Teiles des Bihargebietes in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, 1869, Viena.
- Pozariska Kr. (1954) The Upper Cretaceous index Foraminifera from Central Poland. *Polska Akad. Nauk Komit. Geol. Acta Geol. Pol.* IV/2 Pars Paleont, Warszawa.
- Roth L. v. Teleşd (1900) Der Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Sand, Meșca, Presceca, Răcățiu und Gyulafehértár. *Jahresb. k. ung. geol. A. f.* 1904, Budapesta.
- Savu H. (1967) Considerations concernant les relations stratigraphique et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de la Roumanie. *An. Com. Geol.* 36, București.
- Săndulescu J. (1967) Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și Paleogenului din Țara Birsei (Carpății orientali). *D. S. Inst. Geol.* LII/2, București.

- Tocorjescu Maria (1963) Studiu micropal. al succesiunii Cretacic-Paleogen de pe valea Mitoi regiunea Lăicăi, *Asoc. Geol. Carp.-Balc, Congr. V.*, III/2, 1961, București.
- Tomescu Camelia (1968) Date noi privind Santonianul din regiunea Sâsiori (Sebeș). *D. S. Inst. Geol.* LV/3, Pal, București.
- Panin S., Georgescu F., Mantea Gh., Antonescu E. (1969) Contribuții la stratigrafia depozitelor neocretacee din Munții Apuseni de sud. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. ser. Geol.* 14, 1, București.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION
QUI S'ÉTEND ENTRE VALEA MICĂ-CIUNGI-TĂUȚI
(BASSIN DE LA VALLÉE D'AMPOIU—MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

Les auteurs présentent de nouvelles données stratigraphiques et tectoniques concernant les dépôts néocétacés du versant méridional de la vallée d'Ampoiu et du secteur de Bulbuc-Ciungi.

On y a distingué : couches de Bulbuc-Bucurdea sous faciès de Wildflysch (Aptien supérieur-Albien moyen) couches de Valea lui Paul, développées sous faciès de molasse (Albien supérieur-Cénomanién ?), couches de Bozeș sous faciès de flysch, Wildflysch et molasse (Turonien-Maestrichtien inférieur), dépôts tortonniens et quaternaires. Sont décrites des roches revenant au magmatisme initial ophiolitique et au magmatisme subséquent prébanatitique et banatitique. On a souligné le caractère rythmique, pulsatif (avec de nombreux moments de peroxyse) du magmatisme initial ophiolitique.

On a avancé l'idée d'un passage progressif de la phase du magmatisme initial ophiolitique à la phase du magmatisme subséquent, par l'intermédiaire d'une phase prébanatitique.

Au point de vue tectonique, a été mise en évidence l'apparition d'une structure de type horst dans le secteur de Bulbuc-Ciungi, qui est en contraste avec l'aspect monocliné du flysch néocétacé environnant. Les auteurs venient la position tectonique des ophiolites du versant méridional de la vallée d'Ampoiu, tout en considérant l'association ophiolites-dépôts néocétacés sous faciès de flysch ou de Wildflysch comme une manifestation du synchronisme entre les processus magmatiques et sédimentaires.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique du secteur de Bulbuc-Valea Mică-Tăuți (bassin d'Ampoiu—Monts Métallifères).

Maestrichtien, Campanien, Santonien, Coniacien, Turonien, 1, Couches de Bazeș ; a, faciès de flysch : grès, schistes, basaltes porphyriques à augite daves.



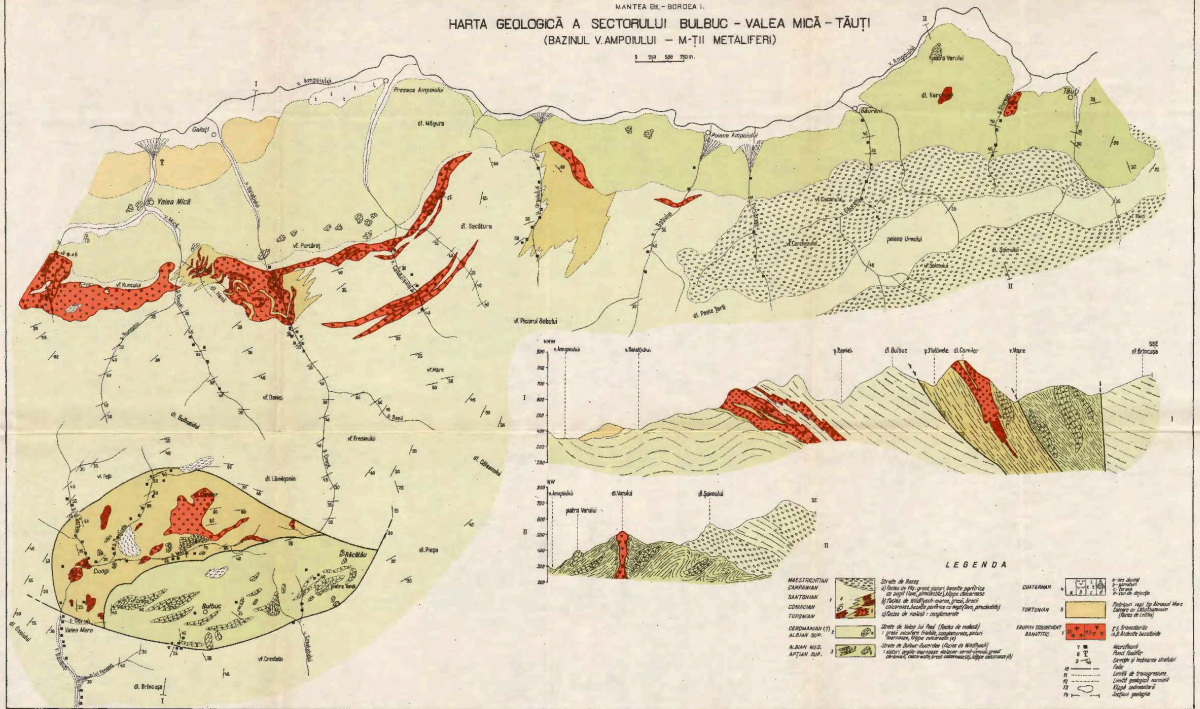
pyroclastites), klippes calcaires; b, faciès de Wildflysch: marnes, grès, brèches calcaires, basaltes porphyriques à augite (laves, pyroclastites); c, faciès de molasse: conglomérats. Cénomanién (?) Albien supérieur. 2, Couches de Valea lui Paul (faciès de molasse): grès micacérés friables, conglomérats, schistes marneux, klippes calcaires (a). Albien moyen, Aptien supérieur. 3, Couches de Bulbuc-Bucurdea (faciès de Wildflysch): schistes argilo-marneux, violacé-vent mil-cendré, grès briques, calcaronites, brèches calcaires (a), klippes calcaires (b). Quaternaire. 4, a, glaise alluviale; b, éboulis; c, terrasses; d, cône de déjection. Tortonien. 5, Gravieres rouges de type Almașul Mare, calcaires à *Lithothamnium* (faciès de Leîlna). Éruptif subséquent banatitque. 6, γ δ , granodiorites. α β andésites basaltoides; 7, Microfaune; 8, Gîte fossilifère; 9, Direction et pendage de la couche; 10, Faille; 11, Limite de transgression; 11, Limite géologique normale; 13, Klippe sédimentaire; 14, Coupes géologiques.



HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI BULBUC - VALEA MICĂ - TĂUȚI
(BAZINUL V. AMPOIULUI - M-ȚII METALIFERE)

MANTEA DE BOROEA I.

1:50 000



5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

București 1971

Pag. 113—126

**O NOUĂ IPOTEZĂ DE LUCRU PRIVIND SITUAȚIA PÎNZEI GETICE
ÎN PARTEA DE NW A CARPAȚILOR MERIDIONALI¹**

DE

MIRCEA MUREȘAN²

Abstract

Hypothesis Concerning the Situation of the Getic Nappe in the NW Part of the South Carpathians. The possibility implying that the epimetamorphic unit of the Poiana Ruscă Massif should represent the reappearance northwards of the Danubian Unit, widely developed south of the Poiana Ruscă within the Retezat-Paring Mountains area, is discussed. According to this hypothesis the Getic nappe is chiefly represented in Poiana Ruscă by crystalline formations located in the northern and southern subunits of the Poiana Ruscă mesometamorphic unit.

Poziția structurală a masivului cristalofilian Poiana Ruscă, în cadrul orogenului alpin al Carpaților Meridionali, a constituit obiectul mai multor ipoteze diferite, emise la intervale de ani, pe măsura obținerii de noi date geologice, referitoare atât la acest masiv cât și la alte sectoare ale lanțului carpatic.

Substratul real care explică existența mai multor ipoteze diferite în legătură cu această problemă rezidă în heterogenitatea metamorfică și tectonică a munților Poiana Ruscă, relevată și concretizată din ce în ce mai precis pe măsura înmulțirii informațiilor obținute prin cercetările geologice numeroase efectuate în Poiana Ruscă începând încă din secolul trecut.

Constituția metamorfică neomogenă a masivului, prima trăsătură majoră observată de cercetători, a fost interpretată, ca expresia unei

¹ Comunicare în ședința din 19 decembrie 1969.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, 55, București.

tranziții normale de la șisturile mezometamorfice, din sudul Poienii Rusce, la cele epimetamorfice din nordul acesteia. Această concepție a fost luată în considerare de Murgoci (1905, 1912) atunci când a înglobat întregul masiv cristalofilian Poiana Ruscă la pinza getică; această ipoteză, singura posibilă în stadiul de cunoaștere respectiv, a fost acceptată în multe lucrări ulterioare, referitoare la structura de ansamblu a Carpaților Meridionali sau a teritoriului țării noastre.

Acumularea ulterioară de noi date a permis să se întrevadă discontinuitatea tectonică ce există între rocile epimetamorfice și cele mezometamorfice. Aceste relații tectonice la început presupuse doar pe baza observațiilor disparate, au fost interpretate de Voitești (1929, 1942) și de Streckeisen (1934, 1935) drept un șariaj al epizonei din nord peste mezozona din sud; în consecință, rocile epimetamorfice au fost despărțite de pinza getică și atribuite unei unități tectonice superioare acesteia: „pinza bucovinică“ (Voitești, 1929, 1942) respectiv „pinza de Poiana Ruscă“ (ce aparține „pinzelor superioare — Streckeisen 1934, 1935).

După 1940, datorită cercetărilor întreprinse de Codarcea, Pavelescu (1954, 1958), Giușcă et al. (1956), Maier et al. (1964, 1969), Pavelescu et al. (1964), Kräutner et al. (1969), s-a conturat din ce în ce mai precis divizarea masivului Poiana Ruscă în 2 unități tectonice majore la care participă formațiuni metamorfice: în nord, unitatea epimetamorfică, iar în sud, unitatea mezometamorfică. Între aceste unități există numai relații de ordin tectonic. Astfel, începând de la Cinciș și până la Vadul Dobrii, șisturile mezometamorfice (de tip Sebeș-Lotru) încalecă peste cele epimetamorfice din nord, de-a lungul unui plan tectonic care înclină constant spre sud, cu 60° — 70° ; la vest de Vadul Dobrii acest contact tectonic (orientat E-W), este întrerupt de falcia oblică (NE-SW) Chercheș-Ruschița, de vîrstă pre-vracono-cenomiană, care, la Ruschița, se oprește în linia direcțională post-daniană Lunca Cernii-Tincova (Moldova Nouă), cu înclinare nordică. Imediat la sud de ultima dislocație apar depozitele predominant mezozoice ale bazinului Rusca Montană, care au drept fundament șisturile din unitatea mezometamorfică a masivului (peste care transgredescă vizibil în zona Căvăran-VI. Schelii). De-a lungul liniei Lunca Cernii-Tincova, în sectorul Ruschița-Tincova, șisturile unității epimetamorfice încalecă depozitele bazinului Rusca Montană și fundamentul mezometamorfic al acestuia.

Unitatea epimetamorfică este constituită predominant din roci metamorfizate regional (în condițiile faucesului șisturilor verzi), dintre care cele mai răspândite sînt rocile terigene (mai ales șisturile sericito-



cloritoase ± cuarțoase, șisturi sericito-grafitoase și filite) în care se află intercalate roci carbonatice, metatufuri bazice și acide; ansamblului epimetamorfic i se repartizează și roci metaeruptive (ultrabazice, bazice și acide) precum și minereuri metamorfozate (siderite, itabirite, sulfuri).

Unitatea mezometamorfică este alcătuită predominant din micașisturi, paragneise, migmalite oculare, amfibolite; există de asemenea și roci mai slab metamorfozate, în care se recunosc frecvent fenomene de retromorfism. Ultimele cercetări au arătat că această unitate este divizată la rândul ei în subunități importante, separate prin linii tectonice direcționale (Ionescu et al., 1963; Maier et al.³ (1969), Kräutner et al.⁴, 1969); în nord, după Kräutner et al. (1969), se distinge subunitatea Lingina-Căvăran, (cu două compartimente: estic și vestic); în partea mediană subunitatea Boița-Lunca Cernii, iar în sud subunitatea Boușar-Valea Fierului (fig. 1).

Recent, Codarcea et al. (1967) au legat linia post-daniană Lunca Cernii-Tîncova (de la nordul bazinului Rusca Montană) cu cea de-a lungul căreia șisturile subunității Boița-Lunca Cernii încalcă depozitele paleogene din zona Boița, susținând că aceste dislocații (unite într-una singură) reprezintă continuarea în masivul Poiana Ruscă a contactului tectonic dintre pinza getică și unitatea supragetică; în acest fel unitatea epimetamorfică, compartimentul estic al subunității Lingina-Căvăran și subunitatea Boița-Lunca Cernii sînt atribuite unității supragetice care încalcă unitatea getică din sud.

Din cele expuse pînă acum, rezultă că în stadiul actual de cunoaștere, ipoteza conform căreia masivul cristalofilian aparține în întregime domeniului getic nu mai are la bază premise favorabile, de altfel ea și cea după care unitatea epimetamorfică ar reprezenta o pînză șariată peste șisturile mezometamorfice situate imediat mai la sud (Voitești, 1929, 1942; Streckeisen, 1934, 1935).

Dacă apartenența litologică și tectonică la domeniul getic a șisturilor mezometamorfice de tip Sebeș-Loznu, ce se află imediat la sud

³ O. Maier, Raport geologic asupra lucrărilor de revizuire a unității mezometamorfice a masivului Poiana Ruscă în vederea întocmirii unei lucrări de sinteză (regiunea Ruscă Montană-Voislava-Zalcani-Surei). 1965. Arh. M.I.M.G. București. O. Maier, I. Solomon, P. Zimmermann, Voichița Zimmermann, Raport asupra revizuirilor pentru întocmirea unei lucrări de sinteză a munților Poiana Ruscă de Sud. 1968. Arh. M.I.M.G. București.

⁴ H. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Prezentarea formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. 1965. Arh. M.I.M.G. București.

de liniile Cinciș-Vadul Dobrii și Lunca Cernii-Tincova (adică șisturile din subunitatea Lingina-Căvâran) este ușor de acceptat, în ceea ce privește unitatea epimetamorfică există o serie de premise care pot sta la

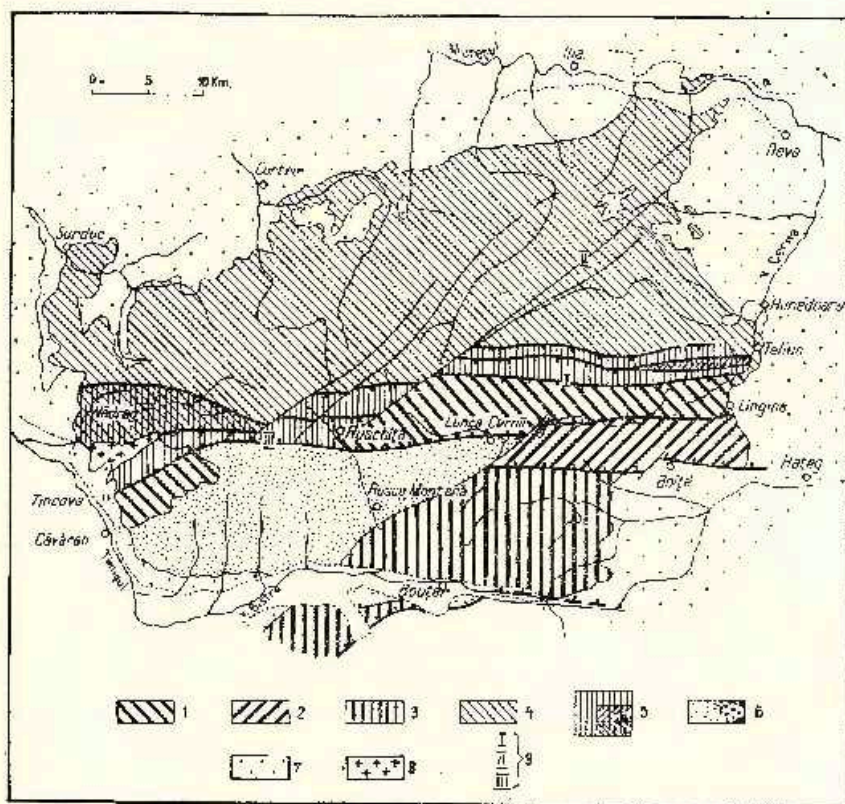


Fig. 1. — Unitățile tectonice ale masivului Poiana Ruscă (după H. Kräutner et al., 1969).

1, 2, 3, unitatea mezometamorfică (1, subunitatea Lingina-Căvâran; 2, subunitatea Boița-Lunca Cernii; 3, subunitatea Boșorț-Valea Fierului); 4, 5, unitatea epimetamorfică; (4, subunitatea nordică, 5, subunitatea sudică: a, lama tectonică Telus-Bunila; b, compartimentul Nădrag); 6, bazinul sedimentar cretacic Rusca Montană-Lunca Cernii; 7, bazine sedimentare limitrofe; 8, banatite; 9, dislocații (I, linia Cinciș-Vadul Dobrii; II, linia Cherghes-Ruschiza; III, linia Lunca Cernii-Tincova).

Unités tectoniques du massif de Poiana Ruscă (selon Kräutner et al., 1969).

1, 2, 3, unité méso-métamorphique (1, sub-unité de Lingina-Căvâran; 2, sub-unité de Boița-Lunca Cernii; 3, sub-unité de Boșorț-Valea Fierului); 4, 5, unité épi-métamorphique (4, sub-unité septentrionale, 5, sub-unité méridionale); a, lame tectonique de Telus-Bunila; b, compartiment de Nădrag); 6, bassin sédimentaire crétacé de Rusca Montană-Lunca Cernii; 7, bassins sédimentaires limitrophes; 8, Banatites; 9, dislocations (I, ligne de Cinciș-Vadul Dobrii; II, faille de Cherghes-Ruschiza; III, ligne de Lunca Cernii-Tincova).

baza unei noi ipoteze, conform căreia această unitate ar reprezenta reapariția spre nord a unității danubiene⁵, care vine în contact tectonic cu sisturile cristaline ale domeniului getic, din subunitatea Lângina-Căvăran.

În această concepție, linia șariajului getic, în Poiana Rusoă, ar corespunde liniei Cinciș-Vadul Dobrii (pre-vracono-cenomaniacă) iar linia post-daniană Lunca Cernii-Tincova reprezintă o dislocație direcțională, ulterioară șariajului getic, care schimbă local raporturile tectonice dintre danubian și getic; argumentația noastră privește, în consecință, în special dislocația Cinciș-Vadul Dobrii.

În cazul că linia Cinciș-Vadul Dobrii marchează pinza getică în Poiana Rusoă, trebuie să acceptăm în același timp că, în acest sector, contactul getic-autohton nu a mai rejucat în decursul Cretacicului superior, cum se constată în podișul Mehedinți (Codarcea, 1940). Faptul că există unele porțiuni ale pinzei getice care apar numai ca rezultat al mișcărilor austriece, este demonstrat de prezența depozitelor cenomaniene dispuse transgresiv peste contactul getic-danubian, cum este, de pildă, în regiunea Poștera-Nucșoara (situată în nordul munților Retezat)⁶.

Specificăm de la început că dovezi incontestabile în favoarea ipotezei noastre, conform căreia unitatea epimetamorfică din Poiana Rusoă ar reprezenta reapariția danubianului, lipsesc; într-adevăr niciăneni sub planul de încălecare (respectiv linia Cinciș-Vadul Dobrii) al rocilor mezo-metamorfice peste unitatea epimetamorfică nu se cunosc depozite mezo-zoice cu ajutorul cărora s-ar putea data limita inferioară de vîrstă a acestui contact tectonic, sigur ante-vracono-cenomaniac (întrucît este întrerupt de falia Chergheș-Ruschița, care în partea de NE a masivului este acoperită de Vracono-Cenomaniac). Această situație a impus vederilor noastre calificativul de „ipoteză de lucru“. Pe de altă parte, lipsa unor astfel de dovezi nu poate fi interpretată neapărat ca un contra-argument hotărîtor; e suficient să amintim că, de-a lungul celei mai mari

⁵ În lucrare am preferat să utilizăm denumirea de „unitate danubiană“ întrucît nu este exclus ca însăși „autohtonul“ pinzei getice să fie în realitate o unitate alohtonă, așa după cum a presupus deja V. Uhlig (1907); pe de altă parte multitudinea pinzelor de șariaj alpine, constatate în Carpații Orientali și în Munții Apuseni precum și poziția alohtonă a întregului compartiment Tisa-Ciuc (cristalino-mezozoic) din Carpații Orientali, fac posibilă ipoteza asupra existenței unui edificiu complex de pinze alpine suprapuse și în Carpații Meridionali, cum deja se întrevide chiar din lucrări recente (A. Codarcea et al., 1967).

⁶ I. Drăghindă, P. Mikalache. Raport asupra prospecțiilor pentru cărbuni în bazinele Hațeg și Petroșani, 1953. Arh. M.I.M.G. București.

părți a contactului dintre getic și danubian nu se constată prezența depozitelor mezozoice prinse sub el și totuși nimem nu se îndoiește, în acele porțiuni, de existența pinzei getice.

În cele ce urmează expunem datele pe care ne bazăm și care numai în ansamblu pot prezenta argumentele în favoarea ipotezei noastre.

1. După cum s-a arătat între cele două unități cristalofiliene majore ale masivului Poiana Ruscă, există numai contacte tectonice importante, dintre care cel mai vechi, linia direcțională Cinciș-Vadul Dobrii (antevracono-cenomaniiană) arată raporturi de încălecare a șisturilor mezo-metamorfice de tip Sebeș-Lotru, peste cele epimetamorfice. Acest contact tectonic înclină constant spre sud și este însoțit de mielonite și blastomilonite, de tipul celor care se constată, de pildă, și pe valea Nucșoarei (în nordul Retezatului), la contactul getic-autohton.

2. Dacă linia Cinciș-Vadul Dobrii ar reprezenta o simplă falie inversă prealpină (hercinică, după cum au presupus unii autori), este relativ greu de explicat de ce depozitele sedimentare ale Carboniferului superior precum și cele mezozoice pre-austrice, care există în unitatea mezo-metamorfică a masivului nu se cunosc în unitatea epimetamorfică din Poiana Ruscă. Acest fapt de observație devine ușor de înțeles în momentul în care se acceptă caracterul de plan de șariaj al acestui contact tectonic și vârsta sa mezocretacică; de-a lungul lui vin în contact două unități tectonice care pînă în mezocretacic erau mult distanțate geografic și erau bine diferențiate atât ca fundament metamorfic, cît și prin cuvertura lor sedimentară pre-austriacă.

3. Încă de la începutul ampelilor lucrări de cartare stratigrafic-structurală a masivului Poiana Ruscă, întreprinse în ultimul deceniu, s-a observat că o serie de falii oblice și transversale, cu sărituri importante, se opresc în linia Cinciș-Vadul Dobrii, negăsindu-și corespondente în unitatea mezo-metamorfică; astfel de falii au fost puse în evidență de Maier et al. (1969) în zona Vadul Dobrii; similar, în unitatea mezo-metamorfică, la vest de Cernișoara-Florese, o importantă falie oblică se oprește în contactul Cinciș-Vadul Dobrii și nu se mai regăsește în șisturile epimetamorfice de la nordul acestuia.

4. La sud de linia Cinciș-Vadul Dobrii, în zona Cernișoara-Florese, este evident faptul că structurile din mezozonă (de exemplu importantul sinclinal al gnașelor oculare de la E de Meria) au o direcție net oblică (NE-SW) față de acest contact tectonic, orientat E-W (unghiul este de cea 35°), în timp ce la nord, structurile plicative în unitatea epimetamorfică sînt orientate E-W. În cazul unui contact de șariaj acest lucru poate fi explicat mai ușor, decît dacă s-ar accepta o simplă falie inversă



directională față de unitatea epimetamorfică, fie ea cât de importantă ca săritură pe verticală (striurile de mișcare observate în zona dislocației Cinciș-Vadul Dobrii indică numai mișcări de-a lungul liniei de cea mai mare pantă).

5. Alura cartografică a contactului tectonic Cinciș-Vadul Dobrii și înclinarea rocilor milonitice ce-l însoțesc, arată că, în zona actualului relief morfologic, acest contact înclină relativ puternic spre S, cu cea 70° (Maier et al., 1964, 1969). Falia Chergheș-Ruschița, care deplasează această dislocație, are o importantă săritură pe verticală (juducind după nivelele stratigrafice ale formațiunilor cristaline pe care le aduce în contact, această săritură se poate aprecia la 2,5—3 km) și o mișcare de decroșare relativ mică (deplasarea axului anticlinoriului Arănieș-Tomești, de-a lungul acestei falii este numai 1,5 km); cu toate acestea, la vest de falia Chergheș-Ruschița, decroșarea aparentă spre SW a mezozonei este foarte mare, atingând 12 km. O astfel de deplasare aparentă pe orizontală atât de mare a unui plan puternic înclinat, cum este cel al dislocației Cinciș-Vadul Dobrii, nu poate fi explicată numai prin ridicarea puternică a compartimentului nord-vestic al faliei, ci admitând concomitent că acest lucru, spre adâncime tinde să aibă înclinări mici, caracteristice planelor de șariaj.

6. Juducind după altitudinile apropiate la care se găsesc piroclastitele daniene atât în unitatea epimetamorfică (la Nădrag), cât și în bazinul Rusca Montană, se poate trage concluzia că amplitudinea încăleccării post-daniene a șisturilor epimetamorfice peste depozitele bazinului Rusca Montană (de-a lungul liniei Lunca Cernii-Tincova) nu a fost prea mare. Acest lucru se explică greu în situația în care un contact vechi, puternic înclinat spre S (respectiv prelungirea vestică a liniei Cinciș-Vadul Dobrii), s-a putut relua în decursul mișcărilor post-daniene, transformându-se într-un contact tectonic de amplasare mică și cu înclinare contrară (nordică). E mai ușor de admis că în timpul Danianului, rămăse-seră încă neerodate o parte din șisturile mezometamorfice, arcuite spre N, de-a lungul unui plan de șariaj, peste partea sudică a unității epimetamorfice, ajungând până la sud de Nădrag. Piroclastitele daniene s-au putut astfel depune în majoritate peste mezozonă și în nord au depășit-o așezându-se direct peste epizonă (Nădrag); apoi o mișcare de încălecare, cu amplitudine nu prea mare, s-a produs de-a lungul actualei linii Lunca Cernii-Tincova, ajungându-se astfel la situația că șisturile crista-

line epimetamorfice din nord încalcă atât formațiunile bazinului Rusca Montană cât și fundamentul mezometamorfic al acestuia. Ulterior acestei încălecări post-daniene, ansamblul, format din șisturile mezometamorfice și depozitele lor transgresive (inclusiv Danianul), rămas la nord de linia Lunca Cernii-Tincova, a fost erodat relativ rapid (fiind adus într-o poziție cu altitudini mai mari, de mișcarea de încălecare post-daniană menționată), apărînd dedesubt unitatea epimetamorfică.

7. Afinitățile de vîrstă ce există între șisturile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă și unele serii heroince din unitatea danubiană pot constitui de asemenea un argument în favoarea ipotezei noastre. Prezența compurilor de granitoide în unitatea danubiană și lipsa lor în unitatea epimetamorfică, nu exclude posibilitatea ca ultima să aparțină la aceeași mare unitate tectonică alpină; formarea acestor roci granitoide prealpine a fost legată de condiții speciale geomagmatice și geotectonice, care s-au întrunit numai în cadrul acestor regiuni ale domeniului danubian inițial.

8. În unitatea epimetamorfică din Poiana Ruscă se cunosc produsele (dolerite) magmatismului inițial mezozoic, puse în loc înaintea Malmului (Mureșan, 1968), roci care nu se cunosc în unitatea mezometamorfică. Acest fapt ar putea fi interpretat ca o indicație că aceste unități, erau în acea vreme distanțate geografic între ele, iar actuala lor poziție s-a definitivat în orice caz după pînora în loc a magmatitelor bazice mezozoice menționate.

Linia Cinciș-Vadul Dobrii și cele 2 unități majore din Poiana Ruscă, așa cum au arătat Ionescu et al. (1963), se continuă spre E, pe sub cuvertura sedimentară din bazinul Streiului pînă în puternica falie (orientată NW-SE) ce mărginește, pe sub Terțiar, masivul cristalin al Sebeșului; această fractură decorează puternic spre NE linia Cinciș-Vadul Dobrii, astfel încît aceasta se află actualmente sub formațiunile sedimentare din nordul Sebeșului. Întrucît, conform ipotezei noastre, linia șariajului getic ar corespunde acestei dislocații, la nord de ea s-ar găsi șisturile cristaline din unitatea danubiană (respectiv prelungirea unității epimetamorfice din Poiana Ruscă), cărora, la suprafață, le-ar corespunde cele din Rapolt (care reprezintă reapariția incontestabilă, la N de Mureș, a cristalinului epimetamorfic din partea de NE a masivului



Poiana Ruscă) precum și aparițiile de roci epimetamorfice, de tip Poiana Ruscă, din zona Tisa-Ioneasca (studiate de P e l t z și P e l t z, 1965) (fig. 2).

Nu este exclusă posibilitatea ca unitățile danubiene să-i aparțină nu numai unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă ci și rocile cristaline ale subunității Boița-Lunca Cernii, încadrată la N, S și W de dislocații puternice, care o separă de bazinul Rusca Montană precum

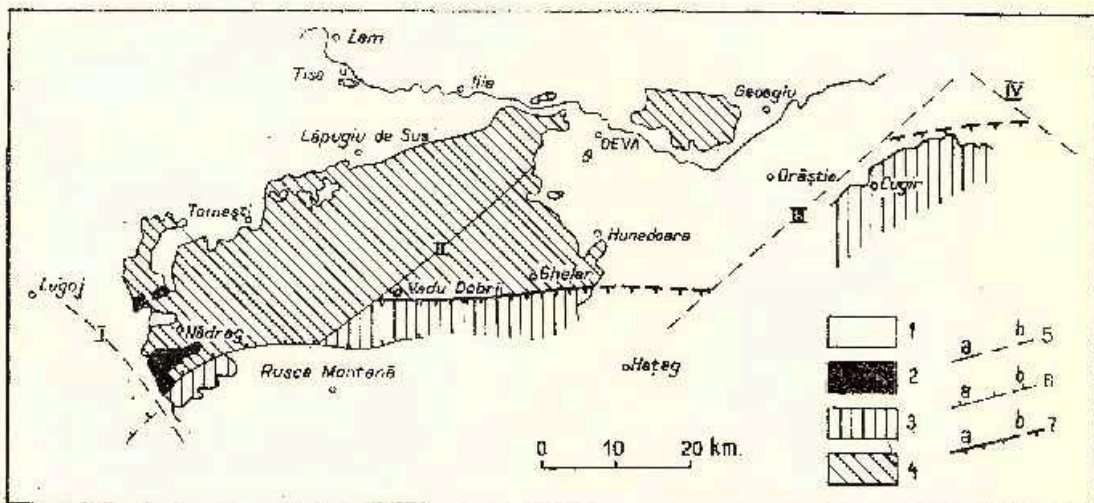


Fig. 2. — Răspindirea formațiunilor cristaline ale unității danubiene în partea de NW a Carpaților Meridionali.

1, formațiuni mezozoice, terțiare și cuaternare; 2, bantă; 3, formațiuni cristaline ale pînzei getice; 4, formațiuni cristaline ale unității danubiene; 5, falii (a, la suprafață; b, sub acoperirea sedimentară) (I, Căvâran-Lugoj-Lucare; II, Cherghes-Ruschita; III, Sebeș-Hațeg; IV, Sebeș-Turnu Roșu); 6, linia Lunca Cernii-Tincova-Moldova Nouă (a, la suprafață; b, sub acoperirea sedimentară); 7, linia șariajului getic (a, la suprafață; b, sub acoperirea sedimentară).

Distribution des formations cristallophylliennes de l'unité danubienne dans la partie de NW des Carpathes Méridionales.

1, formations mésozoïques, tertiaires et quaternaires; 2, bantă; 3, formations cristallophylliennes de la nappe gélique; 4, formations cristallophylliennes de l'unité danubienne; 5, faille (a, en surface; b, sous la couverture sédimentaire) (I, Căvâran-Lugoj-Lucare; II, Cherghes-Ruschita; III, Sebeș-Hațeg; IV, Sebeș-Turnu Roșu); 6, ligne de Lunca Cernii-Tincova-Moldova Nouă (a, en surface; b, sous la couverture sédimentaire); 7, ligne de charriage getic (a, en surface; b, sous la couverture sédimentaire).

și de subunitățile Lingina-Căvâran și Bouțar-Valea Fierului (ambele constituite din cristalini de tip Sebeș-Lotru); această presupunere se poate baza pe similitudinea asociațiilor litologice și a aspectelor metamorfice ale rocilor ce alcătuiesc această subunitate cu cele din partea sudică a unității epimetamorfice a masivului (zona Teiuc-Vadu Dobrii-

Ruschța-Tincova). Într-adevăr aici apare un ansamblu de roci terigene, metatufuri bazice și dolomite, cărora li se asociază minereurile vulcanogen-sedimentare metamorfozate de la Boița-Hațeg (Kräutner, 1965), ansamblu metamorfozat în subfaciesul cuarț-albit-almândin, ulterior în parte retromorfozat. Aceste date precum și unele caracteristici ale zăcămintului de la Boița, l-au determinat pe Kräutner (1965) să admită posibilitatea ca această acumulare piritoasă să reprezinte un facies lateral al zăcămintelor de fier din zona Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii-Ruschța, pronunțându-se implicit deci și pentru posibilitatea paralelizării stratigrafice ale stivelor de roci metamorfice similare în care se localizează ambele tipuri de zăcăminte. De altfel, chiar în subunitatea Boița-Lunca Cernii există la Țața zăcăminte de fier în faciesul carbonatitelor de tipul celor de la Teliuc-Ghelar (Kräutner, 1964). În acest fel privesc lucrurile, șisturile din subunitatea Boița-Lunca Cernii ar putea, să se lege, spre nord, pe sub unitatea Lingina-Căvăran, cu rocile cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, iar spre sud, pe sub subunitatea Boușar-Valca Fierului, cu unitatea danubiană din Retezat.

Considerăm că ipoteza noastră de lucru poate deschide de asemenea calea unor schimburi de opinii privind, pe de o parte, posibilitatea extinderii unității danubiene din Poiana Ruscă în părțile vestice ale Banatului și în Munții Apuseni, iar pe de altă parte, eventualitatea recunoașterii și deosebirii pinzei getice în aceste părți ale țării noastre.

În încheiere, ne exprimăm părerea că discuțiile pe care le-ar putea declanșa articolul de față, precum și noile date ce vor apărea pe parcurs, chiar dacă vor infirma punctul de vedere exprimat de noi, vor duce în orice caz la clarificarea poziției, atât de controversată a masivului Poiana Ruscă și a zonelor sale adiacente în cadrul orogenului alpin carpatic; în această situație, autorul consideră că această lucrare și-a atins în bună parte scopul.

BIBLIOGRAFIE

- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- Răileanu Gr., Pavclescu L., Gherasi N., Năstăsescu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor. C. Carpații meridionali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc.*, congr. V (1961), București.



- Dincă A.I., Zimmerman P. (1964) Contribuțiuni asupra dislocației Timcova-Polom din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, L, 2, (1962—1963), București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- Gherasi N., Mureșan M., Lupu M., Stancu Josefina, Savu H. (1968) Notă explicativă. Harta geologică scara 1:200.000, foaia 25 Dova. București.
- Giușcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stăpopol Victoria, Dumitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de SW. *D. S. Com. Geol.*, XL, (1952—1953), București.
- Ionescu Fl., Kräutner H., Mureșan M. (1963) Contribuțiuni la cunoașterea fundamentului cristalin din bazinul Streitului, pe baza noilor date geologice și geofizice. *Asoc. Geol. Carp.-Balc., congr. V, II*, (Mineralogic-Petrografie), București.
- Kräutner H. (1964) Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geof., Geogr., seria Geol.*, 9, 1, București.
- (1965) Zăcămintul de pirită de la Boița-Hașeg (Poiana Ruscă). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.*, 10, 2, București.
- Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia, evoluția magmatismului, metamorfismul și tectonica sistugeta, Mureșan M. (1969) Stratigrafia și structura formațiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (reg. Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii). *An. Com. Stat Geol.*, XXXVII, București.
- Maier O., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan Georgeta din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (reg. Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii). *An. Com. Stat Geol.*, XXXVII, București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, 1 (1961—1962), București.
- Solomon I., Zimmerman Voichița (1969) Stratigrafia și structura cristalinului mezometamorfic a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Stat Geol.*, LJV, 4 (1967—1969), București.
- Mrazec L. (1899) Asupra clasificării cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. Științe București*, VIII, 6, București.
- Mureșan M. (1968) Privire generală asupra stratigrafiei și evoluției terenurilor cristalofiliene din partea de NV a Masivului Poiana Ruscă. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geol.*, 13, 1, București.
- Murgoci G. M. (1905) Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Karpathes meridionales. *C. R. Acad. Sci., Paris*.
- (1912) The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI, Congr. Geol. Intern.* (1910), Stockholm.
- Pavelescu L. (1954) Studiul geologic și petrografic al părții mediane și de SE a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.*, XXVII, București.

- (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.
 - (1958 a) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.*, XXXI, București.
 - (1958 b) Geologia Carpaților Meridionali. *Acad. R.P.R. Inst. stud. rom.-sov. Anal. rom.-sov. Geol.-Geogr.*, 2—3, București.
 - Maier O., Kräutner H., Mureșan M., Kräutner Florentina (1964) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.*, XXXIX, 1, București.
- Peltz S., Peltz Margareta (1965) Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioncasca. *D. S. Com. Geol.*, LI, 1, București.
- Savu H., Pavelescu Maria, Stancu Josefina, Lupu Denisa (1963) Notă explicativă. Harta geologică scara 1:200.000, foaia 26 Orăștie, București.
- Stroekfison A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- (1935) Tektonik des Karpathenbogens. *Geologie u. Mijnbouw*, 13, 9—10, Leyden.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. K. Akad. d. Wissenschaften*, KCVI, Wien.
- Voitești I. P. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, III, 1, Cluj.
- (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V, București.

UNE NOUVELLE HYPOTHÈSE DE TRAVAIL CONCERNANT LA SITUATION DE LA NAPPE GÉTIQUE DANS LA PARTIE DE NW DES CARPATES MÉRIDIONALES

(Résumé)

La position structurale du massif cristallophyllien de Poiana Ruscă, dans le cadre de l'orogène alpin des Carpates Méridionales, a fait l'objet de nombreuses hypothèses différentes, exprimées à des intervalles de temps, au fur et à mesure qu'on obtenait de nouvelles données géologiques concernant autant ce massif que les autres secteurs de la chaîne carpatique.

Après 1940, se dessine d'une façon de plus en plus précise la division du massif de Poiana Ruscă en deux unités tectoniques majeures à la constitution desquelles participent des formations métamorphiques, notamment: dans le nord l'unité épimétamorphique et dans le sud l'unité mésométamorphique (fig. 1). Entre ces deux unités il n'y a que des relations tectoniques. Ainsi, à partir de Cinciș jusqu'à Vadul Dobrii, les schistes mésométamorphiques (de type Sebeș-Lotru) chevauchent les schistes épimétamorphiques, situés vers le N, le long d'un plan tectonique qui s'affaiblit constamment vers le S de 80 à 70°; à l'W de Vadul Dobrii ce contact tectonique (orienté E-W) est recoupé par la faille oblique (NE-SW) de Cherghes-Ruschița, d'âge pré-vracono-cénomane, qui, à Ruschița, se bute contre



la ligne directionnelle post-danienna de Lunca Cernii-Tincova (Moldova Nouă), à pendage vers le N. Tout le long de la ligne de Lunca Cernii-Tincova, dans le secteur de Buschița-Tincova, les schistes de l'unité épimétamorphique chevauchent les dépôts du bassin de Busca Montană autant que de soubassement méso-métamorphique de celui-ci. Les dernières recherches ont montré que l'unité méso-métamorphique est divisée à son tour en subunités importantes, séparées par des lignes tectoniques directionnelles. On distingue vers le N la subunité de Lingina-Căvâran (avec deux compartiments : oriental et occidental), au centre la subunité de Boița-Lunca Cernii et au S la subunité de Buzău-Valea Fierului.

De ce que nous venons d'exposer il en résulte qu'à l'état actuel de nos connaissances l'hypothèse d'après laquelle le massif cristallophyllien revient en totalité au domaine gélique (Murgoci, 1905, 1912) ne s'étaye plus de prémisses favorables ; il en est de même de l'unité épimétamorphique en tant que nappe charriée sur les schistes méso-métamorphiques situés immédiatement au sud (Voitești, 1929, 1942 ; Streckeisen, 1932, 1935).

Si l'appartenance lithologique et tectonique au domaine gélique des schistes méso-métamorphiques de type Sebeș-Lotru situés immédiatement au sud des lignes de Cinciș-Vadul Dobrii et de Lunca Cernii-Tincova (c'est-à-dire des schistes de la subunité de Lingina-Căvâran) est acceptable, en ce qui concerne l'unité épimétamorphique il y a toute une série de prémisses à partir desquelles nous pourrions ériger une nouvelle hypothèse d'après laquelle cette unité ne serait que l'unité danubienne qui affleure de nouveau vers le N et qui prend contact avec les schistes cristallins du domaine gélique de la subunité de Lingina-Căvâran. D'après cette conception la ligne du charriage gélique, dans le massif de Poiana Ruscă, correspondrait à la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii (pré-vracon-cénomannien) alors que la ligne post-danienna de Lunca Cernii-Tincova représenterait une dislocation directionnelle, ultérieure au charriage gélique, qui change localement les rapports tectoniques entre le danubien et le gélique. Si dans Poiana Ruscă la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii correspond au charriage gélique nous devons accepter en même temps que dans ce secteur le contact gélique-autochtone n'a plus joué au cours du Crétacé supérieur, situation constatée aussi dans la région de Peștera-Nucșoara (située au N des Monts Retezat).

Or après nous allons exposer les données qui prises seulement dans leur ensemble pourraient représenter des arguments en faveur de notre hypothèse

1. Comme nous l'avons déjà montré entre les deux unités cristallophylliennes majeures du massif de Poiana Ruscă il n'y a que des contacts tectoniques importants, dont le plus âgé — la ligne directionnelle de Cinciș-Vadul Dobrii (anté-vracono-cénomannienne) — trahit des rapports de chevauchements notamment des schistes méso-métamorphiques de type Sebeș-Lotru sur ceux épimétamorphiques situés au N.

2. Si la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii représentait une simple faille inverse préalpine, il serait assez difficile d'expliquer pourquoi les dépôts sédimentaires du Carbonifère supérieur ainsi que ceux mésozoïques préautrichiens, présents dans l'unité méso-métamorphique du massif, ne sont pas connus dans l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă. Ce fait d'observation est facile à comprendre dès que l'on accepte le caractère de plan de charriage de ce contact tectonique et son âge méso-crétacé.



3. On a observé qu'une série de failles obliques et transversales, qui présentent des rejets importants, se butent contre la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii, n'ayant pas de correspondants dans l'unité voisine.

4. Au sud de la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii, dans la zone de Cernăsoara-Floreșe, les structures de la mésozone sont manifestement obliques (NE-SW) par rapport à ce contact tectonique orienté E-W (l'angle est d'environ 35°), alors qu'au N de cette ligne les structures plicatives de l'unité épimétamorphique se dirigent de l'E à l'W. S'il est question d'un contact de charriage nous pouvons l'expliquer plus facilement que s'il est question d'une faille inverse directionnelle, par rapport à l'unité épimétamorphique, quel que fût l'ampleur du rejet en sens vertical.

5. À l'W de la faille de Cherghes-Ruschiza le décrochement apparent vers le SW de la mésozone est très ample, touchant 12 km. Un rejet horizontal apparent si ample d'un plan très incliné, comme celui de la dislocation de Cinciș-Vadul Dobrii ne saurait être expliqué seulement par un fort soulèvement (environ 2,5—3 km) du compartiment NW de la faille (dont le décrochement n'atteint que 1,5 km) mais en admettant en même temps que ce plan, avec la profondeur, tend à se redresser comme il arrive aux plans de charriage.

6. Les affinités d'âge, existantes entre les schistes cristallins de l'unité épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă et quelques séries hercyniennes de l'unité danubienne, peuvent également constituer des arguments en faveur de notre hypothèse.

7. Dans l'unité épimétamorphique de Poiana Ruscă sont connus les produits (diorites) du magmatisme initial mésozoïque mis en place avant le Malm, roches qui ne sont pas connues dans l'unité mésométamorphique. Il s'ensuivrait que ces unités, à l'époque, se trouvaient à une certaine distance et que en tout cas leur actuelle position n'est rendue définitive qu'après la mise en place des magmatites basiques mésozoïques mentionnées.

La ligne de Cinciș-Vadul Dobrii et les deux unités majeures de Poiana Ruscă se prolongent vers l'E en dessous de la couverture sédimentaire du bassin du Streiu se butant contre l'importante faille (orientée NW-SE) qui borde, en dessous du Tertiaire, le massif cristallin de Sebeș; cette faille décroche vers le NE la ligne de Cinciș-Vadul Dobrii, si bien qu'elle s'y trouve surmontée par les formations sédimentaires situés au N des Monts Sebeș. En surface, aux formations cristallophylliennes du danubien correspondraient aussi celles du Rapol: (qui représenteraient le prolongement incontestable au N du Mureș du cristallin épimétamorphique de la partie NE du massif de Poiana Ruscă) ainsi que les affleurements de roches épimétamorphiques de type Poiana Ruscă de la zone de Tisa-Ioneasca et de la subunité de Boița-Lunca Cernii (fig. 2).

Nous considérons que notre hypothèse de travail pourrait frayer la voie à des échanges de points de vue concernant la possibilité d'étendre l'unité danubienne de Poiana Ruscă vers les extrémités occidentales du Banat et des Monts Apuseni.

**ASUPRA PREZENȚEI UNEI FERESTRE TECTONICE
ÎN ZONA ȘISTURILOR VERZI DIN DOBROGEA CENTRALĂ
(REGIUNEA ALTÎN TEPE)¹**

DE

MIRCEA MUREȘAN²

Abstract

On the Presence of Tectonical Windows in the Greenschist Zone of Central Dobrogea (Altin-Tepe Region). In the northern part of Central Dobrogea a band of formations overlain by the greenschist series and showing an advanced degree of crystallinity, namely the "Altin Tepe Series", crops out. It is proved in this paper that between the two series relationships of overthrust do exist. The greenschists constitute, therefore, the "Istrian Unit" which is built up of the Altin Tepe Series. The Istrian overthrust perfectly harmonizes with a system of overthrust and overthrow lines, where the SW compartment is pushed over the NE one. This tectonic system is heterochronous, the older lines being found southwestwards, and the newest ones — northeastwards. Thus, it results that the Moesian platform occupies on the whole a tectonical position higher as compared to that of the East-European platform, the North-Dobrogean Hercynian-Chimmerian orogene being interposed.

Studiile geologice și geofizice efectuate de numeroși cercetători în cuprinsul și în vecinătatea Dobrogei, au scos în evidență neomogenitatea litologică, stratigrafică și structurală a acesteia. Actualmente, toți cercetătorii recunosc existența a patru mari unități, separate prin importante linii tectonice: Dobrogea sudică, Dobrogea centrală, Dobrogea nordică și depresiunea predobrogeană, situație consemnată pe harta geologică a României, scara 1 : 200.000.

¹ Comunicare în ședința din 20 martie 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kisileff nr. 55, București.

Zona Altîn Tepe, a cărei tectonică de ansamblu constituie obiectul acestei lucrări, aparține Dobrogei centrale, separată de Dobrogea sudică prin dislocația Capidava-Ovidiu (N. Maslov, 1949; Ciocîrdel, Patrușius, 1951; Airinei, 1955; Botezatu, Băcioiu, 1957), iar de cea nordică prin linia Peceneaga-Camena (descoperită de Mrazec, 1910, Pascu, 1910; Macovei, 1912; Mrazec, 1912). Caracteristica principală a Dobrogei centrale este dată de seria șisturilor verzi³, care constituie peste tot vechiul fundament al regiunii, peste care stau pe alocuri depozite mezozoice de platformă și omniprezenta cuvertură loesoidă cuaternară. În afara Dobrogei, la E de Dunăre, deasupra șisturilor verzi stau transgresiv formațiuni paleozoice de platformă, puse în evidență cu ajutorul forajelor (de exemplu la Bordeiu verde — Murgeanu, Patrușius, 1963).

Încă de la începutul secolului nostru, se cunoaște faptul că, în partea nordică a Dobrogei centrale, în zona Altîn Tepe, de sub șisturile verzi, apare o serie de cristalinitate pronunțată, predominant mezometamorfică, ce constituie o fișie relativ îngustă (1—3 km), a cărei lungime depășește 20 km. În partea sa nordică această serie, pentru care adoptăm denumirea de „seria de Altîn Tepe“⁴, încalce tectonic, împreună cu șisturile verzi adiacente, formațiunile Dobrogei nordice, de-a lungul liniei Peceneaga-Camena.

Relațiile dintre seria șisturilor verzi și cea de Altîn Tepe au constituit o problemă mult dezbătută încă de la începutul acestui veac. Obiectiv, acest lucru se datorează în primul rând faptului că în ansamblu între cele două serii există aparent o concordanță tectonică, fapt ce reieșea din analizarea dispunerii în spațiu a șistozităților metamorfice în cadrul roci-

³ În lucrare utilizăm noțiunea de „serie a șisturilor verzi“ și nu pe cea de „formațiune a șisturilor verzi“ (practic înconștientă în literatura de specialitate) pentru a scoate cât mai pregnant în evidență unitatea stratigrafică și genetică a acesteia. Subdiviziunile stratigrafice ale acestei serii (stabilite de O. Mirăușă) corespund în consecință complexelor și orizonturilor.

⁴ Renunțăm, pe bună dreptate, la denumirea de „serie de Ceamurba“, în primul rând din motivul că localitatea Ceamurba se situează de fapt pe șisturi verzi (de altfel, chiar dacă nu ar fi fost așa, denumirea este ambiguă, întrucât există două localități Ceamurba în partea nordică a Dobrogei centrale); în al doilea rând, singurul punct toponimic cunoscut în literatură, amplasat în cuprinsul seriei de care ne ocupăm, este cel de „Altîn Tepe“, dat culmii ce domină regiunea precum și zăcămintului localizat în aceasta. În sfârșit, alături de motivele de mai sus, faptul că sîntem în situația de a prezenta pentru prima dată succesiunea stratigrafică a acestei serii precum și delimitarea ei sticloă față de șisturile verzi, ne îndreptățește de a o denumi „seria de Altîn Tepe“.

lor celor două entități stratigrafice. Cel de al doilea motiv se referă la faptul că, în regiune, șisturile verzi sînt metamorfizate în condiții epimetamorfice (subfaciesul cuarț-albit-clorit) iar în partea lor superioară rocile seriei de Altîn Tepe converg de asemenea spre aspecte metamorfice mai puțin pronunțate. Pe de altă parte, la partea superioară a seriei de Altîn Tepe, se surprind frecvent fenomene de retromorfism.

Această stare de lucruri a făcut de altfel pe mulți dintre cercetătorii anteriori să nu traseze peste tot corect și după criterii constante, limita între cele două serii ⁵, în acest fel, în unele sectoare restrîngîndu-se aria reală de răspîndire a seriei de Altîn Tepe în favoarea șisturilor verzi, iar în alte porțiuni dimpotrivă, lărgindu-se această arie, în detrimentul șisturilor verzi.

Trecînd, pe scurt, în revistă principalele concepții referitoare la aceste probleme, vom observa două direcții principale, în jurul cărora se grupează părerile celor care au studiat și s-au referit la relațiile dintre șisturile verzi și seria de Altîn Tepe. Menționăm, ca un fapt care reflectă prin sine însuși dificultățile acestei chestiuni, că frecvent mulți dintre cercetătorii regiunii au propus în timp rezolvîni diferite pentru această problemă, situație în care însuși noi ne-am aflat în primii ani, cînd cercetasem exclusiv zăcămintul Altîn Tepe și nu efectuasem încă o cartare de suprafață a împrejurimilor acestuia.

1. *Concepții conform cărora între seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi există continuitate stratigrafică și tectonică.* Printre promotorii acestei ipoteze amintim pe Mrazec (1910), Pascu (1910), Macovei (1912), Murgoci (1914, 1915), Cădere (1924) care au presupus că rocile mai metamorfice (acum înglobate sub numele de „seria de Altîn Tepe“), s-au format prin metamorfizarea mai intensă a șisturilor verzi, fie sub influența unor roci eruptive mai noi (diorite, adică cea ce se desemnează azi în seria de Altîn Tepe drept metagabbrouni și metadiorite sau porfire de tip Camena), fie datorită unei recrystalizări (dinamometamorfism progresiv) legate de încălecarena Dobrogei Centrale peste cea nordică (de-a lungul liniei Poencoaga-Camena); în acest fel se accepta implicit faptul că cele două serii aparțin uneia și aceleiași stive, strati-

⁵ Menționăm că O. Mirăuță, încă de la primele sale cercetări în regiune (1955—1957), a reușit să carteze cel mai apropiat de realitate această limită, fiind și primul care a arătat cu în realitate limita dintre seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi, în zona de la W și SW de Movila Goslă (Taș Bair), se curbează mult, fiind alura unui perianticinal, interpretat ca stare de autorul menționat.

grafic unitară, și că între acestea există tranziție litologică, metamorfică și tectonică.

Cercetările mai noi din regiune (Mirăuță, Mirăuță, 1962, 1964) au arătat că cele două serii reprezintă formațiuni metamorfozate regional și între ele există tranziție metamorfică și tectonică, cât mai mult, după cum s-a arătat⁶, se descoperise includerea cartografică de tip perianticlinal a seriei de Altin Tepe în raport cu șisturile verzi.

2. *Concepții conform cărora seria de Altin Tepe ar reprezenta un fundament metamorfozat și cratonizat, peste care s-au depus transgresiv sedimentele actualei serii a șisturilor verzi.* Relațiile inițiale de transgresivitate în concepția lui Cosma⁷ et al. (1962), promotori ai unor astfel de teorii, sînt în bună parte deranjate de o falie direcțională, orientată NW-SE și înclinată puternic către sud⁸.

Ulterior, Ianovici et al. (1961) și D. Giușcă (informație verbală) au susținut că relațiile de transgresiune dintre cele două serii sînt practic nederanjate tectonic și că rocile mai slab metamorfozate ale seriei de Altin Tepe reprezintă formațiuni puternic diaforizate (micașturi și paragneise relictomorfe) în timpul metamorfismului regional progresiv al seriei șisturilor verzi. Această ultimă imagine a fost consensuată și pe harta geologică a României, scara 1 : 200.000 (foaia Tulcea). Menționăm că acest ultim punct de vedere a fost apoi adoptat de cei mai mulți cercetători ai regiunii Altin Tepe precum și în sintezele din ultima vreme referitoare la șisturile cristaline din România (S. Cosma et al., 1963—1964⁹; Venera Codarcea, 1963—1966⁹; C. Ionescu et al., 1966⁹; Ianovici et al., 1967; Mirăuță, 1969; Mirăuță et al., 1968; Dessila-Codarcea et al., 1966; Giușcă et al., 1969).

În cele ce urmează vom prezenta o nouă imagine asupra actualelor relații existente între seria șisturilor verzi și seria de Altin Tepe, imagine

⁶ Op. cit. pct. 5.

⁷ S. Cosma. Rapoarte de prospecțiuni referitoare la Dobrogea de mijloc, 1959—1962. Arh. M.I.M.G., București.

⁸ La un moment dat, autorii menționați au considerat că această falie ar separa de fapt Dobrogea centrală de cea nordică, ea continuîndu-se spre NW de Fîntîna Mare (Bașpunar) pe traseul cunoscut al liniei Pecencaga. În acest fel se admitea implicit faptul că seria de Altin Tepe și șisturile verzi ce o înconjurau periclinal în partea ei de SE, aparțin Dobrogei de nord.

⁹ Rapoarte geologice referitoare la regiunea Altin Tepe. Arh. M.I.M.G., București.



rezultată în urma studiilor noastre efectuate în perioada 1966—1969 în zona Altin Tepe, întregite apoi prin lucrări de laborator precum și prin reinterpretarea datelor anterioare de ordin geologic și geofizic, cuprinse în lucrările altor autori, referitoare la regiunea menționată.

I. Argumentarea relațiilor de șariaj existente actualmente între seria șisturilor verzi și seria de Altin Tepe

Cartarea stratigrafic-structurală a întregii zone de apariție a seriei de Altin Tepe precum și a șisturilor verzi adiacente a scos în evidență relațiile de șariaj existente între aceste două serii. Enumerăm mai jos datele care sprijină această concluzie.

1. Limita cartografică dintre seria șisturilor verzi și seria de Altin Tepe, intersectează diversele nivele stratigrafice existente în cele două serii. Această discordanță este deosebit de evidentă în zona de închidere de tip periclinal a limitei în discuție (pl. I). În această porțiune se găsește, am putea spune, rezolvanca întregii probleme a relațiilor actuale dintre șisturile verzi și seria de Altin Tepe; în consecință vom discuta mai pe larg situația acestei porțiuni, situată la SW de Mivola Goală (Taș Bair).

În cazul că ar fi existat relații de continuitate stratigrafică și tectonică între cele două serii, orizonturile stratigrafice din cele două serii ar fi trebuit să fie paralele cu această limită de tip perianticlinal și să se constate existența, atât în seria de Altin Tepe cât și în seria șisturilor verzi, a unui anticlinal comun. Ori, în teren se constată în primul rând, că diferitele nivele stratigrafice, stabilite de noi în seria de Altin Tepe, bat net discordant în limita cu șisturile verzi, fiind orientate NW-SE; în al doilea rând, în seria de Altin Tepe am pus în evidență o structură în ansamblu descendentă spre NW, pe care se greșează uneori câte, cu dimensiuni transversale de ordinul zecilor și sutelor de metri, ale căror axe structurale bat de asemenea oblic în limita cu șisturile verzi.

Acesta a fost primul fapt stabilit de noi, rămânând, în schimb, posibilă dispoziția transgresivă și discordantă a șisturilor verzi peste un fundament vechi metamorfozat și cutat în decursul unui ciclu orogenic anterior. Această situație ar fi trebuit să fie reflectată de „mularca” limitei perianticlinalului de către orizonturile reper din seria șisturilor verzi și de existența în cadrul acesteia, în această porțiune, a unui anticlinal cărui să-i corespundă acest tip de limită. În acest fel, fiind obligați să urmărim și această chestiune, am constatat de fapt că și orizonturile reper din șisturile verzi sînt intersectate net de limita dintre cele două



serii în zona perianticlinală menționată ; în plus, nu se poate afirma că în această zonă există un anticlinal în șisturile verzi.

O ultimă posibilitate investigată de noi, a fost aceea dacă printr-un sistem de falii nu s-ar fi putut aduce în contact șisturile verzi cu seria de Altîn Tepe, în forma în care îl constatăm azi ; rezultatul a fost negativ întrucât nu se pot trasa falii în această zonă, deoarece nu există nici un indiciu că orizonturile reper din șisturile verzi sînt deplasate de dislocații.

Toată această situație corelată cu faptul că și în restul limitei dintre șisturile verzi și seria de Altîn Tepe, vin rînd pe rînd în contact cu diferiți termeni stratigrafici ai celor două serii (pl. I), impune ca singură interpretare posibilă, șariera (prin forfecare) a seriei șisturilor verzi peste seria de Altîn Tepe.

2. Limita dintre seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi este însoțită mereu de roci dinamometamorfozate, de tipul brecciilor, cataclazitelor și milonitelor. Aici se poate face observația că în seria șisturilor verzi, adiacente contactului menționat, se constată mai frecvent breccii, ce constituie o fișie relativ îngustă, cu lățimi maxime de ordinul metrilor sau a zecilor de metri. În schimb, în seria de Altîn Tepe se constată existența unor roci mai mult sau mai puțin milonitizate, uneori și a brecciilor, ce constituie o zonă importantă care, în unele porțiuni, depășește 200 m lățime. În rocile mai intens metamorfozate regionale ale seriei de Altîn Tepe devin evidente și fenomenele de rotomorfism (legate de șariaj), care pot depăși uneori ca arie zona milonitizată menționată.

Din analiza intensității și distribuției fenomenelor de dinamometamorfism în ambele serii de care ne ocupăm, reiese clar zonalitatea acestora în funcție de contactul dintre acestea : cu cît ne îndepărtăm de acesta, rocile dinamometamorfozate sînt din ce în ce mai puțin frecvente și din ce în ce mai slab afectate de metamorfismul dinamic. În seria șisturilor verzi această gradare este mai bruscă, în schimb în seria de Altîn Tepe ea este mai evidentă și are loc pe spații mult mai largi.

Menționăm existența în mai multe sectoare (de exemplu la ENE de Coamurila de Sus) a milonitelor cu „armură“ (Harnischer Milonit), în care se pot observa striuri de mișcare, orientate în toată regiunea, după direcția NE-SW (acest lucru face inacceptabilă posibilitatea unui „diapirism“ al seriei de Altîn Tepe față de șisturile verzi, în care caz striurile de mișcare în zona perianticlinală ar fi trebuit să fie divergente, înspre șisturile verzi) ; astfel, avem o prețioasă indicație asupra direcției (nu și asupra sensului) de șariere a șisturilor verzi peste seria de Altîn Tepe.



Prezența unor importante zone cu roci dinamometamorfizate de-a lungul limitei dintre cele două serii, arată pe de o parte, existența unui plan tectonic între ele, iar pe de altă parte, cantitatea mare de mișcare consumată în timpul formării acestuia, fapt întâlnit frecvent la șariajele care pun în contact tectonic unități constituite din șisturi cristaline.

Predominanța brociilor în șisturile verzi și a milonitelor în seria de Altîn Tepe, este ușor explicabilă, dacă se ține seama de diferența de „duritate” tectonică dintre cele două entități stratigrafice și în același timp structurale: formațiunilor mai moi ale seriei șisturilor verzi li se „răpeau” moreu milonitele formate pe măsura avansării acestei serii peste seria de Altîn Tepe care, în schimb, acumula noi roci milonitizate formate din ea însăși, în timpul mișcării de șariaj. Situații similare avem în multe secțiuni ale limitei dintre pînza getică și unitatea danubiană (Carpații Meridionali) și ale limitei dintre pînza gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș (Carpații Orientali); în exemplele arătate, scriile mezo-metamorfice ale unităților șariate sînt afectate de dinamometamorfism pe grosimi mult mai mari în comparație cu rocile epimetamorfice din unitățile încălecate.

3. După cum s-a menționat, în partea sud-estică a zonei de dezvoltare la suprafață a seriei de Altîn Tepe, aceasta se „încapșonează” cu șisturi verzi, înclăt acestea ajung să încadrez la SE, E și NE o parte a formațiunilor seriei de Altîn Tepe (pl. I). Acest lucru arată că nu avem de-a face cu simplă încălecare, ci cu un plan de șariere mai important, care își schimbă înclinarea trecînd de la înclinări spre SW la cele nord-estice, lăsînd astfel să apară (datorită eroziunii), într-o fereastră tectonică, formațiunile unității încălecate.

Amplificarea mișcării de șariaj este demonstrată de grosimea mare a rocilor dinamometamorfizate, de încurbarea planului de încălecare și de lărgimea actuală, de aproximativ 3 km, a unității ce a suferit încălecarea. Un argument, în plus, în favoarea unui șariaj care depășește proporțiile unei simple încălecări locale a șisturilor verzi peste seria de Altîn Tepe este acela că, în situația ultimă, ar trebui acceptat faptul că șisturile verzi, afectate de un metamorfism regional incipient, s-au ridicat din profunzime, ajungînd să stea tectonic peste formațiunile mult mai intens metamorfizate ale seriei de Altîn Tepe.

4. Recent, Jipa (1970) a demonstrat indubitabil, cu ajutorul metodelor sedimentologice, că principalul sens de transport al materialului în bazinul de sedimentare în care s-au format actualele formațiuni ale seriei șisturilor verzi era de la S către N, confirmînd astfel părerea exprimată mai înainte de Mirăuță (1969). Jipa se pronunță clar

că seria de Altin Tepe nu constituia o cordilieră (submersă sau emensă) în timpul formării sedimentelor ce aparțin azi șisturilor verzi. Această concluzie infirmă tot concepțiile conform cărora partea inferioară cunoscută a șisturilor verzi stă actualmente transgresiv peste seria de Altin Tepe, lăsând loc interpretării pe care o prezentăm în această lucrare.

II. Scurtă prezentare a ferestrei tectonice de la Altin Tepe

Din cele expuse mai înainte, rezultă că în partea nordică a Dobrogei centrale, seria șisturilor verzi este șariată peste seria de Altin Tepe, care aparține într-o fereastră tectonică, situată imediat la S de linia Peceneaga-Camena. Distingem deci în această zonă (pl. I), „unitatea carpiană”, încălecată și „unitatea istrieană”, șariată peste prima.

A) Unitatea carpiană

Această unitate este constituită din seria de Altin Tepe care constituie în ansamblu o structură descendentă spre sud-vest, complicată de cute „similare” (sinmetamorfice), nu prea importante (pl. I), a căror afundare axială este de cea 30—35° spre SE.

În cadrul seciei de Altin Tepe am deosebit mai multe complexe cu valoare stratigrafică, a căror succesiune, de jos în sus, este următoarea: complexul terigen inferior, complexul tufogen bazic, complexul terigen mediu și complexul terigen superior. Aceste complexe sînt concordante între ele și reprezintă termenii unei stive sedimentare unitare (acum metamorfozată regional) a cărei grosime cunoscută depășește 2000 m.

1. Complexul terigen inferior constituie termenul cel mai vechi, cunoscut la suprafață, al seriei de Altin Tepe; este format dintr-o alternanță de micașisturi, paragnaise și cuarțite. Complexul alcătuiește o fâșie orientată în ansamblu NW-SE, care este delimitată în principal, spre NE, de linia Peceneaga-Camena.

2. Complexul vulcanogen bazic este constituit predominant dintr-o masă de anfibolite rubanate (metatufuri bazice), în care apar intercalații subțiri de micașisturi și de paragnaise. Formațiunile tufogene și terigene ale acestui termen stratigrafic găzduiesc numeroase sifuri de meta-gabbrouri.

3. Complexul terigen mediu, cel mai dezvoltat pachet stratigrafic al seriei de Altin Tepe, este alcătuit dintr-o alternanță ritmică de tip flis de micașisturi și cuarțite, la care participă, într-o măsură mai mică, și paragnaise. În unele zone, mai apar intercalații de metatufuri bazice,



care se efilează repede pe direcție. De asemenea apar, sporadic, mici silluri de metagabbrouri și metadiorite.

Presupunem că micașiturile cu staurolit descrise de Cosma et al. (1962) provin din acest complex. Prezența staurolitului și paragenezele mineralogice întâlnite în complexele descrise pînă acum arată că metamorfizarea regională a acestor termeni stratigrafici a decurs în condițiile subfaciesului staurolit-cuarț al faciesului amfibolitelor cu almandin (Giușcă et al., 1967). Ulterior acest proces, în timpul șariajului istriean, o parte din rocile menționate ale acestui complex au fost parțial sau total diaforizate sau miionizate.

4. Complexul terigen superior, ultimul pachet stratigrafic cunoscut al seriei de Altin Tepe, este format, înspre partea sa inferioară, mai ales din șisturi muscovito-biotitice \pm granați, șisturi cuarțoase muscovito-biotitice, șisturi muscovito-cloritoase, șisturi cuarțo-feldspatice muscovitice, ș.a. În partea sa mediană și superioară se cunosc alternanțe de șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cuarțite cloritoase \pm muscovit, șisturi sericito-cloritoase cu biotit \pm granat ș.a. În formațiunile terigene ale complexului sînt găzduite mici și sporadice silluri de metadiorite, metagabbrouri și metaserpentine.

În acest complex sînt localizate corpurile lenticulare de minereu compact pirito-magnetitice cu calcopirită precum și cele de cuarțite piritoase cu calcopirită ce constituie zăcămintul Altin Tepe și de asemenea ivirile similare cunoscute spre SW pînă la meridianul localității Ceamurlia de Sus.

În cuprinsul acestui complex există frecvent roci dinamometamorfizate precum și fenomene diaforitice (clonizarea parțială sau totală a granaților și a biotitului), legate genetic de șariajul istriean.

B) Unitatea istrieană

În zona cercetată de noi, unitatea istrieană este constituită dintr-o alternanță de metagrauwacke, filite cloritoase și cuarțite cloritoase care se repartizează complexului inferior cunoscut al seriei șisturilor verzi (complexul filitos Mîrăușă, 1969). Menționăm că, la SW de Movila Goală (Taș Bair), în șisturile verzi se cunosc mineraturi (pe care le considerăm vulcanogen-sedimentare) de pirită, calcopirită și magnetit (descrise mineralogic de Venera Codarcea între 1963 și 1966).

În zona relativ îngustă cercetată de noi, seria șisturilor verzi constituie în ansamblu o structură descendentă spre SW, rareori complicată de structuri plicative minore.



III. Vîrsta șariajului istrian

Problema stabilirii vîrstei șariajului unității istriene peste unitatea carpiană este mult îngreuiată de lipsa unor depozite sedimentare nemeta-morfozate care să fie prinse tectonic între cele două unități și a altora care să stea transgresiv peste acestea. În această situație trebuie să apelăm la alte date, cu ajutorul cărora să putem obține o serie de indicații în această privință.

1. Din cercetările noastre a rezultat clar că linia actuală a șariajului istrian, se oprește în dislocația Peceneaga-Camena, de-a lungul căreia Dobrogea centrală încalcă peste Dobrogea nordică¹⁰.

La SE de Fintina Mare (Bașpunar), cele mai noi depozite prinse sub planul acestei încălecări sînt reprezentate prin formațiunile liasice fosilifere (puse în evidență de Mirăuță, Mirăuță, 1962 a), din zona Camena. Înspre SE de această localitate, în Dealul Ienicerilor, linia Peceneaga-Camena este acoperită transgresiv de depozitele Cretacicului superior (Turonian-Coniacian). În schimb, de la Fintina Mare (Bașpunar) spre NW, linia Peceneaga-Camena este cent reluată după formarea sedimentelor Cretacicului superior din bazinul Babadagului, deoarece acestea se opresc brusc în această dislocație. Deci putem trage concluzia că în regiune, linia Peceneaga-Camena este constituită dintr-un segment vechi post-liasic — ante-turonian și un segment reluat, post-coniacian. Întrucît în Dobrogea nordică ultimele mișcări orogenice care au desăvîrșit structura acestei unități au avut loc la sfîrșitul Liasicului (poate în Doggerul inferior, cum presupune Mirăuță¹¹), este aproape sigur că segmentul vechi post-liasic al liniei Peceneaga-Camena s-a format în decursul acestor mișcări intrajurasice, întrucît după ele în întreaga Dobrogea nu au mai fost mișcări orogenice însemnate.

Din cele de mai sus, rezultă că șariajul istrian s-a putut forma pînă în Liasic inclusiv, fiind anterior celui mai vechi tronson cunoscut al liniei Peceneaga-Camena.

¹⁰ Menționăm că încălecarea Dobrogei centrale peste cea nordică a produs breccii și laminări în rocile mezometamorfice ale seriei de Altin Tepe, pe o zonă de maximum 100—200 m lărgime, adiacentă liniei Peceneaga-Camena. În zona Camena-Movila Goadă (Taș Bair), complexul eruptiv permian (porfiro, tufuri sudate ș.a.) sînt de asemenea intens laminate și brecciate în vecinătatea contactului tectonic menționat.

¹¹ O. Mirăuță. „Studiul stratigrafic al depozitelor paleozoice din zona Măcin-Camena. 1967. Arh. Inst. Geol., București.



2. Ținând seama de faptul că investigarea prin metoda K/Ar a unor micașturi din zona diafctorizată a seriei de Alțin Tepe, a dat vârste aparente de 206—228 milioane ani (Dossila-Codancea et al., 1966), este foarte posibil ca aceste date de vîrstă absolută, să dea chiar vîrsta șariajului istriian, întrucît, mai înainte, am arătat legătura spațială, genetică și temporală existentă între acest șariaj și rocile dinamometamorfizate și diafctorizate existente în scria de Alțin Tepe. În scara internațională a vîrstelor absolute, cifrele de mai sus corespund mișcărilor intratriasice (faza labinică).

IV. Poziția șariajului istriian în cadrul structural al Dobrogei

Una din caracteristicile tectonice principale ale Dobrogei este dată de existența unor linii tectonice importante, orientate NW-SE, care separă unități și subunități structurale, care de cele mai multe ori se deosebesc profund între ele prin structură și prin formațiunile geologice care intră în alcătuirea lor.

În 1963, O. Mirăuță¹² a demonstrat că în Dobrogea se constată în timp o migrație spre NE și o restrîngere a diferitelor geosinclinale care s-au succedat în zona acestui teritoriu, ceea ce azi se traduce prin faptul că cu oît avansăm spre N, în unitățile structurale respective, formațiunile mai vechi li se adaugă formațiuni cutate din ce în ce mai noi.

Migrația anilor geosinclinale în Dobrogea, de la SW către NE, respectiv a zonelor în care s-au manifestat fazele orogenice, se reflectă, după părerea noastră, și în formarea succesivă a liniilor tectonice principale dobrogene, cele mai vechi aflîndu-se în zonele sudice; bineînțeles ne referim la momentele inițiale de formare ale acestor linii, rejucările ulterioare (ce constituie o caracteristică pentru multe linii tectonice dobrogene) neluîndu-le în considerare.

De asemenea, vom arăta că, tot ca un corolar al migrației spre NE a domeniului de manifestare al mișcărilor orogenice, de-a lungul acestor dislocații se constată mereu supraîmpingerea compartimentului sud-vestic peste cel nord-estic adiacent, încît din acest punct de vedere (neluînd în seamă ouvertura post-liasică) Dobrogea și depresiunea predobrogeană se caracterizează prin compartimente din ce în ce mai coborîte, începînd de la sud-vest către nord-est (pl. II).

¹² Aspectes de l'évolution géosynclinale de la Dobrogea du Nord. Lucrare comunicată la Congr. VI Asoc. Camp. Balc. Varșovia (manuscris).



În cele de mai jos, vom argumenta pe scurt, cele afirmate și vom arăta că șariajul istriian se încadrează armonios în acest sistem disjunctiv heterocron, ale cărui încoputuri se declează sigur după Proterozoicul superior; în concepția noastră, principala amorsare a acestui sistem este dată de mișcările ce urmează celor baicaliene și anume în principal celor chimmerice; nu excludem bineînțeles probabilitatea ca unele din dislocații să fie amplasate pe linii de minimă rezistență create în Paleozoic și chiar în perioade mai vechi.

Linia Capidava-Ovidiu, ce separă Dobrogea sudică de cea centrală, pare a fi cea mai veche dintre dislocațiile principale cunoscută în Dobrogea, dacă se ține seama că ea pune în contact scriile întens metamorfizate de la Palazu, ante-proterozoic-superioare, cu seria șisturilor verzi din nord, de vîrstă proterozoic-superioară — cambrian-inferioară. Coborîrea ulterioară a compartimentului sudic în timpul Jurasicului (mediu și superior), a fost de amploare relativ redusă (cîtova sute de metri), neputînd astfel masca mișcarea inițială de puternică ridicare a Dobrogei de sud față de cea nordică, fapt sesizat de Mirăuță (1969). Dacă se ține seama de faptul că în cele două compartimente formațiunile ciclului Proterozoic-superior — Cambrian-inferior se prezintă în faciesuri deosebite (seria de Cocoșu — în Dobrogea sudică și seria șisturilor verzi, în cea nordică — serii între care Mirăuță, 1969, nu punca semn de egalitate decît din punct de vedere al timpului lor de formare) atunci am putea presupune că inițial cele două unități majore au fost mult îndepărtate între ele pe orizontală, iar actuala juxtapunere s-ar putea explica printr-o mișcare tangențială de la SW spre NE, care probabil inițial atingea amploarea unui șariaj. Vîrsta acestei mișcări se plasează în orice caz după formarea, cutarea și metamorfizarea șisturilor verzi (cel mai probabil la finele mișcărilor baicaliene¹³).

Mai spre nord, în cadrul Dobrogei centrale, șariajul de forfecare istriian, produs prin împingerea șisturilor verzi peste seria de Altin Tape, are loc în legătură cu mișcările intratriasice, sensul de mișcare, cel mai verosimil al unității istriiene peste cea carpiană este de la SW spre NE, adică conform sensului de mișcare de supraîmpingere constat în general în Dobrogea.

Mai tîrziu, în decursul mișcărilor chimmerice intrajurasice, ansamblul format din unitatea carpiană și cea istriiană, încalcă în bloc formațiunile paleozoice, triasice și liasice ale Dobrogei de N, linia actuală a

¹³ A. Drăgănescu. Studiul stratigrafic al forajelor din platforma moesică — sectorul epibaicalian (NE al platformei moesice). 1969. Arh. M.I.M.G., București.

acestui contact tectonic corespunzând liniei Peceneaga-Camena. În consecință, fereastra tectonică din zona Alțin Tepe, care a permis recunoașterea șariajului istrian, aparține Dobrogei centrale; ea este localizată într-un compartiment tectonic ridicat și relativ îngust, limitat la sud-vest de falia Ostrov-Sinoe (pusă în evidență de Mirăuță, 1969 și conturată magnetic de Pesky¹⁴ și la nord-est de linia Peceneaga-Camena.

Ne raliem concepțiilor conform cărora această ultimă dislocație corespunde unui șariaj important al platformei moesice în ansamblu peste Dobrogea nordică (păreră enunțată de Mrazec, 1912 și apoi argumentată de Preda, 1959, 1964). Am adăuga argumentelor aduse de antecesorii acestei ipoteze că, în profunzimea Cîmpici Române, pe șisturile verzi, Paleozoicul se dezvoltă în fațesuri de platformă, pe cînd în Dobrogea nordică este cutat și metamorfozat, conține magmatite inițiale și sinorogene și prezintă în timp o succesiune de fațesuri specifice evoluției arilor geosinclinale. În acest fel, se poate accepta ideea că, spre NW de teritoriul dobrogean, formațiunile paleozoice și mezozoice (inclusiv Liasicul) ale Dobrogei de nord se afundă sub planul de șariaj al Dobrogei centrale, astfel încît sub actualul edificiu al Carpaților Orientali este posibil să fie prinsă tectonic, sub seria de Alțin Tepe și seria șisturilor verzi dobrogene¹⁵, prelungirea formațiunilor cutate ale Dobrogei de nord (deci în profunzimea Carpaților Orientali există posibilități să se găsească îngropat lanțul hercinico-chimmeric-dobrogean, Mrazec, 1910; Murgoci, 1926; Preda, 1959, 1964). Dacă nu ar fi așa, ar fi greu de explicat de ce Paleozoicul platformei moesice este deosebit facial față de cel al platformei est-europene; admitînd că între cele două domenii de platformă se interpunea inițial geosinclinalul paleozoic, ale cărui formațiuni le constatăm în Dobrogea nordică, atunci avem explicația verosimilă a situației amintite. Un alt argument interesant ni-l oferă ridicările gravi-

¹⁴ R. Pesky. Prospecțiuni magnetometrice de detaliu în zona liniei Peceneaga-Camena (județ Tulcea) pentru minereuri neferoase. 1968. Arh. M.I.M.G. București.

¹⁵ Ultimele presupuse (Mrazec, 1910; Murgoci, 1911) că existau în aria Carpaților Orientali, pe baza asemănării cu elementele șisturilor verzi din conglomeratele terțiare. Recent în aceste elemente, Violeta Iliescu (Studiul palinologic al rocilor precambriene și paleozoice din masivele cristaline ale Carpaților Orientali, 1969. Arh. M.I.M.G., București) a pus în evidență o asociație microfioristică similară cu cele găsite în partea superioară a șisturilor verzi din Dobrogea (Violeta Iliescu, V. Mutihac, 1965).

metrice, efectuate de Suceavă¹⁶ în zona dislocației Peceneaga-Camena, care au scos în evidență faptul că cîmpul gravitic la sud de acesta, prezintă aspecte specifice ce denotă un deficit de masă, explicat de autor printr-o încălecare de mare amploare a ansamblului format din șisturile verzi și de seria de Altîn Tepe (mai dense) peste formațiunile sedimentare paleozoice și mezozoice (mai puțin dense) ale Dobrogei de nord.

Mai la nord-est de linia Peceneaga-Camena, prima dislocație importantă, cu caracter de încălecare importantă (poate chiar de amploarea unui șariaj de la SW spre NE), este linia Luncavița-Babadag care separă în cuprinsul Dobrogei nordice două unități tectonice (pl. I, II) la a căror cunoaștere stratigrafică și structurală, și-au dat obolul numeroși cercetători începînd cu K. Peters și sfîrșind cu O. Mirăuță. Aceste unități sînt : unitatea de Măcin (în SW) și unitatea de Tulcea (în NW). Întrucît în ultima vreme, ivirile de calcare în plăci, din zona Camena, atribuite Triasicului, sînt considerate de Mirăuță¹⁷ a fi paleozoice (așa cum arătase și Măcovci, 1912), se poate vedea ușor că unitatea de Măcin este lipsită de depozite triasice, care în schimb se dezvoltă larg spre NE în unitatea încălecată adiacentă (această stare de lucruri ar indica relații de șariaj între cele 2 unități). Acest fapt de observație ne-a determinat să prelungim spre SE linia Luncavița-Consul (Savul, 1935), pe la sud de toate ivirile triasice cunoscute, adică pe la sud de Babadag și de Capul Iancila pînă în zona litoralului Mării Negre ; în consecință acestei dislocații i-am schimbat parțial denumirea în „linia Luncavița-Babadag“. Această încălecare importantă este net post-triasică, deoarece prinde sub ea depozitele de această vîrstă ; formarea ei este (probabil ante-liasică, deoarece Liasicul apare și în unitatea de Măcin și în cea de Tulcea, în faiesuri identice) de asemenea în legătură cu mișcările chimmerice¹⁸.

În sfîrșit, depresiunea predobrogeană, umplută în principal cu depozite jurasice medii și superioare, ocupă actualmente o poziție structurală inferioară față de Dobrogea nordică, de care este separată de linii direcționale orientate NW-SE ; ea reprezintă ultima unitate alipită Dobrogei, prezentîndu-se ca o avant-fosă ce a funcționat în cursul mișcărilor chimmerice (Răileanu et al., 1968). Întrucît fundamentul acesteia este constituit din formațiuni nord-dobrogene, de tip geosinclinal și podolice,

¹⁶ M. Suceavă. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu în regiunea Camena-Beidaud. 1960. Arh. M.I.M.G., București.

¹⁷ Op. cit. pct. 11.

¹⁸ Notăm că O. Mirăuță (1969) anunțase descoperirea unor șariaje chimmerice importante în aria depozitelor triasice și paleozoice din zona Tulcea.



de platformă, este de presupus că alăturarea lor s-a făcut printr-o încălecare importantă a primelor peste ultimele.

Dacă se ține seama de faptul că Dobrogea centrală reprezintă partea nord-estică a platformei moesice, regenerată (ruptural) sigur în decursul mișcărilor orogenice mezozoice (cel puțin în zona șariajului istriian și a liniei Peceneaga-Camena) și de supraîmpingerile constante dinspre SW, constatate în Dobrogea și în fundamentul depresiunii predobrogene, rezultă clar că platforma moesică ocupă o poziție tectonică superioară în comparație cu cea est-europeană, între ele interpunându-se o serie de unități și subunități tectonice hercinice și chimmerice (pl. II). Se mai poate trage concluzia că la această situație s-a ajuns prin însumarea diferitelor mișcări de avansare ale platformei moesice, în decursul mișcărilor hercinice și mai ales chimmerice, peste formațiunile care se cutau în zona geosinclinală mobilă nord-dobrogeană, avansare conjugată probabil cu mișcări de subîmpingere, spre SE, a platformei est-europene, care intra sub depozitele paleozoice și mezozoice formate în aria geosinclinală menționată.

E posibil ca aceste relații tectonice complexe, între cele două platforme, să se mențină mult înspre NW, cu mențiunea că, la un moment dat, este posibil ca seria de Altin Tepe și șisturile verzi, împreună cu cuvertura lor paleozoică (ce aparțin prelungirii spre NW a unității moesice), să ajungă să fie șariate direct peste platforma est-europeană întrucât, după cum s-a arătat, orogenul nord-dobrogean este posibil să fie complet depășit tectonic, înspre Carpații Orientali, de seria de Altin Tepe și cea a șisturilor verzi ¹⁸.

V. Principalele consecințe ale descoperirii ferestrei tectonice de la Altin Tepe

1. Descoperirea ferestrei tectonice de la Altin Tepe a arătat că prin cartare se poate demonstra existența unui șariaj al unei serii slab metamorfice (seria șisturilor verzi) peste o serie cu cristalinitate pronun-

¹⁸ În situația că orogenul nord-dobrogean hercinico-chimmeric, încălecat de prelungirea platformei moesice, ajunge sub actualul edificiu al Carpaților Orientali, atunci este de presupus că în această zonă el a suferit sigur regenerări în principal post-chimmerice, fiind îngropat sub un orogen în care cele mai importante mișcări tectonice au început din mezocretacic. Suprapunerea discordantă a lanțului carpatic peste cel chimmeric arată clar de ce, în lucrările geotectonice clasice, orogeniza chimmerică este separată net de cea alpină, fapt de care nu se ține întotdeauna seama, extinzându-se denumirea generică de „alpine“ pentru toate mișcărilor post-paleozoice.

față (seria de Altîn Tepe), deși de-a lungul planului de șariaj lipsesc formațiuni sedimentare, a căror prezență ar fi contribuit la descoperirea timpurie și la datarea șariajului. O astfel de situație este semnalată pentru prima dată în țara noastră.

2. Întrucât s-a demonstrat că actuala limită dintre seria șisturilor verzi și seria de Altîn Tepe nu corespunde unei transgresiuni a primei peste ultima, rezultă că de fapt, actualmente, nu cunoaștem direct adevăratul fundament pe care stau șisturile verzi și aici partea lor inferioară, succesiunea normală fiind întreruptă de planul de șariaj istriean. Se poate doar presupune, prin similitudine, că stiva de care aparțin șisturile verzi stă transgresivă peste un fundament similar cu cel al seriei de Cocoșu (din Dobrogea sudică).

3. Faptul că s-au descifrat actualele relații existente între seria șisturilor verzi și seria de Altîn Tepe, arătându-se că ele sînt de natură tectonică, aduce după sine rediscutarea vîrstelor sedimentelor din care provine seria de Altîn Tepe precum și a perioadei cînd acestea au suferit procesele de cutare și de metamorfism regional.

Ținînd seama de o serie de date, ce vor fi expuse mai jos, putem să ne imaginăm că seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi aparțin aceleiași stive unice sedimentare, ce a fost apoi metamorfozată regional, în orogeneza baicaliană; este de notat că din această stivă nu cunoaștem azi baza ei (respectiv ce se află sub seria de Altîn Tepe), din cauza liniei Pecnicoga-Carmena și termenii stratigrafici care se interpuneau între seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi, înaintea șariajului istriean. Posibilitatea ca cele două serii să aparțină unui aceluiași ciclu neîntrerupt de sedimentare (Proterozoic superior-Cambrian inferior) este susținută de mai multe fapte de observație.

a) În seria de Altîn Tepe cercetările noastre au pus în evidență alternanțe ritmice de tip fliș, constituite inițial din gresii, argile grezoase, argile și grauwacke, care actualmente sînt transformate în diferite tipuri de cuarțite, micașturi și paragneise. Seria șisturilor verzi prezintă de asemenea caracterele specifice flișului, fapt scos în evidență de Atanasiu (1941) și apoi argumentat de Mirăuță (în perioada 1955—1969) și recent de către Jipa (1970).

b) La partea superioară cunoscută a seriei de Altîn Tepe se localizează lentile de minereuri vulcanogen-sedimentare (Mureșan, 1969), constituite în principal din pirită, magnetit, calcopirită, baritină și cuarț. Către actuala parte bazală cunoscută a seriei șisturilor verzi există de asemenea (la SW de Movila Goală) lentile similare mineralogic și genetic

cu cele din seria precedentă. Aceasta ar face posibilă presupunerea că aceste minereuri din cele două unități s-au format în aceleași condiții metalogenetice, bineînțeles la nivele stratigrafice diferite (dar probabil relativ apropiate), în același bazin de sedimentare în care au luat naștere ambele serii menționate.

c) Seria de Altîn Tepe conține formațiuni ale magmatismului inițial (metadiorite, metagabrouri, metaserpentinite, metatufuri bazice) care ar putea corespunde în ansamblu aceluiași magmatism inițial proterozoic superior (Muresan, 1969), ale cărui produse, slab metamorfozate, se găsesc în seria vulcanogen-sedimentară de Cocoșu (din Dobrogea sudică), atribuită de Mirăuță (1969) Proterozoicului superior (pe bază de similitudini și a determinărilor de vîrstă absolută, metoda K/Ar). Această situație implică și o scădere a intensității metamorfismului regional de la NE către SW, în cuprinsul formațiunilor Proterozoicului superior — Cambrianului inferior, spre zona de țarm a geosinclinalului respectiv. În seria șisturilor verzi există de asemenea unele mici învelișuri de tufuri bazice metamorfozate (Peters, 1867; Motăș, 1913; Bujor, 1936; Cosma et al., 1962).

Seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi este posibil să aparțină aceleiași stive, întrucît ele împreună corespund unor etape firești în evoluția geosinclinalului proterozoic superior-cambrian inferior din Dobrogea; o fază importantă de magmatism inițial (însoțit de metalogeneză, similară și într-o serie și în alta), urmată de o sedimentare de tip flis, etape specifice eugeosinclinalelor, fapt susținut și de grosimea mare însumată a celor două serii: peste 7000 m (fără a adăuga grosimea sedimentelor care existau inițial între seria de Altîn Tepe și seria șisturilor verzi și a formațiunilor bazale și terminale, necunoscute actualmente, ale stivei inițiale).

d) După cum s-a menționat, în seria de Altîn Tepe procesele diaforitice s-au petrecut în urmă cu 206—228 milioane de ani, în legătură cu șariajul isirian. În această situație, trebuie rediscutată semnificația celorlalte date de vîrstă absolută (obținute tot prin metoda K/Ar), rezultate prin investigarea tot a unor roci din această serie, date care oscilează în jurul a 550—600 milioane de ani (Dessila-Codarcea et al., 1966; Giușcă et al., 1967). Aceste valori, care concordă cu cele obținute în seria șisturilor verzi, pot fi acum reinterpretate în lumina noilor date, ca exprimînd chiar vârsta metamorfismului regional al seriei de Altîn Tepe, care ar coincide astfel în timp cu cel baicalian al șisturilor verzi și al seriei de Cocoșu.



e) Un argument care are valoare numai în contextul celorlalte, mai sus enumerate, este acela că spre partea superioară a seriei de Altîn Tepe se observă o scădere inițială a intensității metamorfismului regional, iar în seria șisturilor verzi aceasta crește înspre partea inferioară cunoscută a acestora²⁰.

f) În sfârșit, amintim că atât seria de Altîn Tepe cât și partea inferioară cunoscută a seriei șisturilor verzi se comportă din punct de vedere magnetic, practic identic, fapt reflectat de hărțile magnetometrice ridicate de Ștefănciuc et al.²¹ și de Pesky²². Această situație, corelată cu datele enumerate mai înainte, poate constitui încă un argument că atât seria de Altîn Tepe cât și seria șisturilor verzi aparțin aceluiași ciclu de sedimentare și metamorfism.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei Ș.L. (1955) Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de S și estul Crișiei Române. *Bul. științ. Acad. R.P.R., sect. științ. biol. agronom. geol. geogr.*, VIII, 1, București.
- Atanasiu I. (1941) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Lucr. Soc. Geogr. „D. Cantemir”*, III, Iași.

²⁰ Aici am făcut observația că, concepției conform căreia în seria șisturilor verzi din Dobrogea centrală există o scădere metă a intensității metamorfismului de la NE către SW, trebuie să i se aducă un amendament important. Astfel, această diminuare a gradului de cristalinitate este pe de o parte obiectiv, iar pe de altă parte are și o componentă aparentă, întrucât, cu cât avansăm spre porțiunile sud-vestice ale ariei ocupate de șisturile verzi, în Dobrogea centrală, aflăm termeni stratigrafici superiori ai acestei entități stratigrafice, care depășește în ansamblu 5000 m grosime (datele lui O. Mirăuță 1969); este deci normal ca acești termeni să fie mult mai puțin afectați de metamorfismul regional în comparație cu cei inferiori cunoscuți în nordul Dobrogei centrale. Neluarea în considerare a acestei situații, a putut duce la concluzia unilaterală menționată, susținută de unii din autorii care au cercetat șisturile verzi. În concepția noastră, celor două sensuri de variație (pe verticală și pe orizontală discutate mai sus) a intensității metamorfismului regional, în seria șisturilor verzi, le corespund plane izograde de metamorfism, inclinate în ansamblu către SW și care, la scară regională, intersectează planele de stratificație ale acestei serii.

²¹ Al. Ștefănciuc, Elvira Tudose, Gloria Rădulescu, Raport asupra prospecțiunilor magnetometrice din Dobrogea centrală, zonele Palazu Mare-Cornavodă și Camena, pentru minereuri de fier, 1960. Arh. M.I.M.G., București.

²² Op. cit. pct. 14.



- Botezatu R., Băcioiu T. (1957) Anomalia gravitației în Dobrogea centrală. *Bul. științ. Acad. R.P.R., secț. geol. geogr.*, II, 2, București.
- Bujor D. I. (1936) Die Kristallinen Schiefer der Mittlerem Dobrogea. *N. Jb. B. Abt.*, Bd. 71, Stuttgart.
- Cădrea D. M. (1924) Rocile eruptive de la Camena. *An. Inst. geol. Rom.*, X, București.
- Chiriac M. (1968) Notă explicativă la harta geologică 46 Constanța, la sc. 1:200.000, București.
- Lăcătușu A. (1964) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi din partea sudică a Dobrogei centrale. *St. cerc. geol. geof. geogr. seria geologie*, T. 9, nr. 2, București.
- Ciocirdel R., Patrulius D. (1951) Contribuțiuni la cunoașterea geologiei regiunii Canara-Năvodari (jud. Constanța). *Bul. științ. Acad. R.P.R., Secț. geol. geogr. biol. științ. tehn. agric.*, 2, București.
- Codarcea R., Dssila Marcela, Mirăuță O., Semenenko N. P., Demidenko S. G., Zeidis B. B. (1966) Gheologichească interpretarea danubian, polucennian și pomoski K-Ar metoda pe absolutnomu voznastu kristaliceskih formații iujnih Karpat i Dobrodži. *Trudi XIII, Ses. Komisii na opredel. absol. vavr. gheol. formații pri ONZ — ANSSR, Moskva*.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în regiunea Ciarnurlia de Sus-Dorobanțu. *D. S. Com. Geol.*, XLI (1958—1959), București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Giușcă D., Ianoviici V., Minzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ionciică Magdalena (1967) Așupra vîrștei absolute a formațiunilor cristaline din Vorlandul orogenului carpatic. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 13, 2, București.
- Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hungaricae*, 13, Budapești.
- Grigoraș N., Dăneș T. (1961) Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogeane. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, VI, nr. 3, București.
- Gurău A. (1970) Structura în bucline eșalonate a zăcămintului Altin Topc-Movida Goală. *D. S. Inst. geol.* LVI, 5 (1968—1969), București.
- Ianoviici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, VI, 1, București.
- Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Ghidul excursiilor în Dobrogea. Congr. V, Asoc. Carp. Balc.*, București.
- Ionescu C., Ignat V., Codarcea Venera (1967) Étude structurale de la série de schistes verts de la Dobrogea Centrale. *Karp.-Balk. Geol. Asoc.*, VIII Kongr., 1, Belgrad.

- Iliescu Violeta, Mutihac V. (1965) Considerații asupra posibilităților de corelare a unor depozite din fundamentul zonei Tulcea cu formațiunile cutate din Dobrogea centrală. *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964), București.
- Jîpa D. (1970) Cercetări sedimentologice în depozitele proterozoic-superioare (sisturi verzi) din Dobrogea. *An. Inst. geol.*, XXXVIII, București.
- Macovei Gr. (1912) Observațiuni asupra liniei de încălecare Peceneaga-Camena (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Rom.* III, București.
- Mirăuță O. (1963) Șisturile verzi din regiunea Donobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D. S. Inst. geol.* L/2, București.
- (1965) Stratigrafia și tectonica șisturilor verzi din regiunea Istria-Băltăgești (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964), București.
- (1969) Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală. *An. Com. Geol.* XXXVII, București.
- Mirăuță Elena (1962 a) Observații asupra structurii geologice a regiunii Baspunar-Camena. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957), București.
- Mirăuță Elena (1962 b) Paleozoicul din partea sudică a munților Măcin. *D. S. Com. Geol.* XLV (1958—1959), București.
- Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Mutihac V., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la harta geologică 38 Tulcea, scara 1 : 200.000. București.
- Motăș C. I. (1913) Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin Tepe, ein Beispiel der Epigonese. Dissertation, Berlin.
- Mrazec L. (1910) Despre rocile verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. *D. S. Inst. Geol. Rom.* II, București.
- (1912) Asupra liniei de încălecare Peceneaga-Camena. *D. S. Inst. geol. Rom.* III, București.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, L, II (1962—1963). București.
- (1969) Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe (Dobrogea centrală). I. Încadrarea genetică a mineralizației. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV, 2, (1966—1967), București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1963) Le Paléozoïque de la plateforme moldavienne. *Trav. VI-ème Congr. Assoc. Carp. Balc.*, Varşovic-Craiovie.
- Murgoci G. M. (1911) Discuțiune asupra originii conglomeratelor cu roci verzi din Terțiarul carpatic. *D. S. Inst. geol. Rom.* II, București.
- (1914) Cercetări geologice în Dobrogea nordică, cu privire specială asupra rocilor paleozoice și eruptive. *An. Inst. geol. Rom.*, V, 2, București.
- (1915) Études géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire cimmerienne. *An. Inst. geol. Rom.* VI, București.
- (1926) Asupra Ariei Chimerice. *D. S. Inst. geol.* VIII, București.
- Mutihac V. (1964) Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei. *An. Inst. geol. Rom.* XXXIV/1, București.
- Pascu R. (1910) Răspindirea șisturilor verzi, a Jurasicului și a Neocretacului din Dobrogea. *An. Inst. geol. Rom.* III, 2, București.

- Peters K. (1867) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. *Denkschrift d.k., Akad., Wiss.*, Bd. 27, Wien.
- Preda D. M. (1959) Poziția tectonică a Orogenului hercinic-kimeric nord-dobrogean în cadrul geologic structural. *An. Rom. Sov., sect. geol. geogr.*, 2, București.
- (1964) Vorlandul orogenului carpatic. Poziția lui tectonică în cadrul geologic-structural al Europei. *An. Com. Geol.* XXXIII, București.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. (1968) Aspecte fundamentale ale geologiei Mezozoicului din România, *An. Com. Stat. Geol.*, XXXVI, București.
- Patrulius D., Mirăuță O., Bleahu M. (1968 b) Stadiul actual al cunoștințelor asupra Paleozoicului din România. *An. Com. Stat. Geol.*, XXXVI, București.
- Savul M. (1935) Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi-Consul, *D. S. Inst. geol. Rom.*, XX, București.
- Stille H. (1953) Der geotektonische werdegang der Karpaten. *Beith Geol. Jahrb.*, 8, Hannover.

SUR LA PRÉSENCE D'UNE FENÊTRE TECTONIQUE
DANS LA ZONE DES SCHISTES VERTS
DE LA DOBROGEA CENTRALE (RÉGION DE ALTIN TEPE)

(Résumé)

Dans la partie septentrionale de la Dobrogea centrale, dans la zone de Altin Tepe,affleure une série de schistes à cristallinité avancée, prédominante méso-métamorphique, qui constitue une bande relativement étroite (1—3 km) dont la longueur dépasse 20 km. Dans sa partie septentrionale cette série, que nous avons dénommée „série de Altin Tepe“, chevauche, ensemble avec les schistes verts adjacents, les formations de la Dobrogea septentrionale, le long de la ligne de Peceneaga-Camena.

Les relations entre la série des schistes verts et celle de Altin Tepe ont été largement discutées dès le début de ce siècle. Un aperçu sur les principales conceptions concernant ce problème nous relève deux points de vue, notamment : 1. entre la série des schistes verts et la série de Altin Tepe il y a continuité stratigraphique et tectonique ; 2. la série de Altin Tepe représenterait un soubassement métamorphisé et kratonisé surmonté transgressivement par des sédiments de l'actuelle série des schistes verts.

Ci après nous présenterons une nouvelle image concernant les relations existant actuellement entre la série des schistes verts et la série de Altin Tepe image formée à la suite de nos recherches effectuées entre 1966—1969 dans la zone de Altin Tepe.



I. Arguments en faveur des relations de charriage existant actuellement entre la série des schistes verts et la série de Altın Tepe

Le levé stratigraphique-structural de toute la zone d'affleurement de la série de Altın Tepe et des schistes verts adjacents relève des relations de charriage entre ces deux séries. Ci-après nous énonçons les données en faveur de cette affirmation :

1. Sur la carte la limite entre la série des schistes verts et la série de Altın Tepe recoupe les différents niveaux stratigraphiques de ces deux séries. Cette discordance est particulièrement évidente dans la zone de terminaison periclinale de la limite en question (pl. I).

2. Dans la série de Altın Tepe nous avons mis en évidence une structure qui, dans l'ensemble, présente un affaissement axial vers le NW, parfois affectée par des plis transversaux larges de l'ordre des dizaines, voire même, des centaines de mètres dont les axes sont obliques par rapport à la limite avec des schistes verts ; en outre on ne saurait affirmer que dans cette zone il y a un anticlinal de schistes verts.

3. À la limite entre la série de Altın Tepe et la série des schistes verts il y a constamment des roches dynamométamorphosées de type brèches, cataclasites et mylonites. L'examen de l'intensité et de la distribution des phénomènes de dynamométamorphisme de ces deux séries relève la zonalité mise en fonction du contact d'entréeselles : à mesure que l'on s'éloigne du contact les roches dynamométamorphosées sont de moins en moins fréquentes et de moins en moins affectées par le métamorphisme dynamique. Dans la série des schistes verts cette gradation arrive d'une façon plus brusque, alors que dans la série de Altın Tepe elle est plus évidente et elle arrive sur des espaces de beaucoup plus larges. Dans plusieurs secteurs (par exemple à l'ENE de Ceamurlia de Sus) nous mentionnons la présence des „Harnischer Mikonit“ qui laissent voir des séries de mouvements, orientées, dans toute la région en direction NE-SW. Nous avons ainsi un précieux indice sur la direction (non pas aussi sur le sens) du charriage des schistes verts sur la série de Altın Tepe.

4. Comme il a été mentionné, dans la partie SE de la zone de développement en surface de la série de Altın Tepe celle-ci est „encapuchonnée“ dans des schistes verts, si bien que ceux-ci constituent, vers le SE, E et NE, le cadre pour une partie des formations de la série de Altın Tepe (pl. I). Ce fait montre qu'il ne s'agit pas d'un simple chevauchement mais d'un plan de charriage plus important qui change de pendage, notamment du SW au NE, laissant voir (grâce à l'érosion) dans une fenêtre tectonique, les formations de l'unité chevauchée.

5. À la suite des recherches sédimentologiques effectuées par Jipa (1970) celui-ci affirme que la série de Altın Tepe, au cours de l'accumulation des sédiments qui reviennent à présent aux schistes verts, n'y constituait guère une cordillère (submergée ou émergée). Cette conception infirme toute conception selon laquelle la partie inférieure connue des schistes verts repose à présent transgressivement sur la série de Altın Tepe nous permettant de donner l'interprétation présentée ci-après.



II. Présentation sommaire de la fenêtre tectonique de Altin Tepe

De ce que nous venons d'exposer il en résulte que dans la partie septentrionale de la Dobrogea centrale la série des schistes verts est charriée sur la série de Altin Tepe qui affleure dans une fenêtre tectonique située immédiatement au S de la ligne de Peceneaga-Camena. Nous distinguons donc dans cette zone (pl. I) „l'unité carpienne“ chevauchée et „l'unité istrienne“ charriée sur la première.

A) *Unité carpienne.* Cette unité est formée par la série de Altin Tepe qui constitue, dans l'ensemble, une structure descendante vers le SW compliquée de plis „similaires“ (synmétamorphiques) d'importance mineure (pl. I) dont l'affaissement axial est de 30—35° vers le SE. Dans la série de Altin Tepe nous avons distingué plusieurs complexes stratigraphiques dont la succession est, de bas en haut, la suivante : complexe terrigène inférieur, complexe tuffogène basique, complexe terrigène moyen et complexe terrigène supérieur. Ces complexes sont concordants entre eux et représentent les troncs d'une pile sédimentaire unitaire (à présent affectée par le métamorphisme régional) dont l'épaisseur connue est supérieure à 2000 m. La présence du staurotide et les paragenèses minéralogiques rencontrées dans les trois premiers complexes montrent que ces termes stratigraphiques ont subi le métamorphisme régional dans les conditions du subfacès staurotide-quartz du faciès des amphibolites à almandin (Giușcă et al., 1987).

B) *Unité istrienne.* Dans la zone investiguée l'unité istrienne est formée d'une alternance de méta-grauwackes, phyllites chloriteuses et quartzites chloriteux qui reviennent au complexe inférieur connu de la série des schistes verts (complexe phylliteux — Mirăuță, 1969). Dans la zone relativement étroite qui a fait l'objet de ces études la série des schistes verts constitue dans l'ensemble une structure descendante vers le SW, rarement compliquée par des structures plicatives mineures (pl. I).

III. Âge du charriage istrien

1. Les recherches que nous avons effectuées relèvent que la ligne actuelle du charriage istrien se bute contre la dislocation de Peceneaga-Camena le long de laquelle la Dobrogea centrale chevauche la Dobrogea septentrionale. Les données acquises en terrain nous montrent que la ligne de Peceneaga-Camena est formée d'un ancien fragment post-liasique anté-turonien et d'un segment rejeu, post-conniacien. L'ancien segment de la ligne de Peceneaga-Camena s'est sans doute formé au cours des mouvements eumériques post-liasiques, car, après ces mouvements, en Dobrogea n'ont plus eu lieu des mouvements orogéniques importants. De ce que nous venons de mentionner il résulte que le charriage istrien a eu lieu jusqu'au Lias y compris, précédant le plus ancien tronçon connu de la ligne de Peceneaga-Camena.

2. Les investigations par la méthode K/Ar pour certains micaschistes de la zone diaphlorisée de la série de Altin Tepe relèvent l'âge de 206—228 millions d'années (Codarcea-Dessila et al., 1988). Fort probablement ces données d'âge absolu relèvent l'âge même du charriage istrien, car, nous avons montré ci-dessus la liaison dans l'espace génétique et temporelle, qui existe entre ce charriage et les roches dynamométamorphosées et diaphlorisées de la série de Altin



Tepe. Dans l'échelle internationale des âges absolus, les chiffres ci-dessus correspondent aux mouvements intertriasiques (phase laramienne).

IV. Position du charriage istrien dans le cadre structural de la Dobrogea

La migration des aires des géosynclinaux de la Dobrogea du SW vers le NE (Mirăuță, 1963) respectivement des zones où se sont manifestées les phases orogènes, à notre avis, se reflète aussi dans la formation successive des principales lignes dobrogéennes dont les plus anciennes se trouvent dans les zones méridionales. Certes nous n'envisageons que les moments initiaux de formation de ces lignes, sans tenir compte des rejeux ultérieurs (qui sont caractéristiques pour la plupart des lignes tectoniques dobrogéennes).

Nous allons montrer, d'ailleurs toujours comme un corollaire de la migration vers le NE du domaine de manifestation des mouvements orogènes, que le long de ces dislocations le compartiment de SW est constamment poussé sur celui de NE adjacent, si bien que, à ce point de vue (sans tenir compte de la couverture post-liasique), la Dobrogea et la dépression prédobrogéenne se caractérisent par des compartiments de plus en plus affaissés se dirigeant du SW vers le NE (pl. I). Le charriage istrien est harmonieusement intégré dans le système disjonctif hétérochrone dont les débuts sont à coup sûr postérieurs au Protérozoïque supérieur.

La ligne de Capidava-Ovidiu qui sépare la Dobrogea méridionale de la Dobrogea centrale, selon toute vraisemblance, est la plus ancienne des principales dislocations connues en Dobrogea, car c'est tout le long de cette ligne que les séries intensément métamorphosées de Palfazu (anté-Protérozoïque supérieur) prennent contact avec la série des schistes verts situés au N (Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur). L'affaissement ultérieur du compartiment méridional durant le Jurassique (moyen et supérieur) a été de moindre ampleur (quelques centaines de mètres), aussi n'arrive-t-il pas à masquer le mouvement initial de soulèvement intense de la Dobrogea méridionale par rapport à la Dobrogea septentrionale (Mirăuță, 1969). Si l'on tient compte du fait que dans les deux compartiments les formations du cycle Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur se présentent sous des faciès différents (série de Cocosu en Dobrogea méridionale et série des schistes verts en Dobrogea septentrionale) nous sommes à même de présumer que les deux unités majeures étaient au commencement de beaucoup plus éloignées en sens horizontal, et que leur juxtaposition actuelle pourrait s'expliquer par un mouvement tangentiel dirigé du SW vers le NE qui touchait au début l'ampleur d'un charriage, éventuellement balkalien.

Vers le N, dans la Dobrogea centrale, le charriage de disaillement istrien, résultat de la poussée des schistes verts sur la série de Altın Tepe est la conséquence des mouvements intratriasiques; le sens de la poussée, le plus plausible de l'unité istrienne sur celle campienne, est du SW vers le NE, c'est-à-dire justement dans le même sens que la surpoussée générale en Dobrogea.

Plus tard, au cours des mouvements ciramériens intrajurassiques, l'ensemble formé par l'unité campienne et celle istrienne est en bloc charrié sur les formations paléozoïques, triasiques et liasiques de la Dobrogea septentrionale, la ligne de ce contact tectonique correspondant à la dislocation de Peceneaga-Camena. Nous nous rallions aux points de vue qui considèrent que cette dernière dislocation correspond à un important charriage de la plateforme moesienne, dans son ensemble.

bile, sur la Dobrogea septentrionale (point de vue émis par Mrazec — 1912, et ensuite soutenu par Preda — 1959, 1964). Aux arguments apportés par ces prédécesseurs nous voudrions ajouter qu'en profondeur dans la Plaine roumaine, sur les schistes verts le Paléozoïque se développe sous des faciès de plateforme, alors qu'en Dobrogea septentrionale il est plissé et métamorphisé, qu'il contient des magmatites initiales et synorogènes et qu'il présente en temps une succession de faciès propres à l'évolution des aires géosynclinales. C'est en ce sens que l'on pourrait accepter que vers le NW du territoire dobrogéen les formations paléozoïques et mésozoïques (le Lias y compris) de la Dobrogea septentrionale s'affaissent sous le plan de charriage de la Dobrogea centrale, si bien qu'en dessous de l'actuel édifice des Carpates Orientales soit probablement chevauchée par la série de Alțin Tepe aussi la série des schistes verts dobrogéens, le prolongement des formations plissées de la Dobrogea septentrionale. Nous ne saurions expliquer autrement pourquoi le Paléozoïque de la plateforme moesienne apparaît sous un autre faciès que celui de la plateforme est-européenne. Ce n'est qu'en admettant qu'entre les deux domaines de plateforme initialement s'interposait le géosynclinal paléozoïque, dont les formations apparaissent en Dobrogea septentrionale, que l'explication ci-dessus exposée soit plausible.

Vers le NE de la ligne de Peceneaga-Camena, la première dislocation importante, à caractère de chevauchement ample (voire même d'un charriage du SW vers le NE), est la ligne de Luncașița — Babadag qui sépare dans la Dobrogea septentrionale deux unités tectoniques (pl. I et II) notamment : l'unité de Măcin (au SW) et l'unité de Tulcea (au NW). L'unité de Măcin est dépourvue de dépôts triasiques qui par contre sont largement développés vers le NE dans l'unité chevauchée adjacente (fait qui indiquerait des rapports de charriage entre les deux unités). Aussi sommes nous portés à prolonger vers le SE la ligne de Luncașița-Consul (Savul, 1935) par le sud de tous les affleurements triasiques connus, c'est-à-dire par le sud de Babadag et de Cepul Iancuila jusque dans la zone littorale de la Mer Noire ; pour cause nous avons partiellement changé le nom de cette dislocation en „ligne de Luncașița-Babadag”. L'âge de ce chevauchement important est post-triasique parce qu'il coïncide des dépôts de cet âge. Il a été générée toujours par des mouvements cimmériens (fort probablement avant le Lias car cet intervalle apparaît sous des faciès identiques dans les unités de Tulcea et de Măcin).

Enfin la dépression pré-dobrogeenne comblée surtout de dépôts du Jurassique moyen et supérieur, occupe à présent une position structurale inférieure par rapport à la Dobrogea septentrionale, dont elle est séparée par des lignes directionnelles dirigées du NW vers le SE. Étant donné que son soubassement est constitué de formations nord-dobrogeennes de type géosynclinal et podoliques de plateforme, nous sommes à même de présumer que leur rapprochement a eu lieu par le charriage des premières sur les dernières.

Si l'on tient compte que la Dobrogea centrale représente la partie NE de la plateforme moesienne, régénérée (ruptural) à coup sûr au cours des mouvements d'orogénèse mésozoïque (au moins dans la zone du charriage istrien et de la ligne de Peceneaga-Camena), et des surpousées constantes venues du SW, décelées en Dobrogea et dans le soubassement de la dépression pré-dobrogeenne, il s'ensuit que la plateforme moesienne occupe une position tectonique supérieure par rapport à la plateforme est-européenne, toute une série d'unités et de subunités tectoniques hercyniennes et cimmériennes s'interposant entre elles. Cette situation pourrait

être également mise sur le compte des différents mouvements d'avancée de la plateforme moesienne au cours des mouvements hercyniens et surtout cimmériens sur les formations en train de se plisser de la zone géosynclinale mobile nord-dobrogéenne, et probablement des mouvements de sous-poussée, vers le SE, de la plateforme est-européenne qui plongeait sous les dépôts paléozoïques et mésozoïques accumulés dans l'aire du géosynclinal mentionné.

Il n'est pourtant pas exclu que ces relations tectoniques ne se prolongent loin vers le NW. En ce cas nous devrions admettre que ces séries de Altın Tepe et des schistes verts ensemble avec leurs couvertures paléozoïques (qui reviennent au prolongement vers le NW de l'unité moesienne) auraient pu être charriées, à un moment donné, directement sur la plateforme est-européenne, car, comme nous l'avons montré, il n'est pas exclu que l'orogène nord-dobrogéen soit complètement dépassé tectoniquement, vers les Carpates Orientales, par les séries de Altın Tepe et des schistes verts. Si l'orogène nord-dobrogéen hercyno-cimmérien, chevauché par le prolongement de la plateforme moesienne était pris sous l'actuel édifice des Carpates Orientales il serait à présumer que dans cette zone il a été sujet à des régénérations post-cimmériennes, étant enfoui sous un orogène où les plus importants mouvements tectoniques ont débuté au Mésocrétacé.

V. Quelques conséquences de la découverte de la fenêtre tectonique de Altın Tepe

Le fait que l'on a décelé les relations entre la série des schistes verts et la série de Altın Tepe — en montrant qu'elles sont de nature tectonique — entraîne la révision de l'âge des sédiments dont provient la série de Altın Tepe et de la période durant laquelle elle a subi les processus de plissement et de métamorphisme régional. En tenant compte de toute une série de données, que nous allons exposer ci-après, nous pouvons envisager que la série de Altın Tepe et la série des schistes verts reviennent à une seule pile sédimentaire qui a subi ultérieurement le métamorphisme régional, au cours de l'orogénèse baïkalienne; signalons qu'à présent nous ne connaissons pas sa partie basale (c'est-à-dire ce qui se trouve sous la série de Altın Tepe), à cause de la ligne de Peceneaga-Camena, ni les termes stratigraphiques qui s'interposaient entre la série de Altın Tepe et la série des schistes verts avant le charriage istrien. La possibilité que les deux séries reviennent à un seul cycle de sédimentation ininterrompue (Protérozoïque supérieur — Cambrien inférieur) s'étaye de plusieurs faits d'observation:

a) Dans la série de Altın Tepe nos recherches ont mis en évidence des alternances rythmiques de type flysch constituées initialement de grès, argiles gréseuses, argiles et grauwackes à présent transformés en différents types de quartzites, micaschistes et paragneiss. La série des schistes verts présente aussi les caractères propres aux flysch, fait mis en évidence par Afanasiiu (1941) et soutenu ensuite par Mirăuță (1955—1969) et récemment par Jipa (1970).

b) Vers la partie supérieure connue de Altın Tepe sont cantonnées des lentilles de minerais volcanogènes sédimentaires (Mureșan, 1969) formées principalement de pyrite, magnétite, chalcoppyrite, barytine et quartz. Vers l'actuelle partie basale connue de la série des schistes verts on trouve (au SW de Movila Coală) des lentilles similaires au point de vue minéralogique et génétique à celles de la série précédente, fait qui nous permet de présumer que les minerais de ces deux unités ont été générés dans des conditions métallogéniques identiques mais dans



des niveaux stratigraphiques différents (cependant relativement rapprochés) dans un bassin de sédimentation commun où ont pris naissance les deux séries mentionnées.

c) La série de Altin Tepe contient des formations du magmatisme initial (métadiorites, métagabbros, métasépenitinites, métatufs basiques) qui dans l'ensemble pourraient correspondre au magmatisme initial du Protérozoïque supérieur (Mureșan, 1969), dont les produits, faiblement métamorphisés, se trouvent dans la série volcanogène-sédimentaire de Cocoșu (du S de la Dobrogea) attribuée par Mirăuță (1969) au Protérozoïque supérieur (à partir des ressemblances et des déterminations d'âge absolu — méthode K/Ar). Dans la série des schistes verts se trouvent aussi quelques faibles apparitions de tufs basiques métamorphisés (Peters, 1867; Motăș, 1913; Bujor, 1936; Cosma et al., 1962).

d) Comme il a été déjà mentionné dans la série de Altin Tepe les processus de diaphorèse ont eu lieu il y a 206—228 millions d'années, rattachés au charriage istrien. En ce cas la signification des données d'âge absolu (obtenues toujours par la méthode K/Ar) résultées des investigations effectuées sur des roches de cette série qui relèvent l'âge de 550—600 millions d'années (Codarcea-Dessila et al., 1966; Giușcă et al., 1967) doit être révisée. Ces dernières valeurs qui concordent avec celles obtenues dans la série des schistes verts pourraient être à présent interprétées à la lumière des nouvelles connaissances comme exprimant l'âge du métamorphisme régional même de la série de Altin Tepe qui coïnciderait à celui balkanique des schistes verts et de la série de Cocoșu.

e) La série de Altin Tepe autant que la partie inférieure connue de la série des schistes verts se comportent, au point de vue magnétique de façon identique, fait qui peut constituer encore un indice que les deux séries pourraient revenir au même cycle de sédimentation et de métamorphisme.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse tectonique de la zone de Altin Tepe.

I, Bassin de Babadag (I, Turonien-Coniacien); II, Dobrogea centrale (2, 3, 4, 5, 6): A, unité istrienne (2, série des schistes verts: a, phyllites chloriteuses \pm quartzieuses à intercalations minces de métagrauwackés; b, niveaux de métagrauwackés à minces intercalations de phyllites chloriteuses \pm quartzieuses); B, unité carpienne (3, 4, 5, 6, série de Altin Tepe*: 3, complexe terrigène supérieur**; 4, complexe terrigène moyen; 5, complexe tuffogène basique***; 6, complexe terrigène inférieur;

* Aux formations terrigènes métamorphisées des deux derniers complexes supérieurs de la série de Altin Tepe s'associent parfois des intercalations de métatufs basiques et des sills discontinus de métagabbros et de métadiorites.

** Dans ce complexe est localisé le gisement volcanogène sédimentaire de Altin Tepe et les affleurements similaires.

*** Métatufs basiques associés à des sills de métagabbros et minces intercalations de roches terrigènes.



III, Dobrogea septentrionale: A, unité de Măcin; [7, Paléozoïque supérieur (sédimentaire et éruptif et Lias (sédimentaire)]; 8, ligne de charriage (Peceneaga-Camena) de la Dobrogea centrale sur la Dobrogea septentrionale (a, segment post-liasique — anté-turonien; b, segment post-coniacien — rejoué); 9, failles postérieures à la ligne de charriage de l'unité istrienne sur l'unité carpionne et antérieurs à la ligne de charriage (intra-triasique) de l'unité istrienne sur l'unité carpionne; 10, ligne de charriage (intra-triasique) de l'unité istrienne sur l'unité carpionne; 11, failles antérieures à la ligne de charriage de l'unité istrienne; 12, position de la schistosité métamorphique de stratification (valeurs moyennes) — flanc normal; 13, axe de plis symmétamorphiques avec le sens et la valeur moyenne du plongement des axes (a, anticlinal; b, synclinal); 14, limite géologique dans une succession continue; 15, limite de formation transgressive.

Planche II

Coupe structurale schématique dans la Dobrogea avant le Jurassique moyen.

1, Trias et Lias sous des faciès distincts par rapport aux termes correspondants du domaine de l'orogène cimmérien nord-dobrogéen; 2, Lias du domaine de l'orogène cimmérien nord-dobrogéen; 3, Trias du domaine de l'orogène cimmérien nord-dobrogéen; 4, Paléozoïque du domaine de la Plateforme est-européenne; 5, Paléozoïque du domaine de l'orogène hercynien nord-dobrogéen; 6, Paléozoïque du domaine de la Plateforme moesienne; 7, Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur présumé dans le domaine de la Plateforme est-européenne; 8, Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur connu dans l'aire hexyno-cimmérienne nord-dobrogéenne; 9, Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur connu en Dobrogea centrale [a, série des schistes verts (Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur); b, série de Alfin Tepe (contient des formations protérozoïques supérieures, inférieures à celles de la série des schistes verts)]; 10, Protérozoïque supérieur connu en Dobrogea méridionale (série de Cocoșu) qui comprend des formations revenant aux parties inférieures du cycle du Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur; 11, formations protérozoïques prébaïkaliennes (plus anciennes que la série des schistes verts et des séries équivalentes à ceux-ci).

I, II, III, IV, V, contacts de charriage (I, Capidava-Ovidiu; II, charriage istrien; III, Peceneaga-Camena; IV, Luncăvița-Bubadag; V, charriage de la Dobrogea septentrionale sur la Plateforme est-européenne); AB, limite conventionnelle du niveau d'érosion, avant le Jurassique moyen.

N.B. On a représenté de façon idéale les principaux étages structuraux, sans toutefois figurer les structures plicatives qu'ils contiennent ni les éléments tectoniques disjonctifs directionnels de moindre importance. Pour des raisons toujours objectives, on n'a pas représenté les relations de charriage de l'unité de Tulcea, énoncées par O. Mirăuță, (1969).

Les épaisseurs des étages structuraux n'étant pas représentées à l'échelle, les pendages des plans de charriage apparaissent plus accusés.

MIRCEA MUREȘAN
SCHIȚA TECTONICĂ A ZONEI ALTÎN TEPE

0 1 2 3 4 km

LEGENDA

I BAZINUL BABADAG

1 Turonian-Camizian

II DOBROGEA CENTRALĂ

A. Unitatea istrienă

2 a. Fiețe clasticase și cuarțase cu intercalații subțiri de metagranulite
 b. Nivele de metagranulite cu intercalații subțiri de filite cloritase și cuarțase

B. Unitatea carpiniană

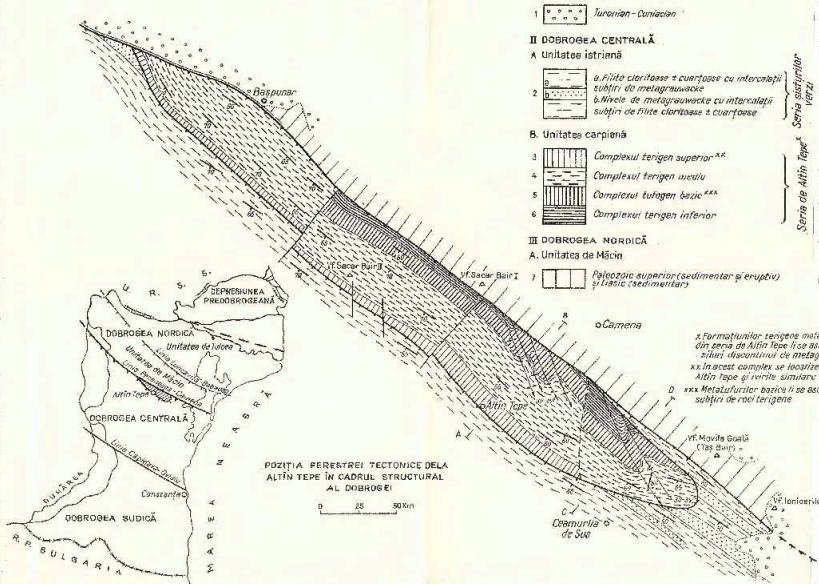
3 Complexul terigen superior^{xx}
 4 Complexul terigen mediu
 5 Complexul terigen bazic^{xxx}
 6 Complexul terigen inferior

III DOBROGEA NORDICĂ

A. Unitatea de Măcin

7 Paleozoic superior (sedimentar și erupiv) și litolic (sedimentar)

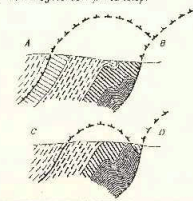
8 a. Linia de șanț (Vekeneș-Cămeș) a Dobrogei centrale peste Dobrogea nordică și segmentul post-Contactul "retus")
 b. Fali posteriore liniei de șanț a unității istriene peste unitatea carpiniană și anterioare liniei Pecenzeș-Cămeș
 9 Linia de șanț (intratrienă) a unității istriene peste unitatea carpiniană
 10 Fali anterioare liniei de șanț a unității istriene
 11 Poziția sistemului metamorfic de stratificație (valuri medii) - faza normă
 12 Ase de cute sinmetamorfice cu sensul și valoarea medie și adâncimii lor axiale (a anticlinei, b anticlinei)
 13 Limită geologică într-o succesiune continuă
 14 Limită de formațiune transgresivă

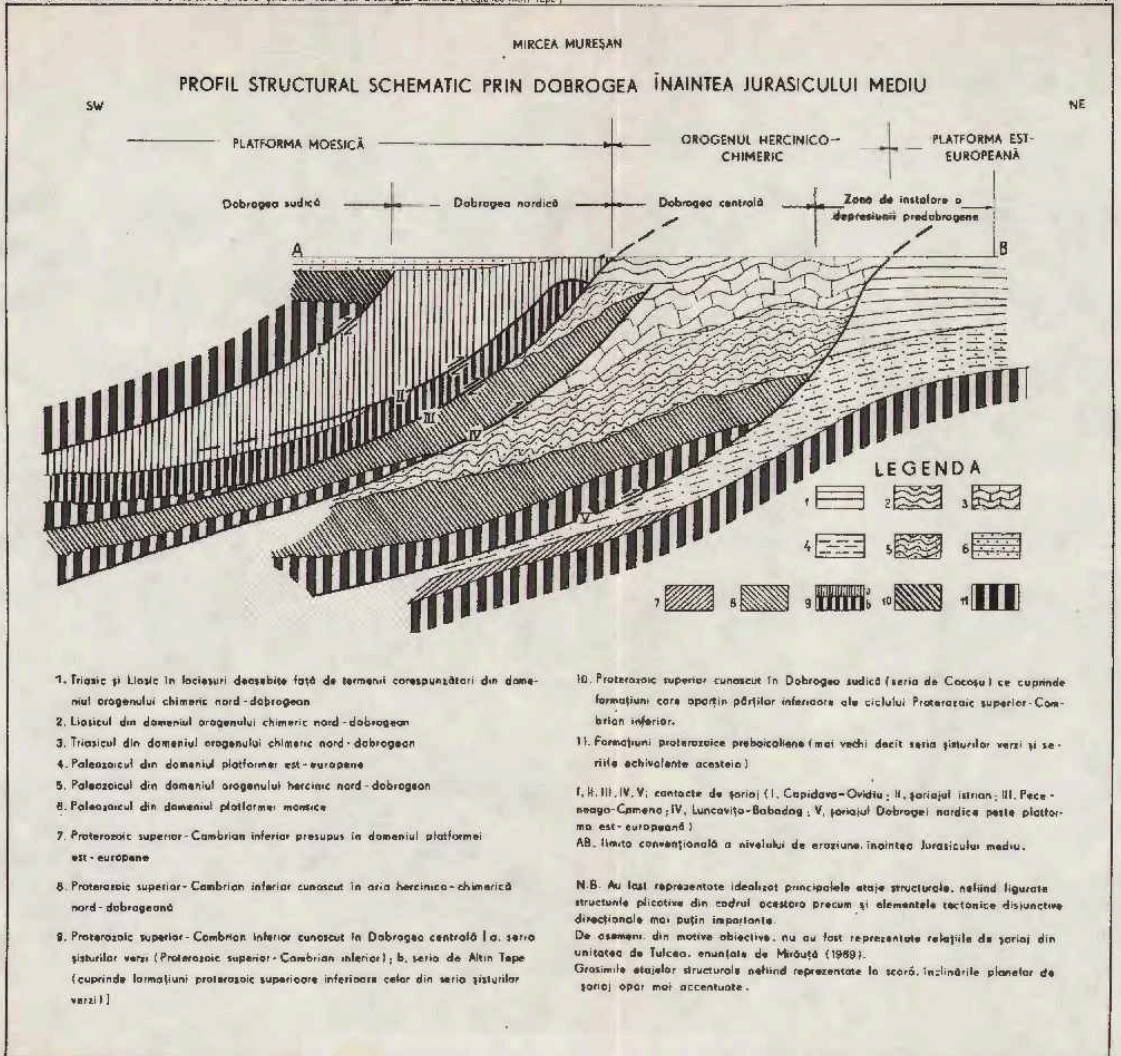


POZIȚIA FERESTREI TECTONICE DELA ALTÎN TEPE ÎN CADRUL STRUCTURAL AL DOBROGEI

0 25 50 km

^x Formațiunile terigene metamorfizate ale vâlmilor două complexe superioare din zona de Altîn Tepe li se asociază uneori intercalații de metașuri bazice și silurii dipozitivii de metagabrouri și metașarite
^{xx} În acest complex se localizează răsăritul volcanogen-sedimentar de la Altîn Tepe și teritul similar cu acesta
^{xxx} Metașurile terigene bazice li se asociază silurii de metagabrouri și intercalații subțiri de metaterigene





5. TECTONICĂ ȘI GEOLOGIE REGIONALĂ

**UNITATEA DE VĂLANI; UN NOU ELEMENT STRUCTURAL
AL SISTEMULUI PINZELOR DE CODRU (MUNȚII APUSENI)¹**

DE

DAN PATRULIUS²

Abstract

The Vălani Unit: a New Structural Element of the Codru Nappe System (Apuseni Mountains). The new described tectonic unit is the lowest one of the Codru Nappe System. The Triassic sequence of this unit is similar to the one of the Finiş Nappe, including Norian red shales and sandstones „Carpathian Keuper“, but it is devoid of the Carnian detrital deposits, as well as of the Rhaetian limestones and black shales proper to the latter unit. Its Jurassic and Lower Cretaceous deposits have many features in common with the equivalent ones of the Bihor Autochthonous. The Upper Jurassic (?) Neocomian only has a distinct facies, being partly represented by pelmicritic limestones with calciponals, planktonic algae and aptychi.

Pentru claritatea expunerii este necesară în primul rând o scurtă trecere în revistă a cunoștințelor noastre actuale cu privire la structura părții de nord a Munților Apuseni.

În urma observațiilor mai vechi, datorate lui Szontagh, Palfy și Rozlozsnik (1912), Palfy (1913, 1926), Kutassy (1928 a și b), precum și a datelor consacrate în rapoartele de cantare elaborate de M. Bleahu singur sau în colaborare cu Gh. Mantea, S. Bordea, Ștefana Balș-Panin, Josefina Dan-Bordea și Camelia Dia-Tomescu³ și ilustrate de hărțile geologice scara 1:100.000, foile Arieșeni și Moneasa, redactate de M. Bleahu, pe teri-

¹ Comunicare în ședința din 15 mai 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.

³ Rapoarte din 1957—1960, Arh. Inst. Geol., București.



teroriul Munților Codru-Moma au fost separate 3 unități șarjate, respectiv unitățile de valea Finiș, de vârful Dievi și de Târcăița-Moma, iar pe cel al munților Bihor numai 2 unități aparținând sistemului pînzelor de Codru, anume pînza de Codru și pînza de Arieșeni. Mai tîrziu într-un articol de sinteză, referitor la Triasicul Munților Apuseni, Patrulius și Bleahu (1967), recunosc în cadrul sistemului pînzelor de Codru 3 unități: Finiș, Dieva și Moma-Arieșeni (= Târcăița-Moma, = Arieșeni) și 2 serii de depozite mezozoice proprii acestui sistem, seria de Codru comună pînzelor de Finiș și Dieva și seria de Moma caracteristică pînzei de Moma-Arieșeni. Ca fapt nou de observație relativ la seria de Bihor, consemnat în lucrarea citată, este scoasă în evidență o lacună a Carnianului și Norianului pe teritoriul Pădurii Craiului, eventual numai a Norianului în munții Bihorului (platoul Padiș-Scărișoara). Pe de altă parte prin corelare litologică cu șisturile roșii din unitatea de Finiș atribuite Rhaetianului inferior („Keuper carpatic” după Pálffy, 1926), argilele plastice, siltitele micacee roșii și breziile cu liant roșu, care acoperă direct calcarele ladiniene din Pădurea Craiului, sînt considerate și ele ca aparținînd probabil aceluiași etaj.

Într-o notă mai recentă, referitoare la stratigrafia Triasicului din Munții Apuseni (Bleahu et al., 1970), aceiași autori, împreună cu colaboratorii lor, modifică în mod notabil concepția lor anterioară privind, pe de o parte structura sistemului de Codru, iar pe de altă parte stratigrafia depozitelor triasice proprii fiecărei unități structurale recunoscute. Astfel în cadrul sistemului de Codru sînt separate patru unități și anume de jos în sus: (1) unitatea de Finiș (Pînza de Codru în sens restrîns), cu seria de Finiș; (2) unitatea de Dieva, cu o succesiune de depozite mezozoice (seria de Dieva) bine distinctă în raport cu cea a seriei de Finiș; (3) unitatea de Moma-Arieșeni cu depozite mezozoice incomplet cunoscute și (4) unitatea de Vașcău, lambou tectonic izolat, de proveniență încă neclarificată (poate provenit prin decolare din sistemul pînzelor de Biharia), și ale cărei depozite mezozoice constituie o serie net definerită (seria de Vașcău) în raport cu celelalte serii enumerate.

Seriile de Finiș și de Dieva au în comun dolomite anisene masive și calcare ladiniene de tipul Reifling, stratificate și cu accidente silicioase. Ceea ce distinge aceste două serii este dezvoltarea Triasicului superior. În unitatea de Finiș, Carnianul este reprezentat mai ales prin depozite detritice: șisturi argiloase și maroase, marne și gresii cenușii pînă la negricioase (facies de Lunz), cu intercalații subordonate de calcare. Noria-



nului îi revin calcare albe, puțin dezvoltate și o puternică formațiune de șisturi argiloase și gresii roșii („Keuper carpatic“). Succesiunea relativ subțire a Rhaetianului din aceeași unitate cuprinde șisturi argiloase negre cu lentile intercalate de calcare biolastice cu gasteropode, corali, megalo-donte, rare brahiopode.

În unitatea de Dieva în schimb, Carnianul și Norianul îmbracă un facies aproape exclusiv carbonatat cu calcare de culoare deschisă, masive sau stratificate în bancuri, și cu dolomite. Din faciesul de „Keuper carpatic“ subsistă numai lame sau strate subțiri de argilă roșie între bancurile de dolomite noriene. Rhaetianul, mult mai gros decât în unitatea de Finiș, este constituit mai ales din caloare stratificate de culoare închisă cu faună tipică de Kössen.

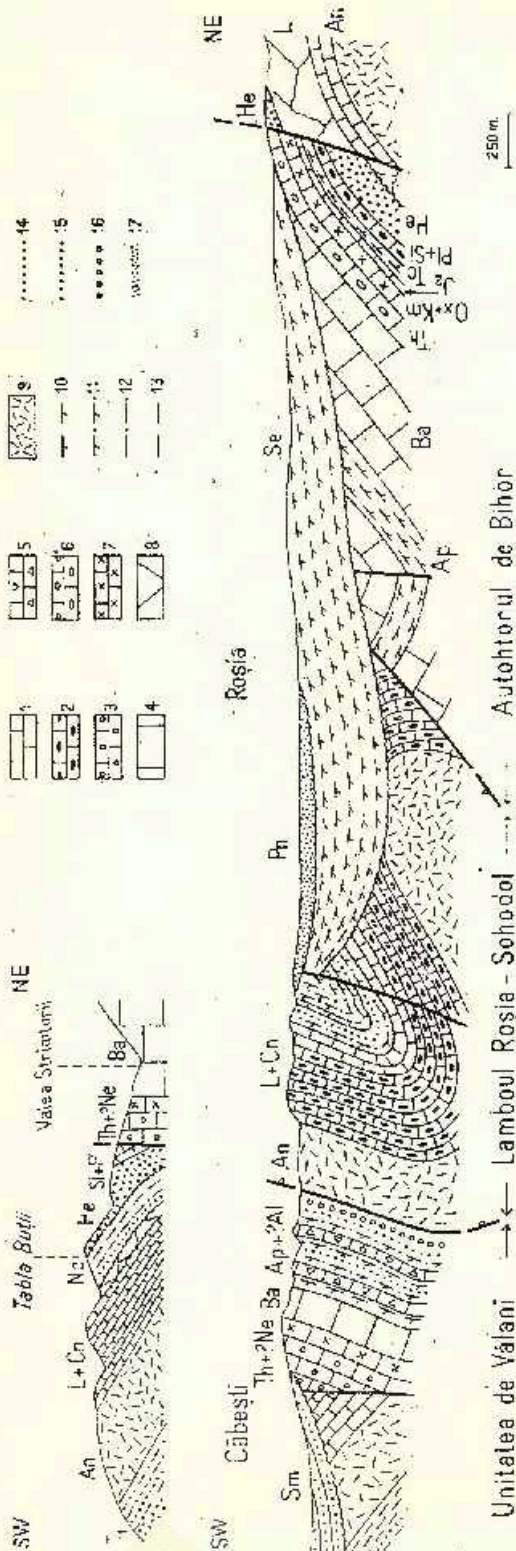
Seria de Vașcău se distinge atât de seria de Finiș, cât și de seria de Dieva, prin succesiunea depozitelor mezotriasice care cuprinde calcare anisene masive cu diploporide și calcare roșii cu amoniți atribuite Anisianului superior, dar a căror succesiune cuprinde și Ladinianul⁴. Triasicul superior al acestei serii se apropie într-o anumită măsură de cel al seriei de Dieva prin dezvoltarea masivă a calcarelor sale racifogme, dar este complet lipsit de dolomite.

Stratigrafia unității de Văłani

Succesiunea cea mai completă a acestei unități poate fi examinată în partea de sud-vest a platoului carstic al Pădurii Craiului, în lungul pârâielor care străbat fișia de terenuri cuprinsă între bazinul neocretacic Roșia și bazinul Beiușului, și anume: valea Roșia cu afluenții săi de pe dreapta și pârâiele tributare pe stînga ale văii Holodului (respectiv cursul inferior al văii Vida).

Profilul văii Roșia și cel al văii Albioara, care-l prelungește spre NE, oferă și numeroși termeni de comparație cu depozitele mezozoice ale unității de Finiș, pe de o parte, și ale autohtonului de Bihor, pe de altă parte (vezi figura).

⁴ Prezența Ladinianului în platoul Vașcău, sub faciesul calcarelor roșii cu amoniți, a fost semnalată de E. Kutassy (1928). Recent, Ștefana Panin (Studii și cercetări geologice în formațiunile mezozoice din Podișul Vașcău — Munții Apuseni, 1970. An. Inst. Geol.) aduce ca argument suplimentar în favoarea vârstei ladiniene a unei părți a acestor calcare, prezența speciei carnienne *Halobia styriaca* (Mojs.) în calcarele cenușii, în bancuri, situate imediat deasupra calcarelor roșii.



Secțiuni geologice în partea de sud-vest a Pădurii Craiului (sectorul Roșia-Căbești-Văhani).

1. calcare stratificate micritice-pelmicritice; 2. calcare cu calcar cu accente silitice; 3. calcare pelmicritice-pelsparitice cu calponele; 4. calcare micritice și pelsparitice cu miltolite; 5. calcare bioclastice-spatică; 6. calcare micritice-oncolitice; 7. calcare pelsparitice-biotas-tice (feciogene); 8. calcare masive; 9. dolomit; 10. marne; 11. siltite argilo-marinoase; 12. silturi argilo-siltice; 13. șisturi argiloase; 14. gresii calcareoase și marinoase; 15. gresii cuarțitice; 16. conglomerate; 17. nisipuri.

Coupe géologique dans la partie SW de Pădurii Craiului (secteur de Roșia-Căbești-Văhani).

1. calcare stratifiate micritice-pelmicritice; 2. mănes calcare și calcare bioclastice-spatică; 3. calcare pelmicritice-pelsparitice cu calponele; 4. calcare micritice și pelsparitice cu miltolite; 5. calcare bioclastice-spatică; 6. calcare micritice-oncolitice; 7. calcare pelsparitice-biotas-tice (feciogene); 8. calcare masive; 9. dolomit; 10. marne; 11. siltite argilo-marinoase; 12. silturi argilo-siltice; 13. șisturi argilo-marinoase; 14. gresii calcareoase și marinoase; 15. gresii cuarțitice; 16. conglomerate; 17. nisipuri.

T₁ = Triasic inferior; An = Anisian; L = Lechinian; Cn = Carnian; No = Norian; He = Hettangian; Si = Sinemurian; Pl = Pliensbachian; Te = Toarcian; J₂ = Jurassic mediu; Ox = Oxfordian; Km = Kimmeridgian; Th = Thiriac; No = Neocomian; Ba = Barremian; Ap = Aptian; Al = Albain; Se = Senonian; Sm = Sarmatian; Pn = Paleocenian.

1. Prîmul termen vizibil al succesiunii de formațiuni mezozoice aparținînd unității de Vălanî este reprezentat de depozite detritice eotriastice (Seisîan-Campilian inferior) a căror succesiune cuprinde la partea inferioară conglomerate și gresii cuarțitice, iar la partea superioară gresii fine și siltite argiloase și micaee violacee și verzui, ca și șisturi argiloase roșii ce devin predominante în partea terminală (șisturi de Werfen).

2. Termenul următor, atribuit în mod convențional Anisîanului prin corelare cu Triasicul pinzei de Finiș, este constituit din dolomite cenușii masive care se dezagregă ușor, dînd un grohotiș de fragmente mărunte. Dolomitele anisîene ating 250 m grosime.

3. Ladinianului și părții inferioare a Carnianului îi revin calcare pelmicritice și pelsparitice fine, cenușiu închis pînă la negre, stratificate în bancuri a căror suprafețe ondulate sau noduloase prezintă învelișuri marnoase. Spre deosebire de calcarele de tipul Reifling din unitatea de Finiș, calcarele negre stratificate din unitatea de Vălanî nu conțin decît rari noduli silicioși (Valea Izvorului). Partea inferioară a succesiunii lor cuprinde o intercalație de șisturi marnoase și marnocalcare cenușii gălbui. Un afloriment mai instructiv al acestor roci marnoase poate fi observat în marginea drumului Aștileu-Roșia-Bciuș, imediat la sud de confluența văii Strîmturii cu valea Roșie. Aici șisturile marnoase, groase de cîtiva metri, conțin numeroase entroce și chiar fragmente mari de tije de *Isocrinidae*. Deasupra lor urmează un banc gros de calcare macro-noduloase cenușii.

4. Calcarele stratificate suportă calcare masive de culoare deschisă (alb cenușiu, sau cenușiu gălbui) pătate, în parte subnoduloase, pelmicritice sau recristalizate (de aspect marmorean), avînd 50—60 m grosime. Pe alocuri la baza acestor calcare se observă un nivel de brechie cu elemente de calcare albe sau negricioase și cu liant argilos roșu (valea Izvorului). Judecînd după corelarea cu succesiunea depozitelor mezo- și neotriastice din unitatea de Finiș, așa cum se prezintă aceasta pe profilul văii Sașa, rocile respective aparțin mai degrabă Carnianului decît Norianului. Într-adevăr, pe valea Sașa, între dolomitele care urmează în continuitate peste calcarele de tipul Reifling și baza depozitelor detritice ale Carnianului mediu și superior, se interpun calcare micritice, în parte noduloase și brechioase, cu liant roșu.

5. Termenul următor este reprezentat de depozite detritice noriene de tipul „Keuper carpatîc“, anume microconglomerate și gresii reiate, violacee și gălbui, precum și siltite foioase și șisturi argiloase roșu-vio-lacee și verzui. Gresiiile grosiere și microconglomeratele sînt mai dez-

voltate la baza formațiunii. Șisturile argiloase constituie aproape exclusiv partea ei superioară. Depozitele descrise ating 100 m grosime.

6. Depozitele noriene de tipul „Kcupar carpatic“ suportă, cu discontinuitate litologică evidentă, gresii cuarțitice eoliasice gălbui sau verzui, relativ grosiere și în bancuri mai groase la partea inferioară a formațiunii. Varietățile verzui își datoresc culoarea cloritului care umple interstițiile între granulele de cuarț. Gresile eoliasice au pînă la 100 m grosime (versantul din dreapta al văii Strîmturii).

7. Termenul următor este reprezentat de calcare cenușii și negricioase cu tentă de alterații gălbuie, în parte spatice, pe alocuri cu structură noduloasă și liant argilos roșu. Aceste calcare conțin belemnii și rari amoniți printre care Preda (1962) identifică specii reprezentative pentru Carixian. Grosimea lor nu depășește câteva zeci de metri.

Tenurile neojurasice și eocretacice situate mai la est au fost considerate de toți autorii ca aparținînd autohtonului, respectiv seriei de Bihor. În consecință, pe hărțile ridicate pînă acum, terenurile menționate sînt figurate ca formînd un horst al autohtonului ce străpunge pinza de Codru. De fapt însă, există mai multe elemente care ne îndreptătesc să considerăm că terenurile acestui presupus horst aparțin și ele unității de Vălanii, constituind împreună cu formațiunile triasice și eojurasice descrise mai sus o singură serie stratigrafică.

8. La est de aparițiile de depozite eojurasice ale unității de Vălanii se întinde o fîșie relativ îngustă de calcare tithonice (eventual și neocomice) care se urmărește spre sud pînă în defileul Roșia-Căbești⁵. Este vorba de calcare cenușii pînă la negricioase, uneori pătate cu roșu-gălbui, în majoritate pelsparitice pînă la palmicritice fine, stratificate în bancuri, pe alocuri cu vari noduli dolomitici (valea Strîmturii). Varietățile mai grosiere, ale acestor calcare conțin corali (valea Strîmturii; versantul sudic al defileului Roșia-Căbești). Printre microfosilele identificate pe secțiuni subțiri se numără *Globochaete alpina* Lombard, *Crassicollaria* sp., *Calpionella alpina* Lorenz (capătul sudic al defileului Roșia-Căbești), nodosaride, piase de echinoderme, fragmente de *Lamellaptychus*, ostracode. Întreg intervalul are cel puțin 250 m grosime, iar *Calpionella alpina* Lorenz se găsește în abundență aproape de baza lui. Ținînd seama de faptul că, în autohtonul de Bihor, Tithonicul superior abia atinge 80 m grosime, nu este exclus ca partea superioară a acestei for-

⁵ Pe harta ridicată de I. Preda (1962) aceste calcare sînt în parte figurate ca aparținînd Triasicului și formînd câteva lambouri tectonice pe versantul din dreapta al văii Strîmturii.

mașiuni constituită din calcare de culoare închisă să aparțină Neocomianului.

9. Calcările tithonice — ? neocomiene sînt urmate la nord-est de calcare de culoare deschisă, stratificate în bancuri groase, micritice, pelmicritice și pelspanitice, în parte cu pseudoolite agregate, mai rareori intrapelspanitice. Microfaciesul cel mai răspîndit al acestor calcare este caracterizat prin abundența foraminiferelor în special a miliolidelor. Este de asemenea caracteristică prezența pahiodontelor cu testul de culoare brună sau negricioasă, pe alocuri acumulate sub formă de lumașele. Sporadic se întîlnesc și mici corali, în special în varietățile calcarenitice. Calcările cu pahiodonte au cel puțin 150 m grosime. Ele sînt corelabile, în parte cel puțin, cu calcările urgo-barremiene ale seriei de Bihor.

10. Între calcările cu pahiodonte și contactul tectonic cu pînza de Finiș, care constituie în partea estică a acestui sector un lambou izolat (lamboul Roșia-Sohodol), se interpune o succesiune groasă (350 m) de marne, siltite și gresii marmoase, gresii cuarțitice cu ciment calcaros, microconglomerate cuarțitice, calcare bioclastice cenușii pînă la negre, descori spatice, uneori lumașelițe, formînd bancuri metrice, precum și 1—2 intercalații decametrice în succesiunea depozitelor detritice. Marnele, mai mult sau mai puțin siltice, sînt de tipul stratalor de Ecleja și se găsesc dezvoltate mai ales la baza succesiunii, în rest ele apar interstratificate cu celelalte roci detritice. Gresile micaoase cu resturi de plante și microconglomeratele cuarțitice sînt mai frecvente la partea terminală a aceleiași succesiuni. Această formațiune poate fi corelată litologic cu depozitele apto-albiene ale autohtonului de Bihor.

Comparație cu seria de Finiș

Termenii de comparație cei mai apropiați din seria de Finiș sînt reprezentați de formațiunile triasice din lambourile de pînză: Roșia-Sohodol și Lunca Sprie. O succesiune mai completă a seriei de Finiș se urmărește pe versantul din dreapta al văii Roșia începînd de la contactul tectonic cu unitatea de Valani și pînă la marginea bazinului Roșia, care este situat mai la est. Descrierea de detaliu a acestei succesiuni a fost făcută cu alt prilej (Bileahu et al., 1970).

Următoarele formațiuni sînt reprezentate:

1. Dolomite reprezentînd Amisianul, eventual și Ladinianul inferior, nestratificate și care se dezagregă ușor prin alterație dînd grohotișuri mărunte și „nisip” dolomitic (200 m).

2. Calcoane ladiniene și carniene inferioare, de tipul Reiffling, stratificate în bancuri de culoare închisă, cu accidente silicioase abundente în partea mijlocie a intervalului, cu o intercalație de șisturi marnoase și marnocalcare aproape de bază, groasă de 10—12 m (270 m).

3. Șisturi argilo-marnoase, gresii calcaroase, calcare negre bioclastice, marnă în parte silicioasă și marnocalcare cu faună carniană (*Halobii*, *Juvavites*, *Protrachyceras*, *Windthausenites*); (cel puțin 200 m grosime).

O altă ivire de depozite carniene, încă nesemnălată, a fost identificată în cursul superior al văii Strivinosului (afluent stâng al văii Roșia), unde se întâlnesc, în contact tectonic cu calcarele de tipul Reiffling, calcare negricioase stratificate în lespezi, precum și marnă și calcare marnoase silicioase, cenușiu deschis, cu halobii.

Cu privire la datarea formațiunilor triasice enumerate mai sus sînt de adăugat cîteva precizuni, decurgînd din studiul unui material paleontologic suplimentar⁶. Primul nivel al formațiunii atribuite Ladinian-Carnianului inferior, constituit din calcare marnoase, conține rare exemplare de *Daonella* aparținînd unei specii cu coaste puțin numeroase, plate, separate prin șanțuri foarte înguste, superficiale. Aceste exemplare atribuite speciei *Daonella paucicostata* Tornquist (Bileahu et al., 1970) sînt perfect comparabile cu cele recent descrise de Paola de Capoa Bonardi (1970) sub numele de *Daonella* cf. *lenticularis* Gemm. din Ladinianul Appenninului Meridional (Lucania). Imediat deasupra intervalului cu șisturi și calcare marnoase, care constituie partea inferioară a formațiunii, Istocescu a găsit mici exemplare de amoniți printre care o specie de *Juvavites* (?*Anatomites*), iar mai sus în succesiune, rare exemplare de *Halobia* sp. aff. *H. charlyana* Mojs. Prin urmare, cea mai mare parte a calcarelor cu accidente silicioase din profilul văii Roșia revine Carnianului, iar nu Ladinianului, care ocupă un interval atît de restrîns încît ne putem întreba dacă dolomitele din culcuș, atribuite pînă acum exclusiv Anisianului, nu cuprind la partea lor terminală Ladinianul inferior.

Atît în lamboul Roșia, cît și în lamboul Lunca Sprie situat mai la nord, depozitele noriene roșii de facies „Keuper carpatic“ nu apar la zi. În schimb, în lamboul Lunca Sprie, sînt conservate după Preda (1963), calcare negre, în parte spatice și nisipoase, cu faună rhaetiană.

⁶ O parte a materialului paleontologic provenind din versantul din dreapta al văii Roșia mi-a fost remis spre studiu de către D. Istocescu căruii îi mulțumesc cu acest prilej.

În munții Codru-Morna, Norianul unității de Finiș, este reprezentat de calcare albe, puțin dezvoltate, cu corali și megalodonte, urmate de o puternică formațiune de facies „Keuper carpatic” (400 m grosime) cu intercalații subțiri de calcare în parte dolomitice. În același teritoriu depozitele detritice ale Carnianului mediu-superior ating și ele o mare grosime (300 m în profilul văii Sașa).

Prin urmare Triasicul seriei de Vălanii se distinge de cel al seriei de Finiș prin următoarele caractere: grosimea mult mai redusă a depozitelor ladiniene și neotriasice: 300 m în unitatea de Vălanii, peste 1000 m în unitatea de Finiș (valca Sașa în munții Codru); lipsa unor depozite detritice carniene comparabile cu cele din seria de Finiș, fapt ce pare mai degrabă datorit unei lacune, decât substituției acestor depozite prin faciesul de „Keuper carpatic”; lipsa, cel puțin locală, a unor depozite marine comparabile cu cele care caracterizează Rhaetianul seriei de Finiș.

În ce privește Jurasicul inferior al unității de Vălanii, acesta se deosebește net de cel al seriei de Finiș, cel puțin prin termenul său inferior constituit din gresii cuarțitice. Deosebirile sînt și mai evidente dacă se compară faciesul calcaros al Tithonicului din unitatea de Vălanii cu faciesul argilo-marnos și siltic al depozitelor echivalente din unitatea de Finiș.

Depozite sincronice cu cele care reprezintă Barremianul, Apțianul și eventual Albianul din unitatea de Vălanii nu au fost încă identificate în seria de Finiș, dar comparînd cele două coloane stratigrafice ne putem efectiv întreba dacă etajele menționate nu sînt și ele reprezentate în puternică formațiune flișoidă a seriei de Finiș care pînă acum a fost exclusiv atribuită Tithonic-Neocomianului.

Comparație cu seria de Bihor

Faciesul depozitelor mezozoice din autohtonul de Bihor, în special cel al formațiunilor mediotriasice, neojurasice și eocretacice prezintă limite relativ largi de variabilitate. Pentru comparație cu seria de Vălanii sînt de considerat în primul rînd faciesurile dezvoltate în sectorul cel mai apropiat al autohtonului, adică la NE de bazinul neocretacic al Roșiei. În această parte a Pădurii Craiului, Triasicul inferior și mediu al seriei de Bihor atinge o grosime considerabilă, de ordinul a 1000 m, din care pînă la 700 m revin intervalului Campilian terminal-Ladinian, deci o grosime mult mai mare decât cea a depozitelor mediotriasice din unitatea de Vălanii (aproximativ 450 m) fără a mai pune la socoteală faptul că

Anisiianul autohtonului cuprinde în afară de dolomite, calcare negre, deseori vermiculate.

Lipsea Triasicului superior din seria autohtonă a Pădurii Craiului constituie un alt caracter distinctiv în raport cu unitatea de Vălani al cărui Triasic superior este reprezentat de calcare și depozite detritice de faies „Keuper carpatic”. Depozitele roșii ale seriei de Bihor care se interpun între calcarele ladiniene de tipul Wetterstein și gresile cuarțitice ale Hettangianului de faies Gresten, au caractere stratonimice și petrografice diferite (brecii, siltite micacee, argile moi). În plus ele sînt legate prin trecere gradată de gresile și argilele refractare din acoperișul lor. Prin urmare aceste depozite roșii se prezintă ca formînd termenul bazal al Jurasicului autohton, în timp ce în unitatea de Vălani depozitele de tipul „Keuper carpatic” sînt separate de gresile eojurasice din acoperișul lor, printr-o discontinuitate litologică evidentă.

Depozitele eo- și medioliasice ale unității de Vălani îmbracă faiesuri similare celor pe care le prezintă depozitele echivalente ale seriei de Bihor în partea de sud-vest a Pădurii Craiului, dar o comparație mai strînsă arată totuși deosebiri semnificative în ce privește compoziția litologică.

La NE de bazinul Roșia, profile instructive ale Jurasicului inferior bihorean pot fi examinate în valea Cușilor și valea Lazuri. În valea Cușilor depozitele eo- și medioliasice constituie o succesiune mai groasă (250—300 m) decît în unitatea de Vălani.

În cadrul Hettangian-Sinemurianului inferior se disting aici doi termeni :

1. gresii cuarțitice gălbui, cu granulație medie sau grosieră, pînă la microconglomeratice, cu intercalații subordonate cu siltite argiloase și argile nisipoase de culoare închisă ;
2. gresii cuarțitice fine și grosii micacee cu liant calcaros, în parte cu textură laminară, de culoare închisă, cu tentă de alterație ruginie.

Sinemurianul superior-Carixianul se compune din calcare spatice și nisipoase, pînă la grezo-calcare, stratificate în bancuri groase, cu intercalații subțiri de gresii fine micacee la partea inferioară a intervalului.

În unitatea de Vălani, Liasicul inferior este lipsit de gresii calcaroase fin micacee, iar grosiile sale cuarțitice sînt în majoritate caracterizate prin prezența dloritului, caracter particular ce nu a fost remarcat pînă acum nicăieri pe teritoriul autohtonului de Bihor. Față de depozitele eoliasice din partea meridională a autohtonului (platoul Padiș-Scărișoara), unde Liasicul inferior cuprinde în bază brecii și conglomerate cu

elemente de calcare triasice, iar în rest gresii cuarțitice gălbui și roșcate în alternanță cu siltite argiloase și argile nisipoase roșii, deosebirile sînt și mai marcate.

Comparația între depozitele neojurassice din cele două serii, de Văłani și de Bihor, este tot atît de instructivă. Pe teritoriul Pădurii Craiului se disting trei faciesuri ale Tithonicului seriei de Bihor :

1. calcarenitic-recifogen și biolititic în partea centrală și de est ;
2. oosparitic, în partea de nord-est ;
3. micritic-oncolitic în partea de sud-vest.

Ultimul facies menționat se extinde spre sud pînă în marginea bazinului neocretacic al Roșiei (păruul Roșia) menținându-se bine distinct față de faciesul pe care-l înlocuiește Tithonicul unității de Văłani, la sud-vest de acest bazin.

Distribuția faciesurilor în intervalul Tithonicului, pe ansamblul teritoriului care cuprinde autohtonul de Bihor și sistemul pînzilor de Codru, pune astfel în evidență următoarele elemente paleogeografice :

1. la nord (autohtonul de Bihor) o platformă cu sedimentație de tip bahamian, cu bioherme puțin dezvoltate, cu sedimente bioclastice recifogene acoperind o vastă suprafață, cu sedimente oolitice localizate într-un sector restrîns, cu mîluri calcaroase acumulate într-o lagună intrarecifală, aflată la adăpost de penetrația organismelor pelagice și constituind un mediu de predilecție pentru dezvoltarea algelor albastre ;

2. o zonă mai meridională (unitatea de Văłani) de tranziție între platformă și largul bazinului marin, cu sedimente în majoritate fin pseudoolitice și subordonat bioclastice mai grosiere, provenind din biohermele învecinate (calcarenite cu crinoide și conali), cu microorganisme pelagice (calpionele, *Globochaete*), cu foraminifere bentonice calcaroase și crinoide de talie mică ;

3. la sud (unitatea de Fîniș), o zonă de sedimentație mai adîncă cu depozite ritmice flișoide.

Succesiunea Barremian-Aptianului (și eventual a Albianului) din unitatea de Văłani, constituie o replică, la scară mult mai redusă (600 m), a succesiunii de depozite autohtone care reprezintă același interval în partea de vest a Pădurii Craiului. Grosimea de aproximativ 5 ori mai mare a Cretacicului inferior autohton, se datorește atît dezvoltării mult mai importante a mamelor siltice (stratele de Ecleja), gresiiilor și microconglomeratelor, cît și prezenței mai multor intercalații puternice de calcare în succesiunea acestor depozite detritice.

Este îndeosebi sugestivă comparația între Cretacicul inferior al serici de Vălnani și cel care apare la NE de bazinul Roșia pe pîrîul Lazuri, la aproximativ 3 km distanță. În acest din urmă loc Barremian-Aptianul autohton comportă trei termeni și anume de jos în sus ⁷ :

1. calcare cu pahiodonte (370 m) ;
2. strato de Ecleja reprezentate prin marne de culoare deschisă cu separațiuni în plăci (cel puțin 150 m) ;
3. calcare cu pahiodonte avînd în bază un nivel de calcar roșu sub-nodulos, bogat în miliolide (mai mult de 300 m).

Poziția structurală

Începînd din valea Crișului Pietros, la sud și pînă în marginea bazinului Borodului la nord, trecînd prin Măgura Ferice și valea Meziadului, sistemul pînzelor de Codru ocupă o bandă relativ îngustă de teren, cuprinsă între autohtonul de Bihor la NE și bazinul Beiușului la SW. Unitățile structurale din acest teritoriu constituite împreună un edificiu tectonic extrem de complex, în parte mascat de formațiuni post-pînză neocretace și neogene.

Judecînd după harta geologică Arieșeni la scara 1 : 100.000, redactată de Bleahu și după ridicările executate de Muntea ⁸ în sectorul Măgura Ferice și de Preda (1962) în împrejurimile Roșiei și Meziadului, unitățile șariate din teritoriul menționat sînt următoarele în ordinea superpoziției lor de sus în jos :

1. pînză de Arieșeni, respectiv de Moma-Arieșeni ;
2. „solzul Ferice“ corelabil cu unitatea de Dieva din munții Codru-Moma ;
3. o unitate mai profundă corelabilă cu pînză de Fîniș prin faciesul depozitelor sale mezozoice și formînd un mare lambou (Roșia-Sohodol) la nord de pîrîul Meziadului, în parte acoperit de terenurile neocretace ale bazinului Roșia.

La aceste trei unități, recunoscute mai de mult, se adaugă unitatea de Vălnani, care se interpune între autohtonul de Bihor și lamboul Roșia-Sohodol.

⁷ Elena Popa. Raport cu privire la „Studiul depozitelor mezozoice din Pădurea Craiului“. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

⁸ M. Bleahu, Josefina Bordea, Gh. Muntea. Rapoarte asupra lucrărilor de cartare în munții Bihor (sectoarele Răita, Bihor și Ferice). 1957—1959. Arh. Inst. Geol. București.



După toate aparențele puternica succesiune de gresii, conglomerate și roci eruptive permieni care urmărește marginea de vest a Pădurii Craiului, începînd de la Lunca Sprie și pînă în marginea bazinului Borodului, aparține pînzei de Moma-Arieșeni.

O indicație în acest sens ne este oferită de faptul că, în lungul contactului cu autohtonul, ca și în cadrul ferestrei tectonice Tășad, între gresiiile permieni ale unității șariate și formațiunile cretacee din Pădurea Craiului (pînă la Turonian inclusiv) se interpun lame de dolomite triasice ce aparțin, după toate aparențele, pînzei de Finiș.⁹

Într-o asemenea interpretare pînza de Moma-Arieșeni este cea care a suferit deplasarea cea mai amplă, depășind succesiv spre nord, în cursul progresiunii sale relative (prin subîmpingere), unitatea de Dieva („solzul Ferice“) și unitatea de Finiș.

Unitatea de Finiș la rîndul ei ocupă o poziție mai avansată decît unitatea de Vălanii pe care o depășește complet, acoperind direct cu partea ei frontală autohtonul de Bihor. Într-adevăr aparițiile unității de Vălanii, identificate pînă acum, sînt limitate la ferestrele tectonice care mărginesc lamboul Roșia-Sohodol la sud-vest (Cimpani-Căbești; Dealul Sălătrucului) și la sud-est (Meziad; valea Peșterii).

Întreg edificiul tectonic șariat a fost afectat de puternice deformații survenite în cursul și după suprapunerea unității de Finiș pe unitatea de Vălanii. Majoritatea acestor deformații au fost sigur generate înainte de sedimentarea depozitelor senoniene ale bazinului Roșia, foarte probabil chiar în cursul șariajului. Există, ce e drept, unele falii la contactul între depozitele triasice din lamboul Roșia-Sohodol și depozitele senoniene din bazinul Roșiei, dar acestea sînt accidente tectonice mai puțin importante în comparație cu deformațiile pe care le-au suferit unitățile șariate în bloc.

Fereastra tectonică Cimpani-Căbești, are în ansamblu o orientare NW-SE. Terenurile unității de Vălanii care apar în cadrul acestei ferestre prezintă o structură în evantai, complicată de o falie direcțională verticală (fașia valea Strînturii). Terenurile triasice și cojurasice care ocupă compartimentul situat la vest de falia respectivă prezintă direcții struc-

⁹ Lambourile tectonice constituite din dolomite sînt figurate pe harta geologică de ansamblu ridicată de D. Istocescu et al. (1970). Pe harta ridicată de I. Preda (1963) și profilele interpretative care o însoțesc, terenurile alohtone, triasice și permieni, care apar pe marginea de vest și sud-vest a Pădurii Craiului sînt figurate ca aparținînd unei singure unități șariate: pînza de Codru, iar terenurile cretacee ale unității de Vălanii (în parte atribuite Jurasicului superior de autorul citat) ca formînd străpungeri ale autohtonului prin corpul „pînzei de Codru“.

tunale NW-SE pînă la W-E cu căderi de 25° — 40° spre NE sau N. În compartimentul estic, ocupat de depozitele Jurasicului superior și Cretacicului inferior, direcțiile structurale sînt aceleași, dar stratele înclină în sens opus, întreaga succesiune fiind răsturnată. În defileul Roșia-Căbești și de aici spre nord, suprafața de șariaj a unității de Roșia-Sohodol pe unitatea de Vălanii este și ea răsturnată. În același sector formațiunile triasice ale lamboului Roșia-Sohodol se înscriu în flancul invers al unui sinclinal. Cu alte cuvinte, în defileul Roșia-Căbești, raporturile primare, de superpoziție, a celor două unități sînt inversate, unitatea de Vălanii suprapunîndu-se pe unitatea de Finiș.

În concluzie, unitatea de Vălanii, reprezintă cea mai profundă unitate a sistemului pînzilor de Codru. Sub raportul dezvoltării faciale a terenurilor sale mezozoice, această unitate ocupă o poziție intermediară între autohtonul de Bihor și unitatea de Finiș care îi este suprapusă. Triasicul unității de Vălanii este dezvoltat sub un facies net diferit de cel al autohtonului de Bihor, dar asemănător într-o anumită măsură cu cel al unității de Finiș de care se apropie prin prezența calcarelor stratificate negre aparținînd Ladinianului și Carnianului inferior, ca și prin dezvoltarea Norianului sub facies de „Keuper carpatic”. Ceea ce îl distinge de Triasicul unității de Finiș este lipsa unor depozite detritice comparabile cu cele ale Carnianului mediu-superior din unitatea de Finiș, ca și lipsa unor depozite marine de vîrstă rhaetiană. Pe de altă parte Jurasicul și Cretacicul inferior al unității de Vălanii prezintă faciesuri net diferite de cele ale depozitelor echivalente din unitatea de Finiș iar numeroase elemente comune de facies cu depozitele sincrone din autohtonul de Bihor. Un caracter particular al unității de Vălanii îl constituie faciesul Jurasicului superior care este în parte reprezentat prin calcare cu calpionele și alge planotonice.

REFERINȚE BIBLIOGRAFICE

- Bleahu M., Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Ștefana, Rădan S. (1970) Date noi asupra stratigrafiei depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D. S. Inst. Geol.*, I,VI/4, București.
- De Capoa Bonardi Paola (1970) Le Daonelle et le Liolobie dalla serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino-meridionale). *Mem. Soc. Nat. di Napoli, Suppl. al Bull.* 78 (1969), Istituto di Paleontologia della Università di Napoli, 28, Napoli.



- Istocescu D., Mihai A., Diaconu M., Istocescu Fedicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru. *D. S. Inst. Geol.* LV/5, București.
- Kutassy E. (1928 a) Die Ausbildungen der Trias im Moma-Gebirge. *Centralblatt f. Min. etc. Abt. B. Jahrg. 1928*, Berlin.
- (1928 b) Die Trias des Beler und Bihargebirges. *Verhandl. d. geol. Bundesanstalt in Wien*, Viena.
- Pálffy M. (1913) Beiträge zur Geologie des Gebirges von Bel. *Jahresb. d. k. geol. Anstalt f. 1912*, Budapest.
- (1926) Die Faziesentwicklung und die stratigraphische Position der Kössener Schichten des Bihar-u. Beler Gebirges. *Math. Naturw. Anzeiger d. Ung. Akad. d. Wissensch.*, Budapest.
- Patrullius D., Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geologický Sborník*, XVIII/2, Bratislava.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (munții Pădurea Craiului). Edit. Acad. R.P.R., București.
- Szontagh T., Pálffy M., Rozlozsnik P. (1912) Beiträge zur geologischen Kenntnis des centralen Teiles des Bihargebirges. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt für 1911*, Budapest.

L'UNITÉ DE VALANI : UN NOUVEL ÉLÉMENT STRUCTURAL DU SYSTÈME DES NAPPES DE CODRU (MONTS APUSENI)

(Résumé)

Jusqu'à présent 4 unités structurales du système des Nappes de Codru ont été reconnues, notamment dans l'ordre de superposition de bas en haut, les nappes de : Finiş, Diova, Moma-Arieșeni et Vascău (Bleahu et al., 1970). L'unité de Vălani, récemment identifiée dans la partie sud-ouest du plateau karstique de Pădurea Craiului, constitue une autre unité du même système s'interposant entre l'autochtone de Bihor et la nappe de Finiş (lambeau de Roșia-Sohodol). Les affleurements de ses terrains mésozoïques sont restreints à quelques fenêtres tectoniques dans la zone relativement étroite comprise entre le bassin néocrétacé de Roșia au nord-est et le bassin néogène de Boiuș au sud-ouest. Une coupe instructive de ces terrains nous est offerte par le défilé de Roșia-Căbești où l'on peut également examiner les dépôts triasiques de l'unité supérieure représentée par le lambeau de Roșia-Sohodol. Le contact entre l'autochtone de Bihor et l'ensemble charrié, formé par l'unité de Vălani et le lambeau de Roșia-Sohodol, est recouvert par les dépôts sédimentaires post-nappe du bassin de Roșia.

Dans le défilé de Roșia-Căbești les dépôts mésozoïques propres à l'unité de Vălani sont interceptés par une faille directionnelle qui en sépare deux tranches : Trias-Jurassique inférieur au sud-ouest, Jurassique supérieur-Crétacé inférieur au nord-est. La succession du Trias-Jurassique inférieur y comporte des termes suivants : (1) Trias inférieur avec grès et conglomérats quartzitiques surmontés



par des siltites micacées et des schistes argilo-siltoux rouges à tâches vertes, avec un niveau terminal de schistes argileux rouges; (2) dolomites anisienno massives (250 m); (3) calcaires lités gris foncé à noirs représentant le Ladinien et le Carnien inférieur, avec bancs occidentaux siliceux et une intercalation de schistes marneux à encoïdes en base (250 m); (4) calcaires carnienno massifs, de teinte claire, avec un niveau de brèche calcaire en base, à matrice rouge (50—60 m); (5) „Keuper carpatique“ norien comportant des microconglomérats et des grès violacés et jaunâtres à sa partie inférieure, des schistes argileux rouge griotte et verdâtres à sa partie supérieure (100 m); (6) grès quartzitiques éoliasiques, jaunâtres ou verdâtres, reposant avec discontinuité lithologique évidente sur le „Keuper carpatique“ (100 m); (7) calcaires plienbachienno gris ou noirâtres, en partie spathiques et localement modulateux (quelques dizaines de mètres).

En comparant ces dépôts avec ceux de la nappe de Finiş, on remarque des affinités étroites de faciès entre plusieurs termes (Trias inférieur, Anisien, Ladinien-Carnien inférieur, Norien) mais aussi certaines différences notables, notamment: l'absence dans l'unité de Vâlani de dépôts carnienno à faciès détritico et de calcaires et schistes noirs rhétienno, de même que le développement du Lias inférieur sous un faciès détritico grossier, à l'opposé de la nappe de Finiş où l'Hotbangien-Sinemurien inférieur est représenté principalement par des schistes argilo-marneux avec intercalations subordonnées de grès.

La succession du Jurassico supérieur-Crétacé inférieur propre à l'unité de Vâlani compte les termes suivants: (8) calcaires gris à noirâtres représentant le Tithonico et éventuellement le Néocomien, en majorité pelsparites et pelmicrites, formant des bancs plus ou moins épais, à *Globochaete alpina* Lombard, *Crassicollaria* sp., *Calpionella alpina* Lorenz, nodosaridés, ostracodes, débris d'échinodermes, fragments de *Lamellaptychus*, coraux dans les niveaux plus grossiers (250 m); (9) calcaires barrémienno de teinte claire, massifs ou en gros bancs, à *Pachyodontes*, principalement micrites, pelmicrites et pelsparites riches en miliolides (150 m au moins); (10) dépôts détritico de l'Aptien et éventuellement de l'Albien représentés par des schistes marneux plus ou moins siliceux (Couches d'Eoleja), des siltites et des grès marneux, des grès quartzitico à ciment calcaire et des microconglomérats quartzitico (dans la partie sommitale), avec bancs intercalés de calcaires bioclastico gris ou noirs, souvent spathico, parfois bimaçellico.

Les calcaires tithonico de l'unité de Vâlani se distinguent en général de ceux de l'autochtone de Bihor par la présence de restes d'organismes pélagico et spécialement des calcaires tithonico autochtone qui se trouvent à proximité immédiate, notamment au nord-est du bassin de Roşia où la partie sommitale du Jurassico comporte exclusivement des micrites onkolithico à rares foraminifères bantico calcaires.

En échange, les terrains éocretacés de l'unité de Vâlani sont parfaitement comparables en ce qui concerne leur composition lithologique à ceux de l'autochtone de Bihor. Il y a toutefois une différence en ce qui concerne l'ordre de grandeur des épaisseurs, jusqu'à cinq fois moindre dans l'unité de Vâlani. Cette différence est due principalement à un développement bien plus réduit dans l'unité de Vâlani des calcaires aptienno.



À proximité immédiate, c'est-à-dire de l'autre côté du bassin de Roşia, à environ 3 km, les calcaires barrémiens de l'autochtone de Bihor atteignent 370 m d'épaisseur, les couches d'Ecleja — 100 m et les calcaires aptiens qui y forment une masse unitaire, plus de 300 m.

Les terrains néojurassiques et éocènes de l'unité de Vălanî constituent dans le défilé de Roşia-Căbeşti une succession inversée dont le terme le plus récent se superpose aux dolomies anisiennes du lambeau de Roşia-Sohodol (nappe de Finiş). Cette dernière unité structurale ne comporte que des terrains triasiques dont la succession est elle-aussi inversée. Aux dolomies anisiennes, et peut être aussi en partie ladinienues (200 m), succèdent des calcaires lités gris ou noirs à nombreux accidents siliceux (type Reifling) dans la partie moyenne de la succession (270 m). La base de ces calcaires comporte une intercalation de schistes marneux et marnocalcaires à faune ladinienne (daonelles comparables à celles décrites par Paola De Capoa Bonardi 1969, sous le nom de *Daonella cf. lenticularis* Gemmellaro). Le reste de la succession est datée comme carnienne par des ammonites (*Juvavites*) et des halobies (groupe de *H. chariyana*). Aux calcaires lités font suite un mince niveau dolomitique et des dépôts détritiques à faune carnienne (halobies, *Juvavites*, *Windthausenites*, *Protrachyceras*) représentés par des schistes argilo-marneux, des grès calcaires, des marnes et des marnocalcaires plus ou moins silteux avec quelques intercalations de calcaires noirs bioclastiques (200 m au moins).

Les puissantes déformations subies par l'ensemble charnié et qui ont amené l'unité inférieure (unité de Vălanî) au toit de l'unité supérieure (lambeau de Roşia-Sohodol) sont, en partie au moins, anté-sénoniques.

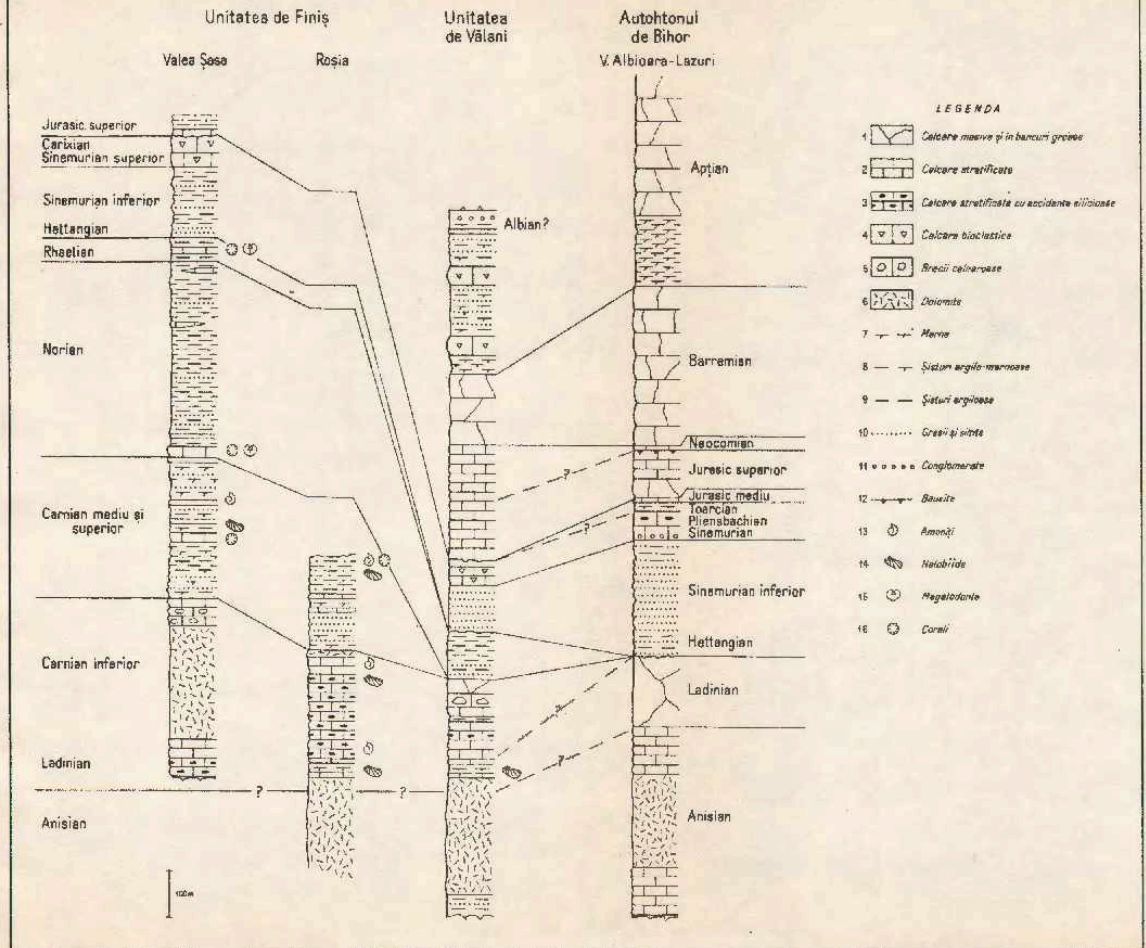
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonnes stratigraphiques révélant des corrélations entre les unités de Finiş et de Vălanî et de l'autochtone de Bihor.

1, calcaires massifs en banes épais ; 2, calcaires stratifiés ; 3, calcaires stratifiés à accidents siliceux ; 4, calcaires bioclastiques ; 5, brèches calcaires ; 6, dolomies ; 7, marnes ; 8, schistes argilo-marneux ; 9, schistes argileux ; 10, grès et siltites ; 11, conglomérats ; 12, bauxites ; 13, ammonites ; 14, halobiidés ; 15, mégalo-dontes ; 16, coraux.



COLOANE STRATIGRAFICE CORELATE DIN UNITĂȚILE DE FINIȘ ȘI VĂLANI ȘI DIN AUTOHTONUL DE BIHOR



**CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FORMAȚIUNII
VULCANOGEN-SEDIMENTARE PLEISTOCENE
DIN SUDUL MUNTILOR HARGHITA
ȘI NORD-ESTUL BAZINULUI BARAOLT¹**

DE

SERGIU PELTZ²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Pleistocene Volcano-Sedimentary Formation from the South Harghita Mountains and the North-Eastern Part of the Baraolt Basin. In the southern part of the Harghita Mts and the north-eastern part of the Baraolt Basin — a region located in the southern outermost part of the neozoic volcanic zone of the East Carpathians — a lithological complex built up of a rhythmical alternation of terrigenous and volcanogenous deposits is to be found. Minute lithological analysis of this complex and its comparison with similar situations of the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic ridge, as well as with those from other regions, led to the conclusion that the above complex may be assigned to a volcano-sedimentary formation. In the building up of the latter two series, each characterized by an association of pyroclastic rocks, sedimentary rocks and redeposited volcanoclastic andesitic products, have participated. Within the lower series sedimentary rocks predominate, whereas in the upper one — volcanic rocks; in its terminal part the lower series encompasses iron ore and diatomite accumulations, the latter presenting an economical interest. The Villafranchian age of the lower series is satisfactorily proved by paleontological data (remnants of mamifera and fossil plants); thus the Miocenic age of the upper series being inferred. The pointing out of the Pleistocene volcano-sedimentary formation in the southern part of the Harghita Mts, the disentanglement of its lithology and genesis contribute with new data to the elucidating of some major problems as regards the ages of the volcanic activity within this area, and its forms of manifestation.

¹ Comunicare în ședința din 6 martie 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



We will admit that the first volcanic phase has developed during the Pannonian synchronally with the volcanism of other regions from the Călimani-Harghita ridge. After a period of quietness having occurred by the end of the Pleistocene, the volcanism resumed in the Villafranchian, displaying a remarkably strong development up to the Pleistocene. If we consider the fact that over the territory of Transylvania there exist certain indications related to the culture of the middle palaeolithic age, we may accept that the paleolithic man has been an eye witness of these imposing volcanic manifestations.

1. Introducere

În ultimii ani tot mai mult se îndreaptă atenția cercetătorilor spre formațiunile vulcanogen-sedimentare. Aceasta, deoarece cunoașterea lor oferă posibilitatea de a se elucidă unele probleme privind formele de manifestare ale vulcanismului, stabilirea vârstei erupțiilor, a relațiilor dintre procesele sedimentare și cele vulcanice, a rolului materialului piroclastic în formarea sedimentelor, dar în mod deosebit la precizarea relațiilor dintre litogeneza vulcanogen-sedimentară și metalogeneză.

Formațiunile vulcanogen-sedimentare neozoice prezintă o largă dezvoltare pe teritoriul lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita. Pe harta geologică sc. 1 : 200.000 formațiunea pannoniană ocupă aproape jumătate din suprafața lanțului eruptiv, fiind mult mai extinsă în zonele periferice vestice și sudice. Formațiunea pleistocenă reprezentată prin depozite de lahar este figurată numai pe rama de nord-est a depresiunii Transilvaniei la limita cu masivul Călimani.

Cercetări geologice recente (Liteanu et al., 1962, Vasilescu, Givulescu, 1969), atestă cu date paleontologice vîrsta mai nouă decît Levantinul a complexului de depozite sedimentare și vulcanice din partea nord-estică a bazinului Baraolt și cea sudică a munților Harghita în regiunea Doboșeni-Filia-Bățani-Herculian (fig. 1).

Dacă admitem că în regiunea la care ne referim acest complex litologic reprezintă o formațiune vulcanogen-sedimentară, în acord cu datele paleontologice de care dispunem în prezent vîrsta acestuia este pleistocenă.

Elucidarea problemei privind existența unei formațiuni vulcanogen-sedimentare pleistocene în sudul munților Harghita, ne-a preocupat în mod deosebit. În vara anului 1969 cu prilejul unor cercetări întreprinse în regiune am obținut unele date care, împreună cu cele prezentate de



Liteanu et al., 1962, Drăgulescu³, Vasilescu⁴, Moțoi et al.⁵, Vasilescu, Givulescu, 1969, abestă prezența în regiune a formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene.

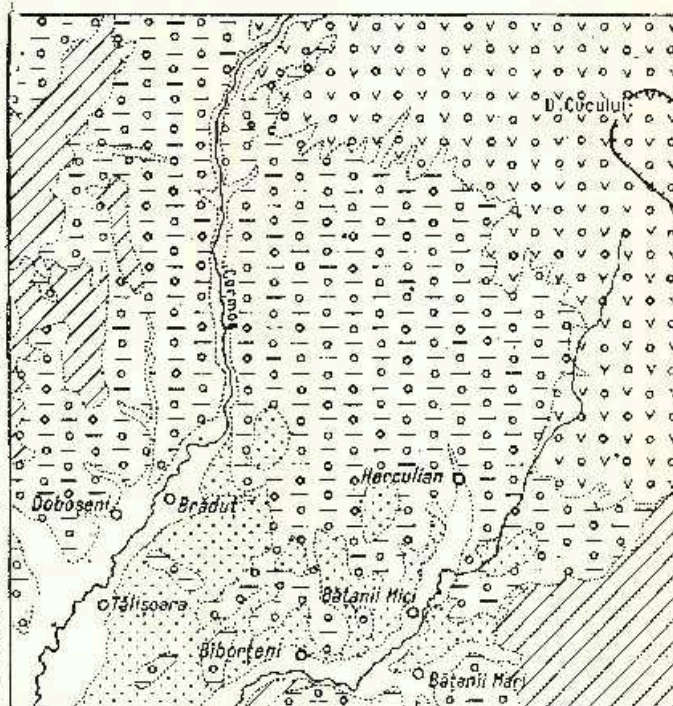
Este în intenția autorului de a face unele considerații privind litogeneza vulcanogen-sedimentară și vulcanismul cuaternar din teritoriu.

Fig. 1. — Răspândirea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene în regiunea Doboseni-Biborțeni-Herculian (după Harta geologică a R.S.R. sc. 1:200.000, completată de autor).

1. Holocen; 2. Pleistocen superior; 3. andezite și piroclastite andezitice; 4. formațiunea vulcanogen-sedimentară pleistocenă; 5. depozite ale fundamentului; 6. marginea craterului Cucu.

Distribution de la formation volcanogène-sédimentaire du Pléistocène dans la région de Doboseni-Biborțeni-Herculian (d'après la carte géologique de la R.S.R. échelle au 1/200.000, complétée par l'auteur).

1. Holocène; 2. Pléistocène supérieur; 3. andésites et pyroclastites andésitiques; 4. formation volcanogène-sédimentaire du Pléistocène; 5. dépôts du soubassement; 6. bord du cratère Cucu.



2. Istoricul cercetărilor

Regiunea la care ne referim cuprinde partea nord-estică a bazinului Baraolt la nord de localitățile Racoșul de Sus, Baraolt, Bălanii Mari și

³ Adela Drăgulescu. Studiul vulcanitelor neogene din valea Bradului și Tușnad. 1965. Arh. M.I.M.G., București.

⁴ Al. Vasilescu. Studiul eruptivului neogen din partea sudică a munților Harghita și Perșani. 1967. Arh. M.I.M.G., București.

⁵ Alexandra Moțoi, Gr. Moțoi, T. Urcan. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru minerale neferoase în munții Harghita de sud. 1967. Arh. M.I.M.G., București.

un sector din partea sudică a munților Harghita cuprins între văile Virghiș și Henculian (fig. 1). Fiind o regiune de contact între depozitele sedimentare și cele vulcanice a atras atenția multor cercetători care au urmărit, printre altele, și elucidarea vârstei produselor vulcanice.

Limitându-ne la cadrul strict al problemei pe care o examinăm, considerăm că în ceea ce privește stratigrafia bazinului Baraolt o contribuție deosebită au adus-o Liteanu et al., 1962. Depozitele au fost grupate în patru complexe litologice de vârstă: levantin-superioară (complexul cărbunos), villafranchiană (complexul marnos-nisipos), mindeliană (complexul argilo-nisipos), pleistocen-superioară (complexul psafitic-psamitic).

Din punct de vedere paleontologic în atribuirea complexului cărbunos Levantinului superior sînt în prezent și alte puncte de vedere. Astfel, Rădulescu et al., 1965, atribuie depozitele Villafranchianului inferior iar Alimen et al., 1968 susțin că lignitul de la Căpeni corespunde Pleistocenului vechi (Donau I).

O contribuție la cunoașterea litologiei depozitelor vulcanogene, a relațiilor acestora cu depozitele sedimentare, precum și a mineralizației de fier asociate au adus-o cercetările efectuate de Gheorghiu, 1956, Dragomir⁶, precum și cercetările cu foraje executate de I.F.L.G.S. Mai târziu, Drăgulescu⁷, Vasilescu⁸, Moțoi et al.,⁹, Vasilescu, Givulescu, 1969, aduc date noi în legătură cu litologia și vîrsta depozitelor. Toți autorii citați sînt unanimi în a recunoaște prezența unui complex vulcanogen-sedimentar în partea de sud a munților Harghita, la baza edificîului vulcanic. Acesta cuprinde produsele primelor momente de activitate vulcanică, considerate a se fi manifestat în Pliocenul terminal și în Pleistocenul inferior.

3. Caracterizarea generală a formațiunii

Referindu-se la litologia complexului marnos Liteanu et al., 1962 precizează că în partea de nord a bazinului Baraolt, acesta este constituit dintr-o alternanță de marnă și argile nisipoase care se îndințează cu un complex constituit din aglomerate, tufuri, diatomite, argile nisi-

⁶ N. Dragomir. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în regiunea Baraolt-Biborțeni, 1961. Arh. M.I.M.C., București.

⁷ *Op. cit.*, pct. 3.

⁸ *Op. cit.*, pct. 4.

⁹ *Op. cit.*, pct. 5.



poase, nisipuri. O serie de foraje executate în regiune au străbătut depozite avînd aceeași litologie. Unele dintre acestea au fost examinate de noi la magazia de probe a E.M. Căpeni¹⁰.

Coroborarea numeroaselor date oferite în special de foraje evidențiază litologia tipic vulcanogen-sedimentară a complexului marnos. Acesta este alcătuit în ansamblu dintr-o alternanță ritmică de depozite terigene și vulcanice. Componentul terigen reprezintă mai mult de 50% din grosimea coloanei. Componentul vulcanogen, exclusiv de natură andezitică, este reprezentat prin piroclastite grosiere sau fine, epiclastite și lave.

Depozitele vulcanogene de la periferia sudică a masivului Harghita, care stau peste depozitele complexului marnos, prezintă de asemenea o litologie vulcanogen-sedimentară caracteristică. Acest complex litologic a fost descris de cercetătorii anteriori sub denumirea de „complex vulcanogen-sedimentar“. El este constituit din roci piroclastice andezitice grosiere și fine în facies subacvatic și subaerian și din roci epiclastice andezitice care alternează între ele și subordonat cu lave precum și cu roci terigene.

Recunoaștem astfel o litologie similară complexului vulcanogen-sedimentar separat de Rădulescu et al., 1964 în munții Gurghiu, apoi și în alte regiuni din lanțul eruptiv.

Rezultă că în regiunea la care ne referim se află o formațiune vulcanogen-sedimentară cu o litologie deosebit de caracteristică.

Sistematizarea datelor de care dispunem ne permite să considerăm că la alcătuirea formațiunii participă două serii cu extindere regională. Ca și în cazul formațiunii vulcanogen-sedimentare pannoniene din partea de sud-vest a munților Gurghiu, (Peltz, Peltz, 1970), considerăm seriile complexe litologice constituite din variate tipuri de roci terigene, piroclastice și epiclastice. Seria inferioară corespunde „complexului marnos“ iar seria superioară corespunde „complexului vulcanogen-sedimentar“.

Considerăm că vîrsta villafranchiană a seriei inferioare este dovedită în mod satisfăcător cu date paleontologice de Liteanu et al., 1962, (*Archidiskodon meridionalis* Nestl, *Equus stenonis* Cocchi, *Dicorhinus etruscus* Falc., *Anancus arvernensis* Croiz. et Job.), Givulescu, 1969 (*Cercidiphyllum crenatum*, *Carpinus betulus*, *Quercus kubyii*, *Zelkova crenata*, etc.). De aici se poate admite vîrsta pleistocen-medie (Mindel inferior + mediu ?) a seriei superioare.

¹⁰ Exprimăm mulțumiri geologului Z. Kisgyörgy pentru prilejul pe care ni l-a oferit de a putea examina carotele.

În această accepțiune edificarea formațiunii s-a desfășurat în Villafranchian și partea inferioară a Mindelului.

Fundamentul formațiunii este constituit din depozitele complexului cărbunos precum și din cele ale flisului cretacic (în zonele periferice vestice și estice). În partea de nord-est a regiunii, piroclastitele seriei superioare sînt acoperite de vulcanitele cliniei sud-vestice a masivului Harghita și care constituie suprastructura acestuia. Ele provin din aparatele Luci, Cucu, Pilișca.

Precizarea cartografică a limitei între formațiunea vulcanogen-sedimentară pleistocenă și cea pannoniană la vest de valea Virghiș prezintă dificultăți în stadiul actual de cunoaștere a stratigrafiei depozitelor vulcanogene din sudul munților Harghita. În ceea ce privește limita estică, aceasta nu depășește cumpăna de ape între valea Baraolt și valea Oltului.

4. Litologia

La alcătuirea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene participă variate tipuri de roci sedimentare și vulcanice (tab. I). Frecvența participării acestora precum și relațiile între ele diferă la cele două serii. Astfel, în seria inferioară predomină rocile sedimentare iar în cea superioară rocile vulcanice.

TABELUL 1

Asociațiile elementare de roci ale formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene

Serie	Asociații de roci în ordinea frecvenței
II	aglomerat, brechie piroclastică, andezit; conglomerat vulcanic, aglomerat, nisip.
I	argilă nisipoasă, nisip, diatomit, aglomerat, conglomerat vulcanic, gresie vulcanică; marnă, aglomerat, conglomerat vulcanic.

Seria inferioară (I). Componentul terigen este constituit din marne, marne nisipoase, argile, argile nisipoase sau cărbunoase, uneori cu concrețiuni de siderit, nisipuri, pietrișuri, diatomite, cărbuni, jaspuri cărbunoase.



Marnele predomină în primele două treimi ale coloanei ; în treimea superioară ele alternează cu nisipuri, nisipuri argiloase, argile nisipoase și diatomite.

Prezența diatomitelor în porțiunea terminală a seriei inferioare poate fi considerată un reper lito-stratigrafic ce contribuie la delimitarea ei de seria următoare.

O altă caracteristică a porțiunii terminale este prezența nivelelor de nisipuri limonitice.

Dimensiunile stratelor sînt variabile fiind cuprinse între 0,5—5 m. Se observă o stratificație orizontală și ritmică ; în partea terminală a coloanei litologice apare stratificația încrucșată care reflectă condițiile de sedimentare într-un mediu agitat din apropierea țărului.

Componentul vulcanogen este constituit din conglomerate și microconglomerate cu liant nisipos, aglomerate și lave andezitice (andezite cu piroxen și hornblendă, andezite cu piroxen).

Unele foraje au interceptat lavele pe grosimi de zeci de metri. Astfel, forajul 25.962 Biborțeni a străbătut andezitul cu piroxen între adîncimile de 186—222 m, iar forajul 25.911 Henoulian l-a interceptat între 166—249 m.

Natura petrografică, faciesurile și granulometria depozitelor conferă vulcanismului care a participat la edificarea seriei inferioare un caracter andezitic, predominant exploziv ; acesta s-a desfășurat pe teritorii submersc și emerse, alternativ cu largi perioade de calm.

Grosimea seriei inferioare poate fi apreciată între 100—350 m.

Așa cum rezultă din analiza litologică a seriei inferioare, acumularea depozitelor s-a produs în zona marginală a bazinului Baraolt precum și pe uscat. Regimul de sedimentare s-a modificat în decursul Villafranchianului mai ales ca urmare a aportului de material vulcanic.

Depozitele s-au format din material provenit de la trei surse : distrugerea uscatului, activitatea vulcanică, activitatea biotică. Acesta s-a acumulat în proporții diferite în bazin și pe rama sa, rezultînd variate tipuri de roci terigene și vulcanogene.

Frecvența diferitelor tipuri de roci și relațiile între ele sînt ilustrate în figura 2 și în planșă.

În porțiunea sa terminală, seria inferioară cantonează acumulări de minereu de fier și de diatomit, acestea din urmă prezentînd importanță economică. Controlul litologic al metalogenezei este asigurat de complexul nisipo-argilos. Nisipurile și gresile limonitice (unecri cu concrețiuni de siderit), alternează cu nisipuri, argile nisipoase, diatomite limonitizate.



La Doboșeni și Hercudian se observă și stratele de limonit cu grosimi cuprinse între 0,3—1,2 m. Stratele de diatomit au grosimi cuprinse între 2—11 m și apar în alternanță cu nisipuri, piroclastite sau epiclastite andezitice.

De aici rezultă importanța părții terminale a seriei inferioare ca complex litologic reper în urmărirea acumulărilor de diatomit și de minereu de fier în bazinul Baraolt și sudul munților Harghita.

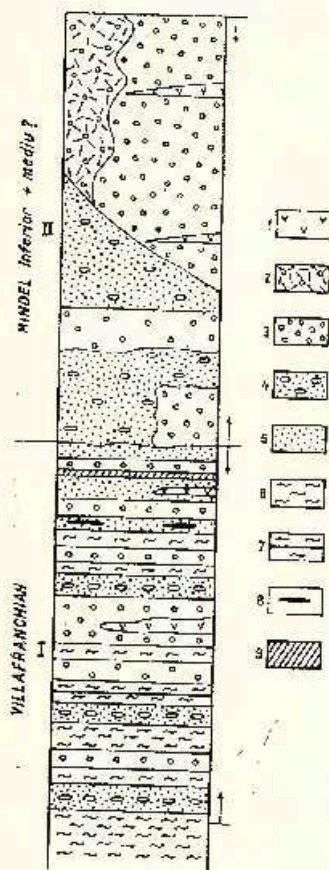


Fig. 2. — Coloană litologică sintetică în formațiunea vulcanogen-sedimentară pleistocenă din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt.

1, andezite ; 2, brecci și microbrecci piroclastice ; 3, aglomerate, microaglomerate, tufuri ; 4, epiclastite andezitice ; 5, nisipuri ; 6, marne ; 7, marne carbunose ; 8, siderit, limonit ; 9, diatomit.

Colonne lithologique synthétique dans la formation volcanogène-sédimentaire du Pléistocène du sud des Monts Harghita et du NE du bassin de Baraolt.

1, andésites ; 2, brèches et microbrèches pyroclastiques ; 3, agglomérats, microagglomérats, tufs ; 4, épicastites andésitiques ; 5, sables ; 6, marnes ; 7, marnes charbonneuses ; 8, sidérite, limonite ; 9, diatomite.

Seria superioară (II) este alcătuită predominant din roci andezitice piroclastice și epiclastice.

Participarea rocilor sedimentare este subordonată. Astfel, dacă apreciem grosimea depozitelor între 300—400 m, din care numai 10—15 m

revin argilelor nisipoase și nisipurilor, rezultă o participare de cea 40% a componentului terigen.

La partea inferioară a seriei predomină epiclastitele andezitice: conglomerate, microconglomerate, gresii, aleurolite. Suitele epiclastice se îndințează sau alternează cu aglomerate și microaglomerate.

Partea superioară a seriei este alcătuită predominant sau exclusiv din brezii și microbrezii piroclastice, aglomerate, microaglomerate și tufuni. În piroclastite se intercalează curgeri de andezite cu piroxenii și hornblendă și de andezite cu piroxenii.

Breziile și microbreziile piroclastice cu elemente de andezite piroxenice (valea Cormoș) sau de andezite cu hornblendă și piroxenii (valea Herculian) prezintă un liant microbrecios, compact, cărămițiu sau cenușiu. Abundă fragmentele angulare; urmează în ordine cele subangulare și subrotunjite.

Agglomeratele și microaglomeratele prezintă un liant dezvoltat, poros, tufaceu sau lapillic. Elementele constitutive cu dimensiuni cuprinse între 0,5—5 cm sînt subangulare sau subrotunjite. Compoziția petrografică corespunde andezitelor cu hornblendă și andezitelor cu hornblendă și piroxenii.

Tufurile apar destul de rar în alternanță cu celelalte piroclastite. Pe valea Cormoș am identificat un orizont de tufuni aglomeratice cu ponci albe și enclave de roci sedimentare.

Conglomeratele și microconglomeratele sînt alcătuite din galeți bine rulați sau subrotunjiți. Din punct de vedere al compoziției petrografice predomină andezitele cu hornblendă și piroxenii. Cimentul este de culoare cenușiu-gălbui, poros, friabil, complet bentonitizat. În special în sectorul Doboșeni am observat galeți înveliți cu o peliculă de limonit.

Gresiiile și nisipurile prezintă otoluri și texturi variate. În unele sectoare sînt carbunoase sau limonitice și cuprind tije de plante. Sînt constituite din fragmente andezitice, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, hornblendă, piroxenii, magnetit.

Acleași caractere prezintă rocile vulcanice din seria inferioară.

Din punct de vedere al compoziției petrografice menționăm că nu am întâlnit elemente de andezite cu biotit. Moțoi et al.¹¹ citează prezența biotitului în epiclastitele din sectorul Băjanii Mici-Herculian.

¹¹ Op. cit., pct. 5.

Se poate aprecia că seria superioară înglobează un volum important din produsele activității vulcanice desfășurată în Pleistocen în sudul munților Harghita.

Compoziția rocilor, faciesurile și granulometria acestora, evidențiază faptul că vulcanismul andezitic s-a desfășurat în prima jumătate a intervalului pe teritorii emerse și submerse în alternanță cu momente de calm. În această perioadă el pare să fi fost numai exploziv.

Momentele de activitate care au condus la acumularea depozitelor părții superioare a seriei aparțin unui vulcanism mixt, predominant exploziv; acesta s-a desfășurat pe teritorii emerse, probabil cu unele întreruperi la începutul intervalului.

Coloana litologică sintetică a formațiunii (fig. 2) precum și coloanele litologice din planșă ilustrează participarea diferitelor tipuri de roci la construcția seriei II, relațiile între ele și cu rocile seriei I.

În comparație cu litologia formațiunii vulcanogen-sedimentare panoniene, cea a formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene, în limitele regiunii la care ne referim, apare mai variată în domeniul componentului terigen. În schimb, rocile vulcanice sînt în exclusivitate de compoziție andezitică și mai puțin variate (tab. 2).

TABELUL 2

Comparație între caracterele litologice ale formațiunilor vulcanogen-sedimentare din lanțul eruptiv Cătinani-Gurghiu-Harghita

	Formațiunea vulcanogen-sedimentară panoniană	Formațiunea vulcanogen-sedimentară pleistocenă
Roci vulcanice masive	andezite, andezite bazaltice	andezite
Roci vulcanoclastice	clastolave; brezii și microbrezii piroclastice; aglomerate, microaglomerate, tufuri; aglomerate, microaglomerate, tufuri mixte.	brezii și microbrezii piroclastice; aglomerate, microaglomerate, tufuri.
Roci vulcanice epiclastice	conglomerate, microconglomerate, gresii, aleurolite.	conglomerate, microconglomerate, gresii, aleurolite.
Roci sedimentare	marne, marne nisipoase.	pietrișuri, nisipuri, marne, argile, cărbuni, diatomite.



5. Evoluția vulcanismului

Evidențierea litogenezei vulcanogen-sedimentare pleistocene în partea de sud a munților Harghita creează noi posibilități de elucidare a vârstei erupțiilor precum și a modului în care s-a desfășurat activitatea vulcanică în această regiune a lanțului eruptiv.

Pentru justa reconstituire a modului în care a evoluat vulcanismul în perioada sa de început se impune lămurirea următoarelor probleme :

A existat în regiune o activitate vulcanică anterioară Villafranchianului ? Ce semnificație prezintă rocile vulcanice identificate în complexul cărbunos de vîrstă levantin-superioară (L i t e a n u et al., 1962) sau villafranchian-inferioară (R ă d u l e s c u et al., 1965) ?

O serie de foraje executate în partea nordică a bazinului Baraolt la nord de localitățile Racoșul de sus, Baraolt, Buduș au interceptat în complexul cărbunos nivele de conglomerate andezitice, nisipuri cu elemente andezitice, aglomerate andezitice. Unele sînt situate, aproape de limita cu Cretacicul sau chiar la limita cu acesta, altele se dispun între stratele de cărbune.¹²

Ansamblul litologic al complexului cărbunos nu conferă acestuia un caracter vulcanogen-sedimentar, motiv pentru care nu a fost raportat formațiunii vulcanogen-sedimentare. Cert este că în intervalul de timp corespunzător formării acestuia, pe teritoriul masivului Harghita exista o catenă care a furnizat materialul vulcanic prezent în complexul cărbunos.

Creдем că edificiul nu era în activitate, deoarece materialul acumulat prezintă caracterul unui depozit epiclastic. La această interpretare ne conduc observațiile pe care le-am efectuat asupra carotelor, precum și descrierile coloanelor litologice ale forajelor.

Putem admite astfel că edificiul vulcanic care a fost supus eroziunii intense la sfîrșitul Pliocenului a fost activ, ca și altele din lanțul eruptiv, în Pannonian.

Faptul că în regiunea la care ne referim nu se află formațiunea vulcanogen-sedimentară pannoniană atît de bine reprezentată în alte zone din lanțul eruptiv Călimani-Harghita, poate fi explicat prin aceea că în Pannonian teritoriul bazinului Baraolt era o regiune emersă.

¹² Gh. Vasilescu, N. Cișmîgiu, Maria Pîrvu — I.F.L.G.S. Cercetări hidrogeologice executate în bazinul Baraolt în perioada 1957—1964. Arh. M.I.M.G.

În această accepțiune admitem că în infrastructura edificiului vulcanic al Harghitei de sud se află resturi ale vulcanilor panonieni.

După importanta perioadă de calm instaurată în regiune, ca și în celelalte secțoare din lanțul eruptiv, la sfârșitul Pliocenului (Rădulescu, 1968, Rădulescu, Peltz, 1970), activitatea eruptivă a fost reluată la începutul Pleistocenului. Vulcanismul s-a desfășurat în două etape diferite ca vîrstă și mod de manifestare (tab. 3).

TABELUL 3

Schema evoluției vulcanismului în partea de sud a munților Harghita

Pleistocen mediu terminal și superior	Compartiment strato-vulcanic	Vulcanism desfășurat în cadrul aparatelor Lucl, Cucu, Pilișca, Sf. Ana.	Activitate vulcanică mixtă predominant efuzivă, desfășurată pe teritorii emerse.
Pleistocen inferior și mediu	Compartiment vulcanogen-sedimentar	Vulcanism desfășurat pe teritoriul actualului masiv Harghita	Perioade de activitate mixtă predominant explozivă desfășurată pe teritorii submerse și emerse, în alternanță cu momente de calm vulcanic.
Pliocen terminal	Calm vulcanic; teritoriul vulcanic este parțial submers, materialul provenit prin eroziune și transport se interstratifică în depozitele „complexului carbunos”.		
Pannonian	Activitate vulcanică desfășurată sincron cu aceea din alte regiuni ale lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita.		

În ansamblu, vulcanismul andezitic pleistocen din teritoriu prezintă un caracter mixt, predominant exploziv în prima sa etapă și predominant efuziv în cea de a doua etapă.

Ca forme de manifestare în special vulcanismul din a doua etapă se concordează cu celelalte regiuni ale lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita.

6. Concluzii

În sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Baraolt se află un complex litologic constituit dintr-o alternanță ritmică de depozite terigone și vulcanogene. Analiza litologică detaliată a acestui complex și compararea cu situații asemănătoare din lanțul eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, precum și din alte regiuni, conduce la atribuirea sa unei formațiuni vulcanogen-sedimentare.



La alcătuirea formațiunii vulcanogen-sedimentare participă două serii caracterizate fiecare printr-o asociație de roci sedimentare, piroclastice și epiclastice andezitice. În seria inferioară predomină rocile sedimentare, iar în cea superioară rocile vulcanice.

Asociațiile elementare de roci identificate în ordinea frecvenței de la partea bazală către cea terminală a formațiunii, sînt următoarele: marnă, aglomerat andezitic, conglomerat andezitic; argilă nisipoasă, nisip, diatomit, aglomerat andezitic, conglomerat și gresie andezitică; conglomerat andezitic, aglomerat andezitic, nisip; aglomerat andezitic, brocie piroclastică andezitică, andezit.

În porțiunea sa terminală, seria inferioară cantonează acumulări de minereu de fier și de diatomit, acestea din urmă prezentînd importanță economică.

Vîrsta villafranchiană a seriei inferioare este dovedită în mod satisfăcător cu date paleontologice (resturi de mamifere și plante fosile); de aici se poate admite vîrsta mündelliană a seriei superioare care fiind predominant vulcanogenă, nu cuprinde resturi fosile.

Litogeneza vulcanogen-sedimentară s-a produs în zona marginală a bazinului Baraolt și pe uscatul Harghitei, materiakul provenind de la trei surse: distrugerea uscatului, activitatea vulcanică, activitatea biotică.

Evidențierea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene în sudul munților Harghita, descifrarea litologiei și genezei sale, contribuie cu date noi la elucidarea unor probleme privind vîrsta activității vulcanice din teritoriu și formele ei de manifestare.

Prezența depozitelor vulcanogene, foarte probabil epiclastice, în „complexul carbunos“ de vîrstă levantin-superioară sau villafranchian-inferioară, dovedește că a existat o activitate vulcanică și înaintea celei care a participat la edificarea formațiunii. Credem că această activitate s-a desfășurat în Pannonian, sinoron cu aceea din alte regiuni ale lanțului eruptiv. După o perioadă de calm instaurată la sfîrșitul Pliocenului, activitatea vulcanică reîncepe în Villafranchian, pentru a se desfășura cu o amploare remarcabilă pînă în Pleistocenul superior.

Vulcanismul andezitic pleistocen s-a manifestat în două etape în decursul cărora s-au edificat cele două compartimente structurale vizibile în sudul munților Harghita: compartimentul vulcanogen-sedimentar și compartimentul strato-vulcanic. În prima etapă vulcanismul a avut caracter mixt predominant exploziv și s-a desfășurat pe teritorii submerse și emerse; în a doua etapă a fost predominant efuziv, desfășurîndu-se pe teritorii emerse.



- Vasilescu Al., Mureșan M., Popescu Ileana, Săndulescu Jana, Popescu A., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la foaie Odorhei — Harta geologică a R.S.R., sc. 1:200.000, Inst. Geol., București.
- Găvulescu R. (1969) Contribuții la cunoașterea geologiei bazinului Baraolt. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/3 (1966—1967), București.
- * Vulkanoghenno-osadocinle i terrighenle formații (1963). *Izd. ak. nauk. SSSR*, Moskva.
- * Osadocinle i vulkanoghenne formații (1966). *Trudi VSEGEI* T. 128, Leningrad.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA FORMATION VOLCANOGENE SÉDIMENTAIRE D'ÂGE PLÉISTOCÈNE SITUÉE DANS LE S DES MONTS HARGHITA ET DANS LE NE DU BASSIN DE BARAOLT

(Résumé)

Dans le sud des Monts Harghita et dans le NE du bassin de Baraolt, territoire situé dans l'extrémité méridionale de la zone volcanique néozoïque des Carpates Orientales se trouve un complexe lithologique constitué d'une alternance rythmique de dépôts terrigènes et volcanogènes. L'analyse lithologique détaillée de ce complexe et sa comparaison avec des situations similaires de la chaîne éruptive de Călimani-Harghita, et d'autres régions volcaniques, nous portent à attribuer ce complexe à une formation volcanogène-sédimentaire. À la constitution de cette formation participent deux séries à développement régional, chacune caractérisée par une association de roches sédimentaires, pyroclastiques et épicroclastiques, andésitiques (fig. 2).

Dans la série inférieure (I) le composant terrigène représente plus de 50% de l'épaisseur de la colonne lithologique appréciée de 100 à 350 m. Celui-ci est formé de marnes, marnes sableuses, argiles, argiles sableuses ou charbonneuses, sables, graviers, diatomites, charbons. L'épaisseur des couches varie de 0,5 à 5 m. On observe une stratification horizontale et rythmique, et vers la partie terminale de la série, une stratification entrecroisée.

Le composant volcanogène est formé de conglomérats à liant sableux, d'agglomérats et de laves andésitiques (andésites à pyroxènes et hornblonde, andésites à pyroxènes).

Vers la partie terminale de la série inférieure sont cantonnées des accumulations de minéral de fer et de diatomites, ces dernières importantes au point de vue économique. Nous considérons que l'âge villafranchien de la série inférieure est prouvé de façon suffisante par des données paléontologiques (*Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Equus stenorhis* Cachi, *Dicerorhinus etruscus* Pale., *Ananacus arvernensis* Croiz. et Job., selon Litcanu et al., 1962; *Cercidiphyllum*



crenatum, *Carpinus betulus*, *Quercus kubinyi*, *Zelkova crenata*, selon Vasilescu, Givulescu, 1969). En conséquence, on peut admettre l'âge pléistocène moyen (Mindel inférieur + moyen ?) de la série supérieure.

La série supérieure (II) est constituée de manière prédominante par des roches andésitiques, pyroclastiques et épéclastiques ; elle est épaisse de 300 à 400 m. Vers la partie inférieure de la série prédominent des conglomérats, microconglomérats, grès et aleurolites andésitiques. La partie supérieure est formée de manière prédominante ou exclusive par des brèches et microbrèches pyroclastiques, agglomérats et tufs andésitiques (andésites à pyroxènes et de manière subordonnée andésites à pyroxène et hornblende).

La lithogénèse volcanogène-sédimentaire a eu lieu dans la zone marginale du bassin de Baraolt et sur la terre ferme d'Harghita le matériel provenant de trois sources : la destruction de la terre ferme, l'activité volcanique et l'activité biologique.

La mise en évidence de la formation volcanogène-sédimentaire pléistocène dans le sud des Monts Harghita et la mise au claire de sa lithologie et de sa genèse contribuent à élucider certains problèmes concernant l'âge de l'activité volcanique déroulée sur ce territoire et ses formes de manifestation.

La présence de certains dépôts volcanogènes andésitiques (pyroclastites et épéclastites) dans le complexe sédimentaire d'âge levantin supérieur voire même villafranchien inférieur, situé dans le soubassement de la formation, atteste que l'activité volcanique dans ce complexe a eu lieu avant l'activité volcanique qui a participé à l'édification de cette formation. Nous supposons que cette activité s'est déroulée au cours du Pannonien, qu'elle est synchronique à d'autres régions de la chaîne de Călimani-Gurghiu-Harghita.

Après une période calme installée à la fin du Pliocène, l'activité volcanique est reprise au cours du Villafranchien et se manifeste avec une ampleur remarquable jusqu'au Pléistocène supérieur.

Le volcanisme andésitique pléistocène s'est manifesté pendant deux étapes au cours desquelles se sont formés les deux compartiments structuraux visibles à présent dans le sud des Monts Harghita : le compartiment volcanogène-sédimentaire et le compartiment strato-volcanique.

Au cours de la première étape (Pléistocène inférieur et moyen ?), le volcanisme a été mixte, prédominant explosif et c'est manifesté, sur des territoires submergés et émergés, en alternance avec des moments de calme volcanique. Au cours de la seconde étape (Pléistocène moyen-terminal et supérieur), le volcanisme s'est manifesté sur des territoires émergés dans le cadre des appareils volcaniques de : Iuci, Cucu, Pilișca, Sf. Ana ; l'activité mixte a été prédominante explosive.

Les données présentées ci-dessus nous conduisent à admettre que nous avons des épreuves suffisantes qui attestent la manifestation du volcanisme pléistocène à l'intérieur des Carpates Orientales. Si nous tenons compte du fait que sur le territoire de la Transylvanie se trouvent des indices sûrs en ce qui concerne la culture du Paléolithique moyen, nous pourrions admettre que l'homme paléolithique a été témoin oculaire de ces grandioses manifestations volcaniques.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

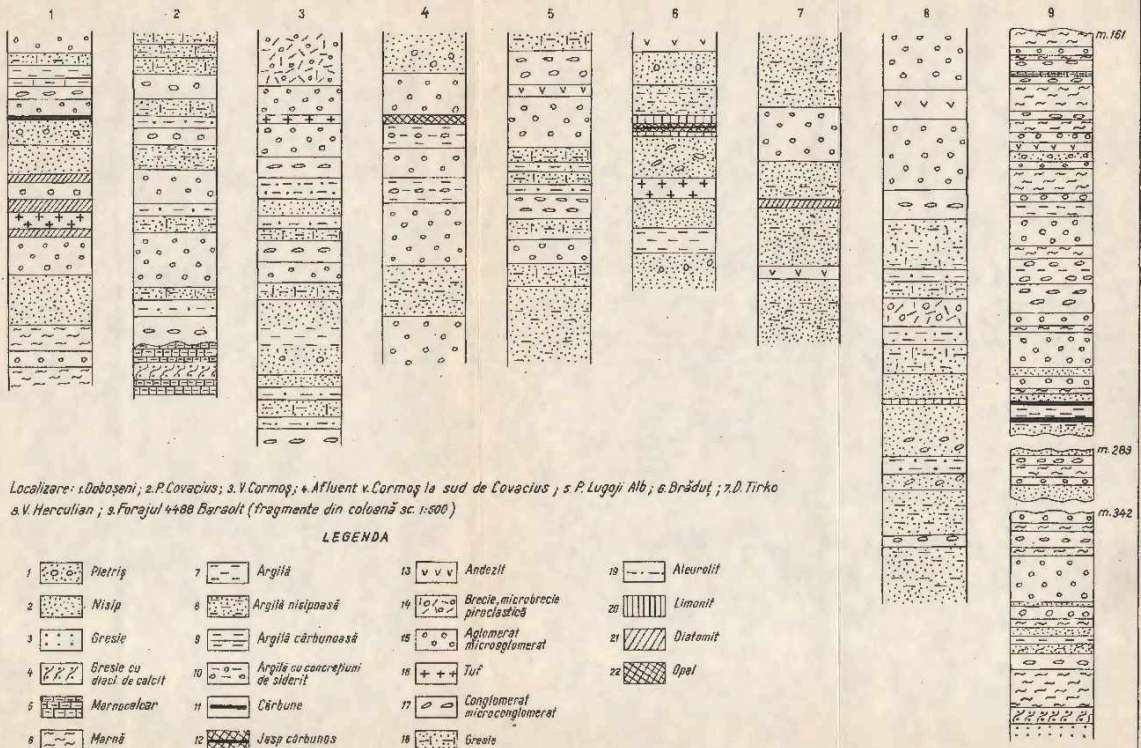
Colonne lithologiques dans la formation volcanogène-sédimentaire du Pléistocène.

1, graviers ; 2, sables ; 3, grès ; 4, grès avec diaclases de calcite ; 5, marno-calcaires ; 6, marne ; 7, argile ; 8, argile sableuse ; 9, argile charbonneuse ; 10, argile avec des concrétions de sidérite ; 11, charbon ; 12, jaspes charbonneux ; 13, andésite ; 14, brèche, microbrèche pyroclastique ; 15, agglomérat, microagglomérat ; 16, tuf ; 17, conglomérat, microconglomérat ; 18, grès ; 19, aléurolite ; 20, limonite ; 21, diatomite ; 22, opale.





COLOANE LITOLOGICE ÎN FORMAȚIUNEA VULCANOGEN-SEDIMENTARĂ PLEISTOCENĂ



Localizare: 1. Doboseni; 2. P. Covaciuc; 3. V. Cormoș; 4. Afluent v. Cormoș la sud de Covaciuc; 5. P. Lugoj Alb; 6. Brăduț; 7. D. Tirko; 8. V. Herculian; 9. Forajul 4+88 Beraalt (fragmente din coloană sc. 1:500)

**STRUCTURA GEOLOGICĂ A REGIUNII DINTRE VALEA TALEA
ȘI VALEA IALOMIȚA¹**

DR

MIHAI ȘTEFĂNESCU²

Abstract

Geological Structure of the Region between the Talea and Ialomița Valleys. The region dealt with in this paper is characterized by a great complexity both from the stratigraphical and tectonical points of view; this situation is resulting even from the summary enumeration of various formations included in structural units as follows: (1) the Slănic syncline is filled up with Mioocene deposits (Helvetian) under the molasse facies; (2) the Buciumeni syncline comprises both Senonian pelagic deposits (Plaiu marls, Gura Băliei marls) and Paleocene-Eocene ones under the flysch facies (Șotrile facies); (3) Ceahlău Nappe: a, Comarnic digitation is built up of Podu Vîrtos beds (Lower Gargasian-Albian flysch), Dumbrăvioara series (Vraconian-Upper Turoonian) with two levels of sedimentary breccias presenting diapirism phenomena which sometimes turn into actual diapirs, Senonian pelagic (Plaiu marls and Gura Băliei marls); b, Măgura digitation is represented by Sinaia beds and Comarnic beds (Hauterivian-Barremian schistous flysch with breccias), Vîrtul Rădăcinii beds (Bedoulian schistous flysch), Piscu cu Brazi beds (Gargasian-Clansaysian gritty-marly flysch), Colțul Brății conglomerates (Albian), Dumbrăvioara series lacking supplementary breccias, Plaiu marls and Gura Băliei marls (pelagic Senonian), Șotrile facies (particularly under the flysch facies). The tectonic movements which led to the present-day structural aspect of the region have succeeded in several phases among which only the most important will be mentioned: the first important movements have occurred subsequently to the Bedoulian, and as a result have generated the differentiation of the Gargasian-Clansaysian facies. Another stage took place by the end of the Albian, and its two echoes caused the deposition of breccias of the Dumbrăvioara series. The following phase of movements took place before the Senonian. During this time interval the overthrust relationships between

¹ Comunicare în ședința din 24 aprilie 1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, nr. 55, București.

the two digitations have been established in the first stage. Subsequently internal parts of the mass of the Măgura digitation were again involved into overthrust movements, which determined the progress of the former, sometimes even over the Cornarnic digitation. These masses pertaining to a previously consolidated structure, and which have been involved in movements, were denominated "inco-digitations". Their resumption occurred during the Upper Oligocene. The most recent movements of this region are the Posthelvetian ones. They have caused transversal ruptures along old structures.

I. INTRODUCERE

Datele ce vor fi expuse în lucrarea de față reprezintă rezultatele cercetărilor de detaliu efectuate cu scopul de a se ajunge la o rezolvare cât mai apropiată de realitate a structurii acestei regiuni, în vederea corelării marilor unități tectonice din sectorul moldav al Carpaților Orientali cu cele de la curbura acestora.

Încă de la primele cercetări s-a putut constata că regiunea prezintă un grad de complexitate mult sporit față de datele preexistente. Prezența unui mare număr de formațiuni cu schimbări laterale de facies, precum și intensitatea gradului de tectonizare fac ca această regiune să fie una din cele mai pasionante dar și dificile porțiuni ale zonei flișului cretacic.

Complexitatea regiunii a determinat pe autor să carteze foarte detaliat aproape toate profilele posibile. Cu toată insistența depusă, există însă unele porțiuni în care gradul de deschidere insuficient nu a permis observarea directă, în teren a raporturilor dintre formațiuni. În aceste cazuri, la interpretare s-a recurs la soluții care să fie conforme cu stilul restului regiunii, evitându-se astfel adoptarea unor soluții aparte tocmai în porțiunile insuficient observabile.

Pentru a ilustra cât mai clar posibil stilul tectonic ca și gradul mare de accidentare al formațiunilor am eliminat din harta anexată toate depozitele cuaternare, care maschează (în special prin pormituri) o bună parte din suprafața cercetată.

II. ISTORIC

Dificultățile întâmpinate în rezolvarea regiunii s-au manifestat de-a lungul anilor și s-au reflectat în lucrările antecercetătorilor, care au adoptat cele mai variate soluții de la structurile normale pînă la cele în pînze de șariaj.



Publicarea rezultatelor cercetărilor geologice efectuate în regiunea de curbură a Carpaților, a început încă de la sfârșitul secolului XIX și începutul secolului XX și se datorește următorilor autori: Paul (1883), Popovici-Hatzeg (1898), Mrazec, Teissseyre (1907), Popescu-Voitești (1914), Mrazec, Popescu-Voitești (1912). Aceste lucrări au furnizat primele date privind regiunea în discuție. În plus autorii lor au întrebuințat o serie de denumiri geografice pentru diferitele pachete de roci întâlnite, denumiri dintre care unele au rămas până astăzi în literatura geologică, cum ar fi: „strate de Sinaia” (Teissseyre, 1905 — fide Cernea, 1958) și „strate de Comarnic” (Mrazec, Popescu-Voitești, 1912).

Primele lucrări moderne din această regiune se datoresc lui Murgeanu. În lucrările din anii 1926—1927, autorul separă următoarele formațiuni în flișul cretacic din regiunea Pietroșița-Runcu: stratele de Sinaia (Valanginian-IIauterivian), stratele de Comarnic (Barremian-Bedoulian), orizontul grezos al Apțianului și marne roșii aparținând Senonianului. Vârsta bedouliană a părții superioare a stratelor de Comarnic este susținută pe baza formei de *Nechibolites clava* Stol., recoltată pe valea Rușetului.

Peste extremitatea estică a perimetrului cartat de noi se suprapune și o porțiune din harta lucrării de teză a lui Murgeanu (1934). În această lucrare stratele de Comarnic sînt divizate în două orizonturi dintre care cel superior se caracterizează prin prezența orbitolinelor. Autorul mai remarcă existența a două faciesuri ale Vraconianului, care la W de valea Prahovei corespund în parte celor două faciesuri pe care noi le-am separat la nivelul Apțianului. De remarcăm faptul că autorul tratează limita dintre stratele de Comarnic și Apțianul de la S de ele ca un contact tectonic, situație pentru care noi am adus argumente suplimentare.

În anii 1951³—1952⁴, două rapoarte succesive ale lui Moțaș descriau geologia regiunii Bezdead-Fieni-Rîul Alb-Bărbulețu. Autorul susține poziția discordantă a marnelor roșii de Gura Beliei peste formațiunile mai vechi, care sînt incluse în bloc la Apțian-Cenomaniian. La partea mediană a Eocenului în facies de Șotrile este separat un pachet marnos sub numele de „orizontul de Crevedia”. De asemenea sînt men-

³ I. Moțaș. Regiunea Fieni-Rîul Alb-Bărbulețu, 1951. Arch. Inst. Geol., București.

⁴ I. Moțaș. Raport asupra cercetărilor din regiunea Bezdead-Fieni-Rîul Alb-Bărbulețu, 1952. Arch. Inst. Geol., București.

ționate în text și intercalațiile de argile roșii din acest facies, dar ele nu au fost cartografiate. În raportul din 1951, autorul trasează un accident tectonic pe flancul nordic al sinclinalului valea Leurzei-Gura Bărbulețului, la care însă renunță în anul următor.

Cercetările minuțioase efectuate de către Popescu în bazinele văilor Dumbrăvioara, Tîrșa, Talca, Sarului, Bătrînoarei și Doftana, i-au furnizat argumente pentru separarea unei serii net diferite din punct de vedere litologic de toate celelalte formațiuni din regiunile amintite. Complexul de roci separat a fost descris (1954) sub numele de „seria de Dumbrăvioara” și atribuit Albianului superior-Vraconianului. Ulterior această serie s-a dovedit foarte utilă pentru descifrarea stratigrafiei flășului cretacic din regiunea de curbură a Carpaților.

Murgeanu, Patrulius și echipa execută în anul 1958⁵ cartări pentru redactarea foii Cîmpulung-Muscel a hărții geologice 1 : 100.000. Cu această ocazie autorii descoperă pe unele profile un pachet de trecene de la stratele de Comanic la complexul grezos, pachet format din șisturi marmoase moi, gresii moi foarte subțiri și foarte rare ce sînt însoțite de siderite în strate subțiri și dese. În complexul grezos semnalează existența unor pachete de conglomerate diferite ca alcătuire litologică și care au o dezvoltare lenticulară. De asemenea, remarcă faptul că Aptianul superior-Albianul inferior, grezos este înlocuit spre W de valea Leurzei printr-o serie mărunț stratificată, de marne grezoase, fine, canușii, kalki și gresii subțiri, uneori curbicorticale. Tot la Aptian sînt incluse și „lentilele de conglomerate ce se găsesc eșalonate între valea Ialomiței și valea Bizidicului” (inclusiv cele de la Colții Brății). Spre deosebire de Popescu autorii consideră seria de Dumbrăvioara de vîrstă vraconian-turoniană.

Din punct de vedere structural se remarcă pe harta anexată raportului accidentele tectonice figurate la N de sinclinalul de Slănic, accidente care sînt considerate ca falii de încălecare spre S, cu dezvoltare în relief.

Murgeanu, Patrulius (1959) publică o notă privind geologia părții de N a bazinului văii Doftana. În cadrul acestei regiuni ei separă pentru prima dată la partea superioară a stratelor de Sinaia un orizont cu breccii ce conțin *Lamellaptychus angulocostatus*.

În lucrarea de sinteză asupra Carpaților Orientali, Bănciță (1958) susține prelungirea tuturor unităților tectonice existente în sectorul moi-

⁵ G. Murgeanu, D. Patrulius și echipa. Cartări geologice pentru foia Cîmpulung. 1958. Arh. Inst. Geol., București

dav al Carpaților și în regiunea de la vest de valea Pruhova. Astfel, consideră că linia Lutu Roșu se prelungește la vest de valea Talea pe la est și sud de aparițiile de strate de Sinaia. Menționăm că pe unele porțiuni acest traseu corespunde cu linia tectonică din fața a ceea ce vom denumi digitația de Măgura, linia din fața unității de Ceahlău (= unitatea vest internă) rămânând sub depozitele senoniene ce participă la alcătuirea sinclinalului de Buciumeni.

Ghidul excursiilor din cadrul Congresului V Carpato-Balcanic (1961) menține pentru regiunea cercetată de noi anul acesta, toate rezultatele obținute de către autorii sus menționați, mai puțin prezența accidentelor tectonice (indiferent de amploare) pe marginea de N a sinclinalului de Slănic.

În anul 1962, Murgescu et al. separă în marnele de Gura Beliei trei orizonturi, după cum urmează: orizontul marnelor roșii inferioare (Maestrichtian inferior), orizontul marnelor vâgato (Maestrichtian superior-Danian) și orizontul marnelor roșii superioare (Paleocen), orizonturi pe care noi nu le-am putut urmări în regiunea cercetată.

O echipă a Întreprinderii de Prospekțiuni și Laboratoare execută prospekțiuni pentru hidrocarburi într-o regiune cuprinsă între valea Vărbilăului și valea Dimbovița (1964)⁶. Această regiune întinsă se suprapune și peste perimetrul cercetat de noi. În raportul acestei echipe se semnalează un pachet de fliș marnos la partea superioară a „complexului de fliș grezos” pachet din care autorii citează un exemplar de *Puzosia* aff. *ortosulcata* (Sharp). Acest pachet va fi descris în lucrarea de față sub numele de „strate de Podu Vîntos” și considerat un facies lateral-extern al flișului grezos. Pe harta anexată raportului aparițiile de Cretacic superior de pe flancul sudic al anticlinalului Pietrșoșita sînt considerate ca stînd discordant peste depozitele eocretacice și prinse în sinclinale pensate neafectate de accidente tectonice.

Un an mai tîrziu o echipă a Ministerului Petrolului întreprinde cercetări cu caracter de recunoaștere în regiunea dintre valea Doftanei și valea Dimboviței. Autorii raportului, Albu et al. (1965)⁷ trasează un

⁶ M. Ștefănescu, Cecilia Butnăreanu, Marina Zamfirescu, V. Matei, E. Avram. Prospekțiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flișului cretacic-paleogen dintre valea Buzăului și valea Dimbovița. 1964. Arh. Inst. Geol., București.

⁷ Șt. Albu, Elena Albu, P. Cucu. Raport final asupra cercetărilor geologice în regiunea Teșila-Brebu-Moroeni-Pucioasa. 1966. Arh. M. P., București.

accident tectonic pe flancul sudic al anticlinalului Pietroșița (la limita stratelor de Comanic cu „seria ruginie“, apțiană de la sud.

Ștefănescu et al. (1965) denumesc „strate de Podu Vîrtos“, pachetul de flîș, ce aflorăază pe valea Prahovei între fabrica de ciment de la Comanic și pînă în aval de valea Bătrînoarei. Din aceste strate autorii citează : *Acanthohoplites nolani* Scuncks, *A. nolani crasa* Sinz., *A. sp. aff. A. laticostatus* Sinz., *Puzosia ortocostata* (Sharp.), faună ce dovedește vîrsta apțian superioară-albian inferioară a stratelor în discuție.

Recent Ștefănescu (1967) pe baza unor considerații litofaciale susține că linia Bratocea se continuă pînă în valea Ialomiței la interiorul stratelor de Podu Vîrtos. De asemenea, admite că linia de încălecare a pînzii de Ceablău peste cea de Teleajen se continuă și ea, dar datorită faptului că nu a mai fost reluată în lăze mai noi de cutare, ea a rămas ascunsă sub depozitele post-senoniene.

Dacă pentru depozitele cretacee informațiile micropaleontologice sînt cu totul sporadice, în schimb pentru depozitele paleogene dispunem de un studiu micropaleontologic complet făcut de către Bratu în 1966⁸, asupra Eocenului în facies de Șotrile. Pe baza microfaunei studiate autoarea atribuie orizonturile deja menționate în faciesul de Șotrile, următoarelor vîrste : „orizontul argilelor vișinii cu intercalații de gresii“ — Paleocen mediu și superior, „orizontul argilelor cenușii și verzii cu intercalații de gresii“ — Ypresian, „orizontul marelor calcareoase de Crevedia“ și „orizontul argilelor vișinii și cenușii“ — Lutetian, orizontul șisturilor cenușii și argilelor verzii cu intercalații de gresii — Priabonian.

III. STRATIGRAFIE

1. *Strate de Sînaia*

Dintre orizonturile separate de Murgescu et al. (1959) în stratele de Sînaia, în cadrul perimetrului cercetat nu apare decît cel mai nou și anume : orizontul cu brecii. Acesta este alcătuit dintr-o alternanță ritmică de marne cenușii, uneori albicioase, gresii subțiri, calcareoase, cu textură laminară, marnocalcane ce au o culoare alb-intensă. Acestor roci li se adaugă brecii formate aproape exclusiv din șisturi cristaline epizodiale de tip Leaota.

⁸ Elena Bratu. Studiul depozitelor eocene în facies de Șotrile dintre Ialomița și Teleajen. 1966. Arh. Inst. Geol., București.

Vârsta acestui orizont a fost considerată de toți cercetătorii ca fiind hauteriviană, pe baza numeroaselor exemplare de *Lamellaptychus angulocostatus* P a t e r s., ce se întâlnesc în special pe fața inferioară a brechiilor. În 1964 A v r a m, M a t e i citează însă amoniți barremieni (*Barremites subdificilis*, *Euphyloceras tethys*) din ceea ce ei denumesc în bazinul văii Doftanei : orizontul marnos cu brecii. Recent A v r a m a susținut o comunicare în care aduce noi dovezi paleontologice care atestă prezența Barremianului în orizontul superior al stratelor de Sinaia de pe versantul estic al munților Băiu. Autorul ajunge însă la concluzia că orizontul în discuție este heterocron el fiind de vîrstă hauteriviană în bazinul văii Prahova și de vîrstă barremiană în bazinul văii Doftana.

Lipsa unor argumente paleontologice care să indice clar numai Hauterivianul (*L. angulocostatus* apare și în Barremian) ne-a determinat să considerăm însă că și în perimetrul cercetat orizontul cu brecii aparține Barremianului, dar nu am exclus însă nici posibilitatea existenței unei părți a Hauterivianului în același pachet.

2. Strate de Comarnic

Încep printr-un pachet de marne calcaroase, plăcoase, cenușii sau cafenii la alterație, peste care urmează marne calcaroase, marnocalcare albe sau cafenii, marne cenușii talicioase, gresii calcaroase, dure, ce adesea se desfac în plăcuțe subțiri și calcarenite gălbui. Între aceste roci se intercalează brecii groase alcătuite din elemente de calcare jurasice și neocomiene de culoare gălbui, calcare verzi, șisturi cristaline epizonale și mai rar fragmente de cuarț.

Rocile descrise pînă acum formează pachete foarte caracteristice, care nu pot fi confundate cu alte complexe din aceeași regiune. Pe baza numeroaselor forme fosile pe care le conțin și față de care noi cităm în plus *Lamellaptychus angulocostatus* P e t e r s., vîrsta stratelor de Comarnic este admisă de toți cercetătorii începînd de la M u r g e a n u, ca fiind barremian-bedouliană. De menționat însă că nici una din formele citate de diverși autori nu reprezintă baza extremă a Barremianului, astfel încît prezența acestuia și mai jos de limita strate de Comarnic-strate de Sinaia este perfect posibilă. În ceea ce privește partea bedouliană a stratelor de Comarnic ea a fost, așa cum vom vedea mai departe, separată cartografic ca un pachet de sine stătător. Din această cauză stratele de Comarnic, în sensul exact al termenului, aparțin după părerea noastră numai Barremianului.

De *Rehobolites*
clasa a fost reiect
în calcarenite
nu din p. marn
Be Anlice

3. Stratele de vârful Rădăcinii

Sub acest nume vom descrie un pachet de roci ce au fost considerate pînă acum ca aparținînd stratelor de Comarnic.

Stratele de vârful Rădăcinii sînt alcătuite din următoarele roci : marne cenușii, uneori silitice, altele mai argiloase cînd capătă și o culoare verzuiie ; marne sideritice stratiforme, ce devin ruginii la alterație ; gresii subțiri, dure, cu muchii micacee, cenușii și brocii formate din calcare albe și rare fragmente de șisturi cristaline. Liantul elementelor din brocii se alterează foarte adesea și capătă o culoare roșie, caracteristică, ce le deosebește de calcăruditele și calcarenitele stratelor de Comarnic.

Această asociație litologică a fost observată clar prima dată pe interfluviul dintre valea Prahovei și valea Boliei imediat la N de vârful Rădăcinii. Tot din această zonă, situată în afara perimetrului cercetat, am colectat și o faună destul de prost conservată din care cităm un exemplar de *Pseudohaploceras*.

Atît forma citată cît și poziția geometrică superioară a stratelor de Comarnic pledează în favoarea unei vîrste bedouliene pentru stratele de vârful Rădăcinii.

Indivizualitatea litologică și poziția geometrică bine stabilită fac din acest pachet un reper cartografic valoros pentru regiunea de care ne ocupăm, fapt care justifică separarea sa sub un nume aparte.

4. Stratele de Piscu cu Brazi (Murgeanu, Patrușiuș, fide Băncilă — 1958)

Elementul litologic predominant și totodată caracteristic al acestei serii îl constituie gresiile. Ele sînt alcătuite din granule de cuarț, de obicei colțuroase, granule de șisturi cristaline, și rare fragmente de calcar, toate prinse într-un ciment de natură calcaroasă. Pe fețele de stratificații apare uneori multă mică precum și frecvent resturi de plante încarbonizate. Gresiile au grosimi de la cîtiva centimetri (cînd au o structură diagonală sau paralelă) pînă la bancuri de aproximativ 1 m grosime (cînd sînt masive și numai spre partea superioară prezintă o laminație paralelă). Pe fețele inferioare gresiile sînt ornate cu numeroase mezanoglife și mai rar bioglife. Culoarea în spărtură proaspătă este cenușie, albicioasă sau albăstruiie. La alterație gresiile capătă o culoare galben-ruginie, caracteristică. Unde gresii mai calcaroase conțin numeroase exemplare de *Orbitolina* de tipul *conoidea* și *discoidea*.



Gresiile sînt separate între ele prin intercalații de marne și argile cenușii, a căror grosime este aproape egală cu cea a gresiilor în secvențele mai ritmice și care se reduce la dimensiunile unor jointuri, atunci cînd gresiile sînt foarte groase. Uneori marnele devin sideritice prin alterație.

Din aceste depozite am colectat cîteva fragmente de amoniți care însă nu au putut fi determinate nici măcar generic. Vîrsta lor o considerăm însă aptiană pe baza orbitolinelor ce le conțin. Cum însă stratele de Piscu cu Brazi repauzează peste stratele de Vîrful Rădăcinii, vîrsta lor trebuie restrînsă la Gargasian-Clansaysian.

4. Stratele de Podu Vîrtos

Sînt bine dezvoltate pe un afluent stîng al văii Bizdideului (pe care îl vom numi Valea Fără Nume) și pe valea Țița. În restul perimetrului apar numai ca fișii a căror lățime nu depășește cîteva zeci de metri, cum ar fi: valea Dumbrăvioarei, valea Coporodului și valea Lurzii.

Stratele de Podu Vîrtos sînt alcătuite din: gresii subțiri și medii, fin micacee, cu textură oblică pînă la slab curbicorticală, cenușii și verzui, uneori moi, siltitice; pelite cenușii, cu lamine negre, verzui, ce devin albicioase la alterație; mamocalcare sideritice albicioase, dure, puternic ruginii cînd sînt alterate, stratiforme sau mai rar lenticulare.

Sub acest nume Ștefănescu et al. (1965) au descris o stivă de depozite diferită din punct de vedere litologic de celelalte fațesuri ale Aptianului. De asemenea, autorii, în funcție de amoniți pe care i-au colectat: *Acanthohoplites nolani* Seunes și *Puzosia ortosulcata* (Sharpe), atribuie aceste strate Aptianului superior-Albianului inferior. Recent Patrulius et al. (1968) bazat pe amoniți colectați de C. Vinogradov din bazinul văii Prahova, coboară vîrsta stratelor în discuție pînă în Gargasian și renunță la prezența Albianului inferior.

De pe Valea Fără Nume și din bazinul inferior al văii Țița am recoltat mai multe exemplare de amoniți destul de bine conservați, din care cităm pe *Acanthohoplites laticostatus* Sinz. Forma atestă prezența Clansaysianului în depozitele de pe Valea Fără Nume. Neavînd însă nici un argument care să infirmе prezența fie a Gargasianului fie a Albianului inferior vom atribui stratelor de Podu Vîrtos o vîrstă de la Aptianul mediu pînă în Albianul inferior.

6. Conglomeratele de Colțu Brății (Conglomerate „de tip” Colțu Brății — Murgeanu et al., 1958)⁹

Între bazinul văii Coporodului și vârful Brății, însoțind faciesul intern al Gargasian-Clansaysianului se dezvoltă lenticular (la scară mare) o stivă de depozite detritice, grosiere pe care le vom denumi conglomerate de Colțu Brății.

Aceste depozite sînt alcătuite din grosii masive, micacee, moi, ce conțin lentile sau se intercalează unor straturi groase de conglomerate haotice. La rîndul lor conglomeratele sînt formate din elemente foarte diferite ca dimensiuni, în general rotunjite, de: șisturi cristaline, rare cuarțuri, calcare gălbui jurasice și calcare albe, uneori roșcate, ce conțin pahiodonte cu ochilie grosă, amintindu-le pe cele din Urgonian. Elementele sînt prinse într-o matrice grezoasă.

Acest pachet de conglomerate și gresii repauzează pe diverși termeni ai Aptianului mediu-superior. În valea Leurzei se poate observa cum conglomeratele de Colțu Brății s-au depus într-un canal de eroziune săpat în depozitele subiacente, astfel încît poziția lor discordantă apare destul de clar.

Aproape în toate profilurile în care au fost observate, ele suportă diferiți termeni ai seriei de Dumbrăvioara, de la marnelle siltitice, micacee din bază, pînă la marnelle negricioase dinspre partea superioară a aceleiași serii.

Deci este evident că pachetul de roci în discuție este cuprins între două discordanțe, fiind limitat atît în culcuș cît și în acoperiș de formațiuni a căror vîrstă este bine precizată, respectiv Aptian mediu-superior și Vraconian superior-Turonian. Înseamnă că pentru conglomeratele de Colțu Brății rămîne ca interval stratigrafic Albianul și Vraconianul inferior. Întrucît în acest interval, depozite conglomeratice sînt cunoscute deja în Albian, din regiunile mai întinse, am atribuit și noi conglomeratele de Colțu Brății tot Albianului.

7. Seria de Dumbrăvioara

Atît peste cele două faciesuri ale Aptianului cît și peste conglomeratele de Colțu Brății se dispune discordant o serie predominant marnoasă ce se dezvoltă în special în bazinul văii Dumbrăvioara și în porțiunea dintre valea Coporodului și valea Ialomiței.

⁹ G. Murgeanu, D. Patrușiuș și echipa. Cercetări geologice pentru foaia Cîmpulung, 1958. Ark. Inst. Geol., București.

Sarăa începe printr-un pachet de silite micacee, lipsite de stratificație, uneori cu lentile de marnocalcare sideritice. În aceste marnе, către partea lor bazală apar conglomerate-brecii cu dezvoltare lenticulară. Acestea sînt formate în special din clemente de calcare albe, urgoniene, de obicei angulare (din care cauză roca are uneori aspectul unei brecii), elemente de șisturi cristaline și cuarț, subordonat. În stîncile de la sud de Colțu Brății, peste conglomeratele albiene, poligene, urmează silite cenușii pe o grosime ce variază de la 10 cm la 1 m și apoi conglomeratele-brecie în discuție. Relațiile observabile aci ilustrează cît se poate de convingător că conglomeratele brecie țin de ciclul de sedimentare al seriei de Dumbrăvioara și nu de cel al conglomeratelor de Colțu Brății, cu care de altfel nici nu se pot confunda litologic.

Peste silitele cenușii urmează în continuare marnе siltite cenușii, pătate cu verde, tot lipsite de stratificație, dar mai compacte, cu zone mai calcaroase lenticulare, fosilifere către părțile mai înalte. În intervalul acestui pachet se întîlnesc pe unele profile (valea Leurzei și afluenții ei, viroage afluențe stînga ale văii Bîzdîcului la S de Valea Fără Nume, versantul drept al văii Dumbrăvioara), elemente sau chiar pachete întregi de depozite aptiene (medii-superioare) în facies intern (fliș grezos cu gresii groase sau mai ritmic cu calcaronite).

Peste aceste depozite haotice pelitele devin din ce în ce mai calcaroase, astfel încît trec la adevărate marnе sau chiar marnе calcaroase, de culoare cenușie, alb-cenușie, uneori pătată cu verde și negru.

Urmează un pachet care nu depășește 3 m grosime (de obicei în jur de 1 m) de marnе cenușii, verzi și vișinii, uneori cu zone lenticulare marnocalcaroase. Acest pachet poate fi folosit ca reper litologic în descifrarea structurii zonelor unde seria de Dumbrăvioara ocupă suprafețe mai mari.

Acestui pachet îi succede un altul format din pelite argiloase negre intens, cu intercalații verzui. Pelitele negre la alterație subaeriană capătă un aspect asemănător disodidelor datorită culorii ruginii de pe fețele de strat și desfacerii lor în foite.

Urmează apoi marnе verzi, plăcoase cu intercalații de gresii verzi, moi, micacee, ce conțin galeși moi și lentile de microconglomerate foarte slab cimentate.

Peste acest nivel se dezvoltă un nou episod cu caracter de Wildflysch, care este reprezentat printr-o matrice argilooasă neagră în care sînt prinse elemente sau chiar strate întregi de depozite aparținînd stratelor de Comanic și stratelor de Sinaia.

De reținut existența celor două episoade de brezii sedimentare situate la nivele stratigrafice bine determinate și a căror succesiune se poate observa clar pe un interfluviu dintre doi tonenți afluenți stînga și văii Bizdidelu, la S de Valca Fără Nume.

Vîrsta seriei de Dumbrăvioara, în totalitate, a fost determinată pe baza unui bogat material macro- și micropaleontologic citat în lucrările anterioare. Întrucît dovezile paleontologice sînt clare nu ne rămîne decît să atribuim și noi seria de Dumbrăvioara aceluiași interval stratigrafic, adică Vraconian superior-Turonian.

8. *Marnele de Plaiu*

Peste seria de Dumbrăvioara se dezvoltă, în special în partea de est a perimetrului, un pachet de marne albe sau verzui cînd sînt umede, compacte sau plăcoase, calcaroase. Ele repauzează evident peste diferite pachete din seria subiacentă. Întrucît marnele de Plaiu au o grosime mare am preferat să considerăm vîrsta mai largă și anume fiind echivalentă a întregului Senonian inferior. La partea superioară vîrsta marnelor de Plaiu este limitată de prezența marmelor roșii de Gura Beliei care ocupă intervalul Campanian-Maestrichtian.

9. *Gresile din valea Bizdidelului*

În versantul stîng al văii Bizdidelu aflonează un pachet de gresii masive, moi, micacee, albicioase, ce conțin galeți moi de argile verzi și care stau tot sub marnele de Gura Beliei ca și marnele de Plaiu.

Gresile stau pe marne uneori siltitice, roșii și verzi, mult mai puțin calcaroase decît cele de Gura Beliei. La rîndul lor marnele rubanate stau direct peste conglomerate de Colțu Brății, fără intermediul seriei de Dumbrăvioara, astfel încît poziția lor discordantă este clară.

Deci în valea Bizdidelului discordant peste conglomeratele albieni și suportînd marne campanian-maestrichtiene stă un pachet de roci a cărui vîrstă, în lipsa argumentelor paleontologice, nu poate fi stabilită decît pe baza poziției geometrice ce o ocupă.

Conform celor expuse mai sus, marnele rubanate împreună cu gresile masive pot avea o vîrstă cuprinsă între Albian (pe care repauzează) și Senonianul superior (pe care îl suportă). Întrucît însă intervalul Vraconian-Turonian este reprezentat în regiune prin depozitele seriei de Dumbrăvioara înseamnă că pachetului de roci în discuție, ca de altfel și marmelor de Plaiu, le rămîne ca interval de timp numai Senonianul

inferior. În această situație trebuie să admitem că gresiile și marnele rubanate din valca Bizdideului reprezintă un accident local al sedimentării din timpul Senonianului inferior, care în restul perimetrului s-a materializat prin marnele de Plaiu.

10. Marnele de Gura Beliei

Pachetul de roci descris sub acest nume este alcătuit predominant din marne calcaroase, roșii sau albe, verzi sau roșii pătate cu alb și verde, dure, compacte, cu spărtură concoidală. Acestea li se asociază uneori gresii verzi, moi, micacee, sau gresii mai dure, calcaroase, gălbui.

Pe baza exemplarelor de *Belemnitella* pe care le conțin, marnele de Gura Beliei au fost considerate inițial de vîrstă senoniană. Ulterior, pe baza conținutului bogat de microforaminifere s-a putut preciza că ele nu reprezintă decît partea superioară a Senonianului, adică intervalul Campanian-Maestrichtian, dar că în același timp includ și Danianul (Ghid 1961, Tocărjescu, 1961).

11. Faciesul de Șotrițe

Acest termen a fost creat pentru a desemna o serie de fliș cu caractere deosebite și cu o poziție mai internă în raport cu celelalte depozite „eocene” în facies de fliș. Studii micropaleontologice, dintre care remarcăm pentru regiunea care ne interesează pe cel al Elenei Bratu (1966)¹⁰, au demonstrat că în depozitele separate cartografic sub titulatura de „Eocen în facies de Șotrițe” este cuprins de fapt și Paleocenul. De aceea în titlul acestui subcapitol am folosit numai termenul geografic, fără a ne mai referi și la intervalul stratigrafic pentru care a fost creat inițial.

Faciesul de Șotrițe se caracterizează printr-o alternanță ritmică de gresii cu marne și argile cenușii și verzui, între care se intercalează la anumite nivele strate de argile vîșinii și roșii precum și marne calcaroase, albe cu o bogată microfaună. Atît caracteristicile petrografice deosebite cît și constanța spațială remarcabilă fac ca aceste roci să poată fi utilizate ca orizonturi litologice reper, ce se pretează la o perfectă cartografiere.

¹⁰ Op. cit. pct. 8.

Orizonturile separate de Motaș, Olteanu (fide Bratu, 1966)¹¹ pentru ambele flancuri ale „sinclinalului de Slănic” sînt următoarele: orizontul argilelor vișinii cu intercalații de gresii, orizontul argilelor cenușii și verzi cu intercalații de gresii, orizontul marnelor calcareoase de Crevedia, orizontul argilelor roșu-vișinii și cenușii, orizontul șisturilor cenușii și argilelor verzi cu intercalații de gresii. Dintre toate orizonturile enumerate mai sus, numai cel al marnelor de Crevedia a fost figurat în regiunea concetată de noi ca entitate litologică independentă, pe harta raportului lui Motaș din anul 1952¹².

Partea de sud a perimetrului nostru este ocupată de depozite în faies de Șotrițe. În cadrul acestora noi am recunoscut orizonturile separate de antecercetători, dar în plus le-am și urmărit cartografic pe întreaga suprafață concetată. În cele ce urmează vom examina orizonturile cartografiate indicînd și vîrstele lor în funcție de rezultatele obținute de Bratu (1966)¹¹.

- a) Orizontul cu argile violacee (Paleocen).
- b) Orizontul inferior de fliș (Ypresian).
- c) Orizontul marnelor de Crevedia (partea inferioară a Lutetianului).

Peste marnele de Crevedia în multe din profile a fost întîlnit un pachet de argile vișinii ce au fost figurate pe hartă prin semne speciale. Întrucît acesta nu este însă constant pe direcție el nu a fost separat ca un orizont aparte.

- d) Orizontul superior de fliș (partea superioară a Lutetianului și Priabonianul inferior).

12. Helvețianul

Este reprezentat prin: gresii cenușii sau roșii, pelite cenușii roșii sau violacee, șisturi calcareoase, pelite negre disodiliforme, gipsuri și tufuri.

13. Depozite cuaternare

a) Terasa. Sînt cele mai vechi depozite cuaternare din regiune. Ele sînt reprezentate prin pietrișuri și nisipuri bine dezvoltate în valea Ialomiței.

b) Aluviuni recente. Ocupă albiile văilor mai importante: Ialomița, Bizdidelu, Ocina și mai puțin Provița. Sînt reprezentate prin

¹¹ Op. cit. pct. 8.

¹² Op. cit. pct. 4.



pietrișuri, alcătuite predominant din rocile stratelor de Sinaia, ale stratelor de Comarnic și stratelor de Piscu cu Brazi. Uneori apar și lentile de nisipuri.

O suprafață foarte nedusă este ocupată de conurile de dejecție, ele situându-se în special la gurile afluenților văii Ialomița.

c) Porniturile. Fenomenele de alunecare a terenurilor, ocupă suprafețe destul de întense, situație care îngreuiază foarte mult descifrarea structurii geologice. Se suprapun de preferință peste zonele mai intens tectonizate.

Pe hartă nu au fost figurate intenționat depozitele cuaternare pentru a ușura înțelegerea structurii geologice.

IV. TECTONICA

În perimetrul cercetat se disting două zone diferite din punct de vedere al gradului de tectonizare al formațiunilor. O zonă sudică corespunzătoare flișului paleogen și molasei miocene în care depozitele sînt puțin afectate de mișcările tectonice comparativ cu zona nordică ce cuprinde flișul cretacic. Aceasta din urmă prezintă o tectonizare extrem de intensă, realizată în mai multe faze de mișcări.

A) Zona sudică

Această zonă se suprapune peste marginea internă a unei depresiuni structurale importante. Partea centrală a acestei depresiuni este ocupată de depozite miocene ce formează un sindininal larg, care poate fi urmărit spre est pînă la Slănic, iar de aci spre NE pînă la Cerașu. Această structură este cunoscută sub numele de „sindininalul de Slănic“.

În bazinul văii Teleajenului substratul depozitelor miocene din sindininalul Slănic este reprezentat prin Oligocenul pinzei de Tarcău pe cînd în bazinul văii Ialomița de către Oligocen foarte subțire și Eocen în facies de Șotriile. De asemenea nici din punct de vedere structural nu poate fi demonstrată continuitatea unei structuri sindininale la nivelul Paleogenului între valea Teleajenului și valea Ialomiței.

Din aceste motive credem că ar fi impropriu folosirea denumirii de „sindininal de Slănic“ pentru structura ce afectează depozitele în facies de Șotriile începînd din valea Cîmpiniței spre W. Pentru această structură noi vom întrebuiința denumirea de sindininal de Buciumeni, deoarece în împrejurimile acestei comune structura este bine dezvoltată.



Termenul de „sinclinal de Slănic“ îl vom utiliza numai pentru structura formată de depozitele molasice ale etajului structural superior a căror continuitate facială și structurală a fost demonstrată pe toată distanța dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței.

Zona sudică este limitată spre nord de un puternic accident tectonic ce poate fi urmărit din valea Talea pînă în valea Ialomiței, de unde spre vest se pierde în masa straturilor de Podu Vîrtos.

B) Zona nordică

a) *Încălțări.* La interiorul sinclinalului Buciumeni aflurează aproape numai depozite cretacice ce se grupează în două compartimente tectonice distincte, după cum urmează :

Un prim compartiment în partea de sud a zonei în discuție este alcătuit din strate de Podu Vîrtos și din seria de Dumbrăvioara caracterizată prin prezența brecciilor sedimentare.

La nord de aceste depozite apar strate de Sinaia (orizontul superior cu brecii), strate de Comarnic, strate de Vinful Rădăcinii, strate de Piscu cu Brazi și seria de Dumbrăvioara dar fără brecii sedimentare. Toate aceste formațiuni se grupează în cel de al doilea compartiment tectonic din zona nordică.

Termenii stratigrafici mai noi decît seria de Dumbrăvioara, respectiv : marnele de Plaiu, marnele de Gura Bolici și faciesul de Șotrile sînt comune ambelor compartimente tectonice.

Din datele stratigrafice rezumate mai sus reiese că diferențele litologice dintre cele două compartimente tectonice sînt evidente în intervalul stratigrafic Aptian-Turonian. Astfel în compartimentul sudic Aptianul îmbracă un facies mai fin, mai pelitic (stratele de Podu Vîrtos) în timp ce în compartimentul nordic este mai grosier (stratele de Piscu cu Brazi). Apoi în timp ce în compartimentul din urmă Albianul este prezent (conglomeratele de Colțu Brății) în cel sudic lipsește. Și în intervalul Viraconian superior-Turonian (seria de Dumbrăvioara) există diferențe faciale dintre care cea mai evidentă este prezența în sud și absența în nord a brecciilor sedimentare.

Pe baza acestor diferențe de facies s-ar putea crede că cele două compartimente tectonice reprezintă unități independente. Totuși unele date de detaliu ne-au condus la concluzia că de fapt ele sînt două complicații tectonice de ordinul digitațiilor ale unei aceleiași unități structurale.

Astfel, la nivelul Apțianului se remarcă o schimbare de facies în cadrul compartimentului nordic, în care spre sud depozitele devin mai fine, cu mai puține gresii dure, marșind astfel o evidentă tendință de trecere de la faciesul stratelor de Piscoa cu Brazi la cel al stratelor de Podu Vîrtos. În plus pe câteva profile am remarcat spre baza stratelor de Podu Vîrtos apariția unor brecii cu matrice roșie asemănătoare cu cele din stratele de Vîrful Rădăcinii fapt care ne face să presupunem că și în substratul compartimentului sudic ar exista strate de Comarnic și strate de Sinaia. În această situație înseamnă că ambele compartimente tectonice au luat naștere din același mare domeniu al stratelor de Sinaia.

Acestea sînt observațiile care ne-au condus la concluzia că cele două compartimente tectonice reprezintă două digitații ale pînzei de Ceablău, pe care le-am denumit: digitația de Comarnic¹³, corespunzătoare compartimentului sudic, și digitația de Măgura, echivalentă cu compartimentul nordic.

Raporturile de încălecare dintre cele două digitații este dovedit atît de caracterul liniei ce le separă cît și de apariția depozitelor din digitația de Comarnic în cele trei ferestre, de sub depozitele digitației de Comarnic: fereastra din valea Ialomiței cu strate de Podu Vîrtos, cea din Valea Fără Nume tot cu strate de Podu Vîrtos și fereastra de la izvoarele văii Ocina, reprezentată prin breциile sedimentare ale seriei de Dumbrăvioara și din nou de strate de Podu Vîrtos.

Digitația de Comarnic prezintă o structură internă sub forma unor cute foarte strînse ce adesea sînt afectate de falii axiale care evoluează pînă la dispariția unora dintre flancurile cutelor. Cutele se afundă spre sud sub flancul intern al sinclinalului Buciumeni, iar spre nord ele sînt retezate oblic de linia frontală a digitației de Măgura.

Structura internă a digitației de Măgura este mult mai complicată decît cea expusă anterior.

Astfel, în sectorul dintre bazinele văilor Leurzei și Copocodului digitația de Măgura prezintă în partea sa frontală o structură de cute faliate pe flancuri. În restul zonei de apariție, în această digitație se întîlnesc în general numai solzi.

În plus digitația de Măgura prezintă o complicație tectonică mai importantă, cu caracter de digitație, născută chiar din masa ei. Într-o fază de mișcări ulterioară celei ce a pus-o în loc, digitația de Măgura a

¹³ Denumirea a fost inspirată de cea dată de G. Mușgeanu compartimentului tectonic cu „Vraconian mixt” din valea Prahovei, unde au cea mai largă dezvoltare stratele de Podu Vîrtos.

fost supusă din nou unor eforturi tangențiale. Cum fruntea digitației era acoperită de depozite mai noi, eforturile nu s-au mai putut consuma printr-o deplasare pe planul vechi de ruptură ci eu creat un altul nou, mai intern. Pe acest plan de ruptură, părți mai interne ale digitației de Măgura au încălecat pe părțile mai externe (petioul din plaiul de la Est de valea Leurzei) ajungând chiar să depășească bordura veche a digitației (în versanții văii Ialomîța).

În ceea ce privește dezvoltarea în adâncime a planului de încălecare nu avem nici un fel de indicație, el putînd fi sau un plan absolut independent sau o ramificație mai tîrzie a planului inițial din baza digitației de Măgura. În secțiuni noi am adoptat cea de a doua soluție.

Un aspect structural cu totul particular al digitației de Măgura se întîlmește în profilul văii Ialomîța, unde pachete adesea de numai 1--2 m de strale de Piscu cu Brazi sînt interpuse tectonic între pachete ale stratelor de Sinaia (orizontul superior) sau ale stratelor de Comarnic.

Poziția geometrică a stivei descrise mai sus este următoarea: repauzează peste stratele de Podu Vîrtos din digitația de Comarnic și suportă stratele de Sinaia și stratele de Comarnic. Deci ea are aceeași poziție ca și depozitele din fruntea digitației de Măgura ce aflurează în bazinele văii Leurzei și văii Coporodului.

Toată identitatea poziției spațiale ne-a determinat să admitem că stîva tectonizată despre care discutăm reprezintă „cozile“ cutelor faliate din fruntea digitației de Măgura laminate sub masa încălecatoare din spate și ieșite aici în fereastră. Dacă corectarea de mai sus este corectă înseamnă că încălecarea internă din cadrul digitației de Măgura are o amploare considerabilă, ea atîngînd valoarea unei digitații, fapt dovedit de altfel și de conturul cartografic de la sud și est de vîrfurile Stîlpu.

Termenul de digitație presupune un sincronism între formarea structurii pe care o definește și punerea în loc a pînzei din care ea face parte. Din această cauză termenul nu poate fi aplicat și complicației tectonice pe care am descris-o mai sus, întrucît aceasta este mai nouă decît punerea în loc a pînzei de Ceahlău din regiunea cercetată.

În această situație ne-am văzut obligați să creăm un alt termen, care să indice atât amplasarea accidentului tectonic cît și faptul că el este mai nou decît momentul principal al formării unității din care a evoluat. Termenul adoptat este cel de neodigitație.

În perimetrul cercetat există două sectoare unde astfel de încălecări ulterioare sînt clar vizibile: în versanții văii Ialomîța și în împrejurimile vîrfurilor Stîlpu. Datele de care dispunem nu ne dau nici un fel

de indicație dacă cele două sectoare aparțin unei aceeași neodigitații sau dacă reprezintă complicații independente și dezvoltate în releu.

b) Falii longitudinale. Regiunea este străbătută de numeroase fracturi longitudinale, ușor de pus în evidență, dar care au complicat extrem de mult structura.

De la început trebuie să remarcăm faptul că există două generații de falii longitudinale. O primă generație s-a format odată cu punerea în loc a digitațiilor, determinând structura internă a acestora. Aceste falii sînt mai evidente în compartimentul frontal al digitației de Măgura din bazinele văilor Coporodului și Leurzei. A doua generație produce în general decompartmentări ale pachetelor încălecătoare împreună cu cele încălecate, fapt care îngreuiază extrem de mult descifrarea structurii regiunii, întrucît pe anumite porțiuni este extrem de greu de precizat dacă avem de-a face cu fruntea unităților încălecătoare sau cu falii ulterioare. Din această a doua categorie vom analiza mai jos numai pe cele care au produs schimbări mai importante în structura regiunii.

Falia de pe flancul nordic al sinclinalului Buciumeni poate fi urmărit pe aproape toată lungimea perimetrului, mai puțin sectorul de la vest de valea Ialomîța unde se pierde în masa stratelor de Podu Vîntos. Ea are un caracter normal pe segmentul dintre valea Ialomîța și valea Ocinei, de unde spre est se transformă treptat într-o falie de încălecare înapoi (spre N), pe măsură ce se apropie de contactul tectonic dintre seria de Bobu și seria de Teleajen, cu care se pare că ar corespunde pe direcție.

Spre nord am determinat traseul unei falii, care afectează în egală măsură depozitele digitației de Comarnic și ale digitației de Măgura mascînd astfel pe porțiuni însemnate contactul tectonic primar din cele două subunități (în versantul stîng al văii Ialomîța și la E de valea Coporodului pînă în bazinul văii Ocina).

Cea mai importantă dintre faliile longitudinale poate fi urmărită din valea Talea (750 m aval de un afluent mare stîng) spre vest, pe la nord de vîrfurile Stîlpu, la nord de Runcu Bezdeadului pînă în versantul drept al văii Ialomîța. De la valea Coporodului spre vest această falie prezintă cîteva ramificații secundare în compartimentul ei sudic, care produc o ridicare în trepte spre nord a acestui compartiment. Pe planul faliei principale se produce o ridicare a compartimentului nordic, fapt care a creat posibilitatea apariției la zi chiar și a depozitelor din digitația de Comarnic (ferestrele din valea Ialomîța și izvoarele văii Ocina).

c) *Falii transversale.* În sectorul cercetat am putut determina două falii transversale, dintre care una merită o atenție deosebită. Aceasta poate fi urmărită din Plaiul Talea spre S, pe la izvorul văii Ocina, prin versantul drept al văii Dumbrăvioara până la șoseaua ce traversează din valea Ocina în părul Bizdidel.

Pe planul faliei s-a produs o basculare ce a provocat mișcări cu sensuri diferite atât în cele două compartimente pe care le separă falia cât și în cadrul unui același compartiment. Astfel, pe când partea nordică a compartimentului estic a suferit mișcări pozitive, partea sudică a aceluiași compartiment a suferit mișcări negative. În compartimentul vestic mișcările au avut loc exact în sensuri contrare, partea nordică scufundându-se iar cea sudică ridicându-se.

Falia examinată este mai nouă decât toate celelalte falii din regiune întrucât ea este singura care afectează și depozitele helvețiene.

d) *Fenomene de diapirism.* La capitolul de stratigrafie am arătat că seria de Dumbrăvioara conține două nivele de brecii sedimentare. În matricea argiloasă a nivelului superior sînt prinse în special elemente provenite din stratele de Sinaia. Versantul stîng al văii Talea oferă un profil foarte bun în care poate fi observată poziția normală a brecciilor în discuție: ele stau peste un pachet de gresii verzi cu aspect rușiniform și suportă marnele roșii de Gura Beliei.

Datele de cartare au arătat însă o sumă de alte situații în care brecciile cu elemente de strate de Sinaia nu mai au poziția normală pe care am definit-o mai sus.

Seria de Dumbrăvioara din Muchia lui Anghel, reprezentată prin breccia sedimentară cu elemente din strate de Sinaia, se găsește în axul unui anticlinal pe ale cărui flancuri nu apar însă toți termenii succesiunii normale, situație care este similară cu cea a anticlinalelor cu simburile diapir de sare.

Tocmai această similitudine ne-a determinat să considerăm că breccia sedimentară a apărut la zi prin străpungerea diapiră a depozitelor din acoperișul ei și că deci la Muchia lui Anghel avem de-a face cu un anticlinal diapir.

Această interpretare simplifică explicarea poziției brecciilor sedimentare și în alte părți ale perimetrului.

V. PRINCIPALELE MOMENTE ALE EVOLUȚIEI TECTONICE A REGIUNII

Pentru a ajunge la înfățișarea structurală actuală regiunea dintre valea Talea și valea Țița a suferit o serie de modificări succesive, care sînt diferite între ele atît prin necesitate cît și prin caracterul lor.

Dacă pînă în Bedoulian întreaga regiune a avut o istoric liniștită și comună, tradusă prin depunerea unor formațiuni de fliș cu caractere constante pe toată suprafața, după acest moment evoluția începe să devină mult mai agitată.

Primele mișcări se produc la sfîrșitul Bodoulianului și au drept urmare o îmbogățire a aportului de material detritic în zonele mai interne, aport ce produce o diferențiere a faciesurilor din intervalul Gangaslan-Clansaysian — strate de Piscu cu Brazi la interior și strate de Podu Virtos la exterior.

Sedimentarea se continuă pînă la sfîrșitul Aptianului sau chiar în Albianul inferior cînd au loc noi mișcări de ridicare ce provoacă o întrerupere a sedimentării în întreaga regiune. Întreruperea este de scurtă durată în zona digitației de Măgura unde sedimentarea reîncepe pentru a depune conglomeratele de Colțu Brății, după care are loc o nouă întrerupere în sedimentare. În tot acest timp în zona digitației de Comarnic are loc o întrerupere continuă a sedimentării datorită mișcărilor ascensionale ce au început în Albianul inferior și au continuat pînă în baza Vraconianului cînd se manifestă și în digitația de Măgura mișcările ce întrerup sedimentarea conglomeratelor albieni.

Urmează o revenire generală a mării în care va produce depunerea seriei de Dumbrăvioara. Dar, se pare că neliniștea continuă manifestîndu-se prin ridicări chiar în interiorul bazinului de sedimentare, datorită unor încălcări embrionare ale digitației de Măgura, ridicări ce au condiționat formarea celor două nivele de breccii sedimentare ale seriei de Dumbrăvioara din digitația de Comarnic.

Către sfîrșitul Turonianului și începutul Senonianului au avut loc cele mai importante mișcări structogene, orotice din regiunea de care ne ocupăm. Astfel, în această perioadă de paroxism se produce punerea în loc, într-o etapă, a digitației de Măgura.

Imediat urmează o fază de eroziune care nivelează structurile formate, astfel încît depozitele ce se depun după revenirea mării (marnele de Plaiu și marnele de Gura Bălăiei) stau pe termenii cei mai diverși. Mai mult chiar, eroziunea a avansat uneori atît de mult încît a înde-

părtat porțiuni din digitația de Măgura făcînd să apară la suprafața ante-senoniană depozite ale digitației de Comarnic, creînd în acest fel ferestre tectonice. Un exemplu dlocvent în această privință ni-l oferă fereastra de la Izvoarele văii Ocina. Aici, aceeași bandă de depozite senoniene cu Paleogen stă deasupra discordant atît peste brexia superioară a seriei de Dumbrăvioara din digitația de Comarnic cît și peste seria de Dumbrăvioara ce repauzează pe stratele de Piscu cu Brazî din digitația de Măgura. Deci este clar că fereastra în discuție a preexistat Senonianului, ca de altfel și celelalte ferestre ale digitației de Comarnic, dar a căror vîrstă este mult mai greu de dovedit.

Toate celelalte elemente tectonice sînt post-senoniene întrucît ele afectează în general și marnele de Gura Beliei. Se pune însă întrebarea care este momentul precis al formării lor. Atît în nordul cît și în sudul perimetrului, peste marnele de Gura Beliei urmează în continuitate de sedimentare depozite pînă la Eocen inclusiv, iar la sud de regiunea cercetată pînă la Oligocen inclusiv. Practic este imposibil de plasat o fază de mișcări în tot acest interval întrucît nu avem nici o dovadă practică a unor astfel de evenimente. La exteriorul sindinacului Buciumeni, în zona pînzei de Tarcău, prezența unor brezii sedimentare situate la partea superioară a Oligocenului, dau indicații privind momentul unor noi mișcări paroxismale. Ținînd seama de continuitatea de sedimentare pînă în Oligocen și de prezența breziilor la partea superioară a acestuia am admis că elementele tectonice ce afectează și depozitele senoniene sînt de vîrstă oligocen superior-avitaniană.

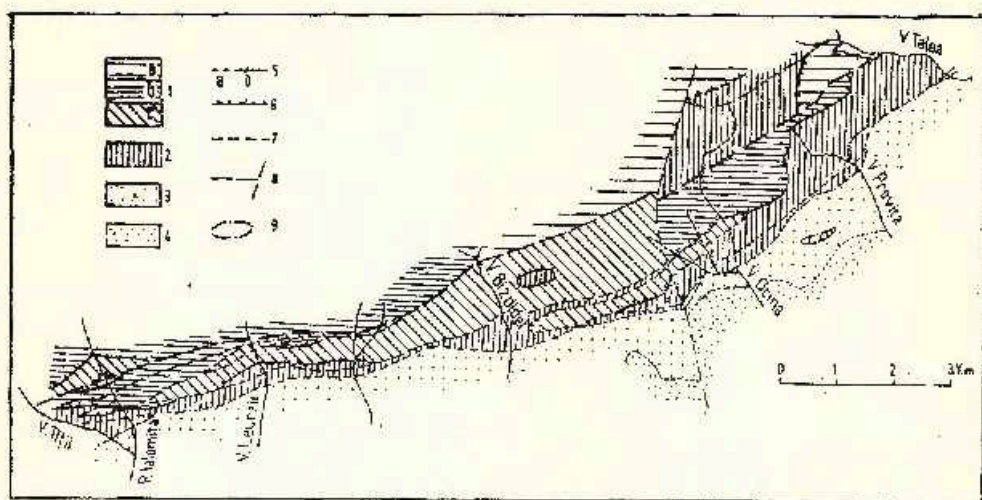
În acest interval de timp avem două generații de mișcări ce se deosebesc atît prin sens cît și prin amploare.

Prima generație s-a datorat unor forțe tangențiale și s-a manifestat mai întîi prin avansarea încălecărilor (neodigitațiilor) din cadrul digitației de Măgura, și apoi prin recutarea întregului edificiu format. Tot în această etapă par a se fi manifestat și fenomenele de diapirism menționate anterior. Bineînțeles că datorită plasticității breziilor odată amorsate, diapirele au putut evolua un timp mai îndelungat decît s-au manifestat impulsurile inițiale. Deci în prima etapă a mișcărilor oligocen-avitaniene avem de-a face cu fenomene de structogeneză (vezi figura).

Spre deosebire de acestea, în a doua etapă iau naștere falii verticale datorită unor forțe radiare care fragmentează puternic structurile deja formate. Întrucît relieful de azi este în bună parte influențat de

jocul acestor falii putem afirma că cea de a doua etapă reprezintă începutul fazei de mișcări morfogenice din regiunea în discuție.

Ca urmare a acestor mișcări și a eroziunii se formează noi zone depresionare ce vor condiționa revenirea apelor miocene și deci depunerea formațiunilor helvețiene.



Schița tectonică a regiunii dintre valea Țița și valea Talea.

1, digitația de Măgura: a, porțiuni în care planurile de încălecare ante-senoniene nu au mai fost reluate; b, porțiuni deplasate pe plan de încălecare post-senoniene; c, porțiuni nedepasate pe plan de încălecare post-senoniene; 2, digitația de Comarnic; 3, sincinialul de Buciumeni; 4, sincinialul de Slănic; 5, linie de încălecare ante-senoniană; a, acoperită de depozite senoniene; b, la zi; 6, linie de încălecare post-senoniană; 7, falia de pe flancul intern al sincinialului Buciumeni; 8, falii longitudinale și transversale ulterioare încălecărilor; 9, contact diapir.

Esquisse tectonique de la région comprise entre les vallées Țița et Talea.

1, digitation de Măgura: a, secteurs où les plans de chevauchement anté-senoniens n'ont pas rejoué; b, secteurs déplacés le long des plans de chevauchement post-senoniens; c, secteurs non-déplacés le long des plans de chevauchements post-senoniens; 2, digitation de Comarnic; 3, synclinal de Buciumeni; 4, synclinal de Slănic; 5, ligne de chevauchement anté-senonien; a, recouverte par des dépôts senoniens; b, mise à jour; 6, ligne de chevauchement post-senonien; 7, faille dans le flanc interne du synclinal de Buciumeni; 8, failles longitudinales et transversales ultérieures aux chevauchements; 9, contact diapir.

Urmează o nouă fază de mișcări (ultima pe care o putem dovedi în regiune), probabil ca un ecou al unor mișcări mai puternice de la exterior, fază ce produce cutarea largă a sincinialului de Slănic și formarea faliilor transversale.

Din cele expuse mai sus reiese destul de clar că regiunea de care ne-am ocupat a avut o evoluție foarte zbuciumată, în timpul căreia mișcările orogenice s-au manifestat în etape succesive, conducând în final la o structură foarte complicată a cărei descifrare este extrem de dificilă și care nu va putea fi considerată prea curînd ca încheiată.

BIBLIOGRAFIE

- Avram E., Matei V. (1984) Date paleontologice noi privind flișul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria geol., Acad. R.P.R., 9/2*, București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. Științifică, București.
- Cernea G. (1958) La zone internes du Flysch comprises entre les Vallées de la Moldova et de la Bistrița. *Ann. Géol. XXIV—XXV (Résumé)*, București.
- Hristescu E., Marinescu I., Moțaș C., Costea I. (1967) Asupra limitei dintre Carpații Orientali și Depresiunea Getică. *Rev. Petrol și Gaze*, 18/9, București.
- Mrazec L. (1907) Despre cule cu șimbure de străpungere. *Bul. soc. șt.* XVI, București.
- Teisseyre V. (1907) Structura geologică a regiunii Cimpina-Buștenari. *An. Acad. Rom.* II, XXVIII, București.
 - Popescu-Voitești I. (1912) Citeva date noi asupra klippelor carpatice. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, III, București.
- Murgeanu G. (1926) Cretacicul și Tertiarul în împrejurimile Pietroșița și Bezdeadului (Dimbovița). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV, București.
- (1927) Rădicări geologice între valea Ialomiței și valea Bârloașului la N de Pucioasa-Pietrari (Dimbovița). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XV, (1926—1927), București.
 - (1934) La nappes internes du Flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila (Prahova). *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
 - Patrulius D. (1959) Flișul cretacic din regiunea pasului Predaleș. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, IV/1, București.
 - Filipescu G. M. și colectivul (1961) Ghidul excursiilor B — Carpații Orientali. *Asoc. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
 - Contescu L., Măhăilescu N. (1962) Stratigrafia și sedimentogeneza marelor roși din bazinele văilor Dimbovița și Ialomița, cu privire specială asupra limitei Cretacic-Paleogen. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.* VII/2, București.
- Patrulius D., Contescu L., Butac A. (1963) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, VII/3—4, București.
- Ghenea C., Ghenea Ana, Gherasi N. (1958) Notă explicativă la foaia 35 Tîngoviște a hărții geologice a R.S.R., scara 1:200.000. *Inst. Geol.*, București.
 - Ștefănescu M., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. *Inst. Geol. Congr. XXIII Sess., Guide to Excursion 50 RC, Romania*, București.
- Paul C. M. (1883) Die neueren Fortschritte der Karpathensandste in Geologie. *Jahrb. d. k. k. geol. R.A.*, XXXIII, Wien.
- Popescu Gr. (1954) Asupra unor brceii cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Șt. Acad. R.P.R.*, IV/2, București.
- Popescu-Voitești I. (1914) I. Cercetări geologice în regiunea cursului mijlociu al văii Oltului, în valea Ialomiței și a Bezdeadului, între Pucioasa-



- Cucutoni-Bezdead și Virfurile și între Prahova și Teleajen în regiunea de frontieră (Raport de activitate al Institutului Geologic român pe anul 1910).
- II. Ridicări geologice în regiunea dintre valea Doftanei și a Ialomiței (Raport de activitate al Institutului Geologic român pe anul 1911). *An. Inst. Geol.*, VI, București.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) *Études géologiques des environs de Cîmpulung et de Sinaia (Roumanie)*. Teză de doctorat. Paris.
- Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și Izvorul Ciobănașului (munții Ciucului). *D. S. Com. Geol.*, L/II, București.
- Ștefănescu M., Avram E., Ștefănescu Marina (1985) Contribuții la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. seria geol. Acad. R.S.R.*, X/2, București.
- (1987) Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/2, București.
- Tocorjescu M. (1961) *Étude micropaléontologique des dépôts de la succession Crétacé supérieur-Paléogène de la Valea Mitoi — région de Lăicâi*. *Assoc. Geol. Carp.-Balk.*, V. III/2, București.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DE TALEA ET DE IALOMIȚA

(Résumé)

Nous allons essayer d'exprimer ci-après—en résumé—les résultats obtenus à la suite des recherches effectuées dans la région comprise entre les vallées de Talea et de Ialomița. C'est une région très complexe tant au point de vue stratigraphique que, surtout, structural.

Avant de faire la description géologique du périmètre nous allons l'intégrer dans la région au point de vue géologique et structural. Le périmètre est situé dans la zone de courbure des Carpates à l'W de la vallée de la Prahova et repose sur la partie méridionale des dépôts du prolongement SW de la nappe de Ceahlău.

A) Stratigraphie

1. Couches de Sinaia (Eutaivien? — Barrémien): flysch schisteux à intercalations de marnocalcaires et brèches, renfermant du cristallin, qui représentent l'horizon supérieur des couches susmentionnées.
2. Couches de Comarnic (Barrémien): flysch marno-schisteux avec intercalations de calcaires mixtes et de calcinudites (les éléments en calcaire sont crème et la plupart proviennent des dépôts de type Stramberg).
3. Couches de Virful Rădăcinii (Bédoulien): flysch schisteux à intercalations de brèches blanches et marnice qui par altération devient rouge.
4. Couches de Piscu cu Brază (Gargasien-Clansaysien): flysch gréseux, parfois grésomarneux. Les grès minces de ce complexe deviennent par altération rouilles, couleur caractéristique.



5. Couches de Podu Vîrtos (Gargasien-Albien inférieur?): flysch schisteux caractérisé par des pélites vertes tachetées de noir.

6. Conglomérats de Colțu Brății (Albien): dépôts détritiques grossiers à caractère de molasse représentés par des lentilles de conglomérats poly-mictiques englobées dans des sables micacés.

7. Série de Dumbrăvioara (Vraconien supérieur-Turonien): représentée par des dépôts pélagiques variables dont nous mentionnons deux niveaux de brèches sédimentaires (l'un inférieur à éléments de couches de Pîscu ou Brazii et l'autre supérieur à éléments de couches de Sînia et de couches de Comarnic) présents seulement dans la zone externe (digitation de Comarnic) et un niveau repère de marnes et marno-calcaires griottes.

8. Marnes de Plaiu (Sénonien inférieur): dépôts pélagiques formés de marnes blanchâtres, parfois légèrement verdâtres.

9. Grès de la vallée de Bizdădelu (Sénonien inférieur): paquet de grès massifs, tendres, micacés qui reposent sur des marnes rouges et vertes.

10. Marnes de Gura Bellei (Sénonien supérieur-Danien): formation exclusivement pélagique formée de marnes rouges et, moins souvent, blanc-verdâtre.

11. Faciès de Sotrile (Paléocène-Éocène): faciès de flysch à intercalations pélagiques de marnes à Globigérines. Normalement il repose sur les marnes de Gura Bellei qui englobent aussi le Danien. Dans le périmètre étudié on a séparé sur les cartes dans le cadre de ce faciès quatre horizons qui de bas en haut sont: horizon à argiles violacées (Paléocène), horizon inférieur à flysch (Yprésien), horizon des marnes de Crevedia (Lutétien inférieur) et horizon supérieur de flysch (Lutétien supérieur-Priabonien inférieur).

12. L'Helvétien est représenté par des dépôts détritiques de molasse rouges et sombres à intercalations de gypses et tufs dacitiques.

B) Tectonique

Au point de vue structural les dépôts de la région investiguée reviennent à quatre entités importantes, qui s'individualisent comme il suit: (voir l'esquisse tectonique): le synclinal de Slănic et le synclinal de Buciumeni (leurs flancs septentrionaux) la digitation de Comarnic et la digitation de Măgura.

Le synclinal de Slănic est une structure récente qui perce obliquement des structures plus anciennes. À Slănic il repose sur les dépôts paléogènes de la nappe de Tarcău. Vers l'W il traverse la nappe de Macia, la nappe de Teleajen et aboutit dans notre périmètre à reposer sur le synclinal de dépôts paléogènes (Buciumeni) dont le flanc inverse repose sur la nappe de Ceahlău. Le synclinal signalé n'est formé que de dépôts de molasse helvétiques.

Le synclinal de Buciumeni, lui aussi, passe obliquement de la nappe de Teleajen (à l'E de la vallée de la Prahova) sur celle de Ceahlău en masquant, dans notre région, le contact entre ces deux unités. Des dépôts qui pourraient être rencontrés dans cette structure, dans la zone investiguée, n'affleurent que les marnes de Plaiu (Sénonien inférieur), les marnes de Gura Bellei (Sénonien supérieur-Danien) et le faciès de Sotrile (Paléocène-Éocène).



Digitation de Comarnic. Outre les dépôts sénoniens et paléogènes communs à l'ensemble de la région investiguée, à la constitution de cette digitation participent : les couches de Podu Vîntos et la série de Dumbrăvioara qui présente comme éléments caractéristiques seulement en ce qui concerne cette digitation deux niveaux de brèches sédimentaires.

Le niveau supérieur de brèches conditionne la présence, dans la digitation de Comarnic, de certains phénomènes tout à fait surprenants pour la zone du flysch crétacé, notamment : à cause de la plasticité particulière et sous l'action des forces tangentielles les brèches ont passé, dans certains secteurs, de la forme de couches à celle de grosses lentilles qui en se développant ont percé à la manière des diapirs soit les dépôts qui les surmontent normalement (Muchia lui Anghel) soit les dépôts qui sont arrivés à les surmonter par voie tectonique (sommet Măgura). Nous avons tenu à mentionner l'existence des phénomènes de diapirisme parce qu'ils expliquent toute une série de problèmes qui jusqu'à présent n'étaient pas nettement élucidés et parce que pareils phénomènes n'ont pas été mentionnés jusqu'à présent dans la zone du flysch crétacé des Carpates de Roumanie. La digitation de Comarnic présente une structure interne sous forme de plis très serrés qui souvent ont été affectés par des failles axiales, qui évoluent de manière que certains flancs se réduisent.

Digitation de Măgura. Elle contient les dépôts suivants : couches de Sinaia, couches de Comarnic, couches de Vîrtul Rădăcinii, couches de Piscu ou Brazi, conglomérats de Colțu Brății et série de Dumbrăvioara (sans brèches sédimentaires).

La partie frontale du secteur occidental de cette digitation présente une structure en plis-faillés sur les flancs. Le reste de la digitation de Comarnic n'affleure plus que sous forme d'écaillés.

De plus la structure interne de la digitation de Măgura n'est compliquée d'un accident tectonique important généré par sa propre masse, qui présente à son tour un caractère de digitation. Au cours d'une phase qui l'a mise en place, la digitation de Măgura a de nouveau été sujette à des efforts tangentiels. Du fait que le front de la digitation était recouvert par des dépôts plus récents, les efforts n'arrivaient pas à s'épuiser par un déplacement le long de l'ancien plan de rupture, ils ont partant créé un nouveau plan plus à l'inférieur. Le long de ce plan des parties plus internes de la digitation de Măgura ont chevauché des parties plus externes (le lambeau de recouvrement du plateau situé à l'E de la vallée de Leurzei) voire même de passer outre l'ancienne bordure de la digitation (dans les versants de la vallée de la Ialomița). Cette complication présente l'ampleur et les caractères d'une digitation (la fenêtre de la vallée de la Ialomița) sans toutefois être synchronique à la mise en place de la nappe de Ceahlău. Le terme de digitation suppose cependant un synchronisme entre la formation de la structure qu'il définit et la mise en place de l'unité à laquelle elle revient. Donc nous ne saunions appliquer ce terme à la complication en question car elle est de beaucoup plus récente que la formation de l'unité de Ceahlău. Pour cause nous avons été obligé de créer un nouveau terme pour indiquer l'ampleur de l'accident tectonique autant que le fait qu'il est plus récent que le principal moment de la formation de l'unité aux dépens de laquelle il a évolué. Le terme adopté a été celui de „néodigitation”.



La région est traversée par de nombreux accidents tectoniques longitudinaux dont nous ne signalerons que les plus importants : ligne frontale de la digitation de Măgura (acté-sénonienne), ligne du front de la néodigitation (Oligocène supérieur), faille du flanc interne du synclinal de Bucurmeni (Oligocène supérieur), faille qui fait redresser les couches de Podu Vîrtos dans la fenêtre de la vallée de la Ialomițoara et qui se prolonge jusque dans la vallée de Talea (anté-helvétienne) et la faille transversale située à l'W du ruisseau Ocina (post-helvétienne).

Pour arriver à l'aspect structural actuel la région qui s'étend entre les vallées de Talea et de Ialomița a subi toute une série de modifications successives dont les plus importantes ont eu lieu au cours de deux étapes différentes comme âge.

La première étape s'est déroulée au cours de la partie supérieure du Tortonien, voire même vers la partie inférieure du Sénonien. Elle se caractérise par des mouvements structogéniques responsables de la mise en place de la digitation de Măgura. À la même époque se sont formés aussi les plus-faillés qui se maintiennent dans la partie frontale de la digitation de Măgura.

La seconde étape s'est déroulée au cours de l'Oligocène supérieur-Aquitainien. Elle est plus complexe que la première, et pleine de conséquences décisives concernant la structure de la région. Au cours de la seconde étape sont à signaler deux générations de fractures dues à certains mouvements différents comme sens et intensité. La première génération est le résultat de certains mouvements structogéniques qui ont provoqué : le déplacement de la néodigitation en même temps que la transformation de ses dépôts en écaillés, l'amorçage des phénomènes de diapirisme, la formation de la faille située sur le flanc septentrional du synclinal de Bucurmeni et la reprise du plissement des digitations de Măgura et de Comarnic ensemble.

La seconde génération est due à certains mouvements morphogéniques écho probable des mouvements structogéniques de l'extérieur responsables de la formation des failles longitudinales qui ont énormément compliqué la structure et l'achèvement des phénomènes de diapirisme.

C'est ainsi qu'a pris naissance la région très compliquée qui a fait l'objet de cette étude et que nous avons essayé de tirer au clair et de l'exposer sommairement ci-dessus.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région qui s'étend entre la vallée de la Țița et la vallée de Talea (excepté les formations quaternaires).

Digitation de Măgura ; Digitation de Comarnic ; Helvétien ; Éocène ; 1, horizon supérieur de flysch ; 2, horizon des marnes de Crevedia ; 3, horizon inférieur de flysch. Paléocène ; 4, horizon avec des angiles violacées (1, 2, 3, 4 — faciès de Șotrife) ; Sénonien supérieur ; 5, marnes de Gura Beliei. Sénonien inférieur ; 6, a, marnes de Plăiu ; b, grès de la vallée du Bizdichu et marnes rubanées en base. Turonien-Vracocien supérieur ; 7, a, brèches sédimentaires à éléments de



couches de Piscu cu Brazi ; b, grès massifs ; c, brèches sédimentaires à éléments de couches de Piscu cu Brazi ; d, paquet de marnes siltitiques, parfois à conglomérats lenticulaires (a, b, c, d — série de Dumbrăvioara) ; Albien : 8, conglomérats de Colțul Brății ; Aptien : Clansaysien-Gargasien-Bédoulien : 9, couches de Piscu cu Brazi ; couches de Podu Virtos ; Barrémien-Hauterivien ; 10, couches de Virful Rădăcinii ; 11, couches de Comarnic ; 12, couches de Sinaia (horizon avec des brèches supérieures) ; 13, zone avec des couches de Sinaia, couches de Comarnic et couches de Piscu cu Brazi intensément affectées par la tectonique ; 14, pélites rouges ; 15, limite normale ; 16, limite de discontinuité ; 17, faille ; 18, ligne de chevauchement anté-sénonien ; 19, ligne de chevauchement post-sénonien ; 20, contact diapir ; 21, axe de synclinal ; 22, axe d'anticlinal ; 23, direction des coupes.

Planche II

Coupes géologiques d'interprétation dans la région qui s'étend entre la vallée de Țița et la vallée de Talea.

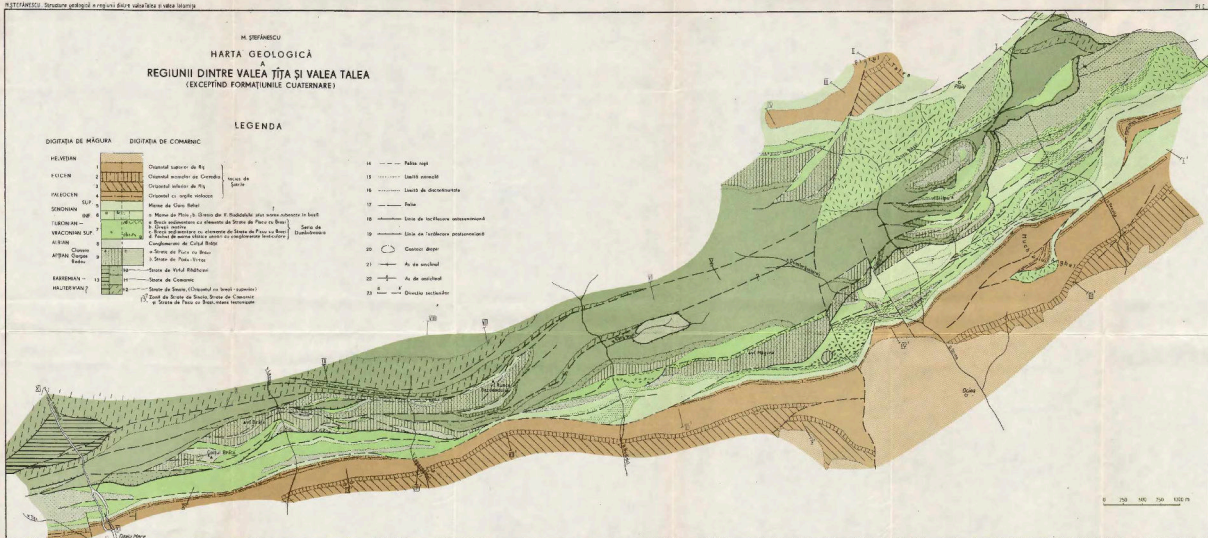
Digitation de Măgura ; Digitation de Comarnic ; Haivétien ; Éocène ; 1, horizon supérieur de flysch ; 2, horizon des marnes de Crevedia ; 3, horizon inférieur de flysch ; Paléocène ; 4, horizon avec des argiles violacées (1, 2, 3, 4 — faciès de Șotnile) ; Sénonien supérieur ; 5, marnes de Gura Beliei ; Sénonien inférieur ; 6, a, marnes de Plău ; b, grès de la vallée de Bizidelu, y compris les marnes rubanées de la partie basale ; Turonien-Vraconien supérieur ; 7, a, brèches sédimentaires à éléments de couches de Comarnic et de couches de Sinaia ; b, paquet de marnes siltitiques, parfois à conglomérats lenticulaires ; (a, b — série de Dumbrăvioara) ; Albien ; 8, conglomérats de Colțul Brății ; Aptien : Clansaysien-Gargasien : 9, a, couches de Piscu cu Brazi ; b, couches de Podu Virtos ; Bédoulien ; 10, couches de Virful Rădăcinii ; Barrémien-Hauterivien ; 11, couches de Comarnic ; 12, couches de Sinaia (horizon à brèche-supérieur) ; 13, zone avec des couches de Sinaia, couches de Comarnic, couches de Piscu cu Brazi intensément affectées par la tectonique ; 14, limite normale ; 15, limite de discontinuité ; 16, ligne de chevauchement anté-sénonien ; 17, ligne de chevauchement post-sénonien ; 18, faille ; 19, forages exécutés.

H. DRĂMBEȘCU
HARTA GEOLOGICĂ
REGIUNII DINTRE VALEA ȚITA ȘI VALEA TALEA
 (EXCEPTÎND FORMAȚIUNILE CUATERNARE)

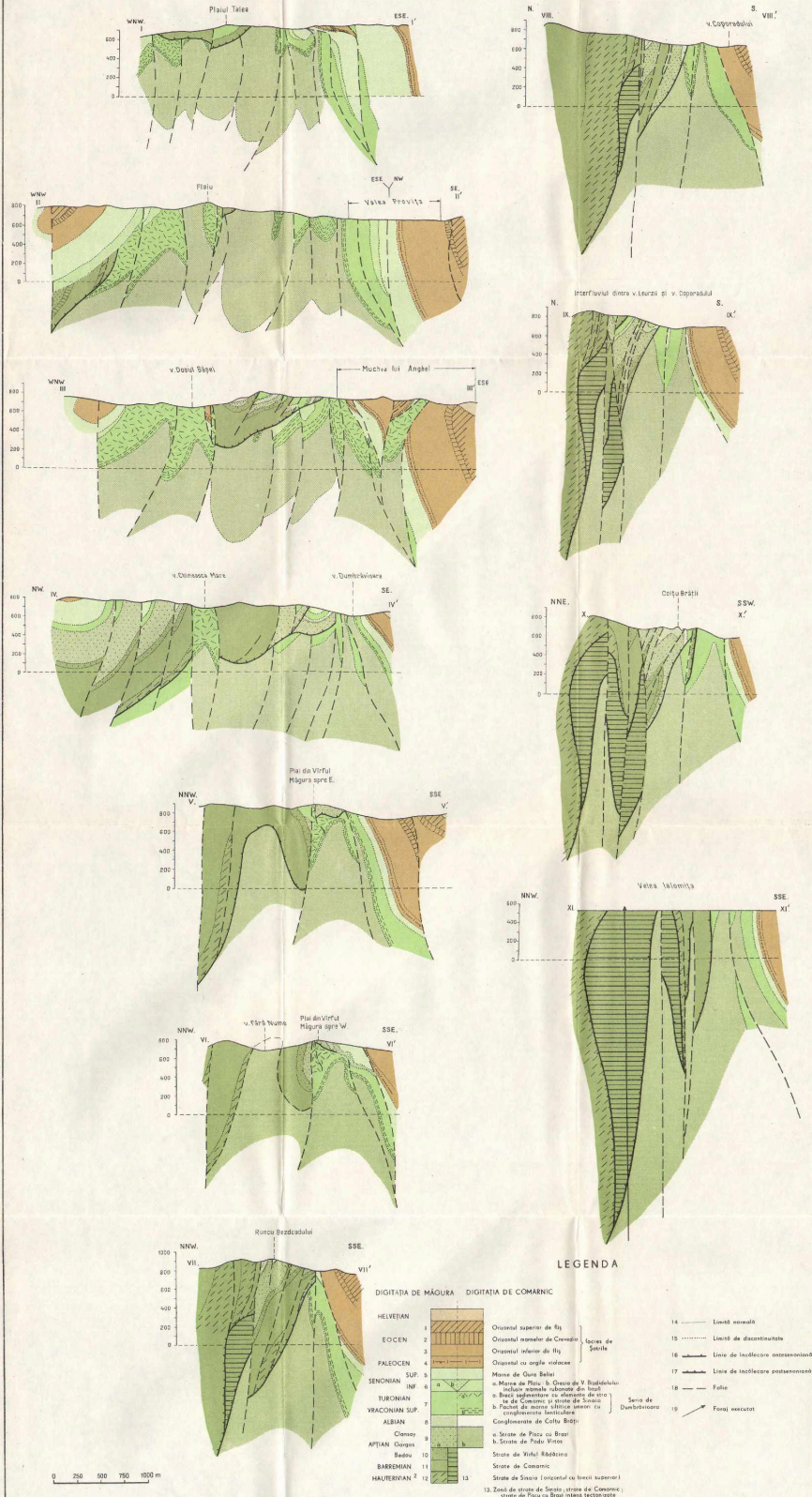
LEGENDA

DIRECȚIA DE MĂGURA **DIRECȚIA DE CORMĂNIC**

HEURDAN	1	Chisnău Lăunț de R.
FELCINE	2	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	3	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	4	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	5	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	6	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	7	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	8	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	9	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	10	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	11	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	12	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	13	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	14	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	15	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	16	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	17	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	18	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	19	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	20	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	21	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	22	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	23	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	24	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	25	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	26	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	27	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	28	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	29	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	30	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	31	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	32	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	33	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	34	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	35	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	36	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	37	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	38	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	39	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	40	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	41	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	42	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	43	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	44	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	45	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	46	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	47	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	48	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	49	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	50	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	51	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	52	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	53	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	54	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	55	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	56	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	57	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	58	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	59	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	60	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	61	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	62	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	63	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	64	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	65	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	66	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	67	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	68	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	69	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	70	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	71	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	72	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	73	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	74	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	75	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	76	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	77	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	78	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	79	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	80	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	81	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	82	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	83	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	84	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	85	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	86	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	87	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	88	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	89	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	90	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	91	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	92	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	93	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	94	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	95	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	96	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	97	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	98	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	99	Chisnău Lăunț de R. (S)
TRĂȘCĂRE	100	Chisnău Lăunț de R. (S)



M. ȘTEFĂNESCU
**SECȚIUNI GEOLOGICE INTERPRETATIVE
 ÎN
 REGIUNEA DINTRE VALEA ȚIȚA ȘI VALEA TALEA**



CUPRINS

	Pag.
1. Bleahu M., Istocescu D., Diaconu M. Formațiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală . . .	5
2. Bucur I. Observații privind nomenclatura tectonică în flișul cretacic și paleogen din Carpații Orientali	23
3. Bulgăreanu V. Considerații geodinamice privind nisipurile eoliene holocene din nordul Ostrovului Moldova Veche (Banat)	33
4. Florea N. Originea sărurilor din solurile, apele freatice și lacurile sărate din Cîmpia Română de nord-est	53
5. Iancu M., Parichi M. Observații geomorfologice și pedologice în Piemontul înalt al Lipovei	73
6. Istocescu D. Asupra prezenței unei roci bazice pe marginile bazinului Bașuș, la E de Lunca Speie și la S de Fiziș	91
7. Mantea Gh., Bordea Josefina, Tocorjescu Maria. Structura geologică a regiunii cuprinsă între Valea Mică-Ciungi-Tăuți (bazinul văii Ampotului-Munții Metaliferi)	97
8. Mureșan M. O nouă ipoteză de lucru privind situația pînzei getice în partea de NW a Carpaților Meridionali	113
9. Mureșan M. Asupra prezenței unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiunea Altîn Tepe)	127
10. Patrulius D. Unitatea de Văfani: un nou element structural al sistemului pînzelor de Codru (Munții Apuseni)	155
11. Peltz S. Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul munților Harghita și nord-estul bazinului Barcoit	173
12. Ștefănescu M. Structura geologică a regiunii dintre valea Talea și valea Ialomița	191



CONTENU

(Résumés)

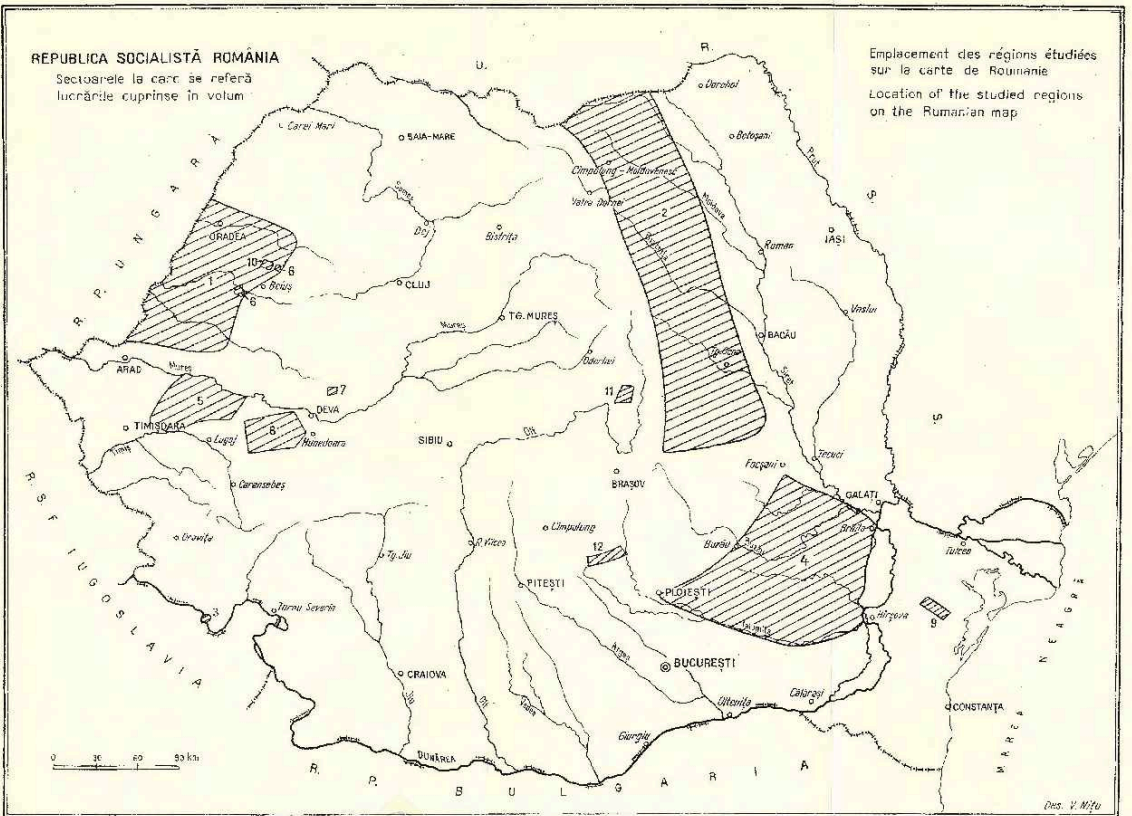
	<u>Page</u>
1. Bleahu M., Istocescu D., Diaconu M. Formations prénéogènes de la partie occidentale des Monts Apuseni et leur position structurale	20
2. Bucur I. Observations concernant la nomenclature tectonique utilisée pour le flysch crétacé et paléogène des Carpates Orientales	32
3. Bulgăreanu V. Considérations géodynamiques concernant les sables éoliens d'âge holocène situés dans le N de l'îlot de Moldova Veche (Banat)	50
4. Florea N. Origine des sels accumulés dans les sols, les eaux phréatiques et les lacs à eau salée situés dans le NE de la Plaine Roumaine du Bas Danube	70
5. Iancu M., Parichî M. Remarques géomorphologiques et pédologique sur le haut Piemont de Lipova	88
6. Istocescu D. Sur la présence de certaines roches basiques sur les bords du bassin de Beiuş, à l'E de Lunca Spiie et au S de Fizîş	95
7. Mantea Gh., Bordea Josefina, Tocorjescu Maria. Structure géologique de la région qui s'étend entre Valca Mică-Ciungi-Tăuţi (bassin de la vallée d'Ampoiu — Monts Métakifères	111
8. Mureşan M. Une nouvelle hypothèse de travail concernant la situation de la nappe Gétique dans la partie de NW des Carpates Méridionales	124
9. Mureşan M. Sur la présence d'une fenêtre tectonique dans la zone des schistes verts de la Dobrogea centrale (région de Altin Tepe)	147
10. Patrulius D. L'unité de Văllani, un nouvel élément structural du système des Nappes de Codru (Monts Apuseni)	169
11. Peltz S. Contribution à la connaissance de la formation volcanogène sédimentaire d'âge pléistocène située dans la S des Monts Harghita et dans le NE du bassin Baraolt	187
12. Ştefănescu M. Structure géologique de la région comprise entre les vallées de Telea et de Ialomiţa	215



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie
Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA PEUTZ
Tehnoredactor și corector: ELENA PANDRABUR
Traduceri: MARIANA SAULEA, MARGARETA HĂRJEU
Ilustrația: V. NIȚU

*Dat la cules : martie 1971. Bun de tipar : iulie 1971. Tiraj : 1600 ex.
Hirtite scris : A. Formată 70×100/56 g. Coli tipar : 14. Co-
manda : 1164. Pentru bibliotecii indicele de clasificare : 55(058)*

Intreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu
nr. 23-25, București, România



Institutul Geologic al României



Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LVII

1969 - 1970

5. TECTONIQUE ET GÉOLOGIE RÉGIONALE



Institutul Geologic al României