REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

# ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXVIII

BUCUREȘTI
1955

371

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ

# ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXVIII

BUCUREȘTI
1955

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

# CUPRINSUL


| | Pag. |
|---|---|
| ION PĂTRUŢ. Geologia şi tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buştenari | 5 |
| N. GRIGORAŞ. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna şi Buzău | 99 |
| N. MACAROVICI. Cercetări geologice în Sarmaţianul Podişului Moldovenesc . . . | 221 |
| MIRCEA D. ILIE. Bazinul Transilvaniei. Cercetări geologice în regiunea Alba Iulia—Sibiu—Făgăraş—Rupea . . . . . | 251 |
| L. PAVELESCU. Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Sebeş . . . . . | 367 |


Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

# GEOLOGIA ŞI TECTONICA REGIUNII VĂLENII DE MUNTE — COSMINELE — BUŞTENARI

DE

ION PĂTRUŢ

## CUPRINSUL

| | Pag. |
|---|---|
| Introducere | 7 |
| I. Istoric | 8 |
| II. Stratigrafia | 10 |
| *A)* Depozitele Pînzei de Homorîciu—Prăjani | 11 |
| 1. Eocenul | 11 |
| *a)* Orizontul Gresiei de Tarcău | 11 |
| *b)* Orizontul Stratelor de Plopu | 14 |
| 2. Oligocenul | 15 |
| *a)* Orizontul şisturilor disodilice inferioare | 17 |
| *b)* Orizontul Stratelor de Pucioasa | 18 |
| Nivelul inferior | 18 |
| Nivelul mediu | 19 |
| Nivelul superior | 20 |
| *c)* Orizontul Stratelor de Izvoarele | 21 |
| *d)* Orizontul şisturilor disodilice superioare | 22 |
| *e)* Orizontul Stratelor de Cornu (Orizontul gipsurilor inferioare) | 23 |
| Nivelul inferior | 23 |
| Nivelul mediu | 24 |
| Nivelul superior | 25 |
| 3. Miocenul | 30 |
| *B)* Depozitele Pînzei de Văleni—Buştenari | 30 |
| 1. Eocenul | 30 |
| *a)* Orizontul argilelor verzi şi gresiilor cu hieroglife | 03 |
| *b)* Orizontul argilelor verzi şi roşii (Stratele de Plopu) | 34 |
| 2. Oligocenul | 35 |
| *a)* Orizontul şisturilor disodilice inferioare | 36 |
| *b)* Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa | 38 |

Institutul Geologic al României

*c)* Orizontul Stratelor de Podul Morii . . . . . 38
Nivelul inferior . . . . . 39
Nivelul mediu (Strate de tip Pucioasa) . . . . . 40
Nivelul superior (Strate de Izvoarele) . . . . . 40
*d)* Orizontul superior al Gresiei de Kliwa . . . . . 44
Nivelul inferior . . . . . 44
Nivelul mediu . . . . . 44
Nivelul superior . . . . . 44
*e)* Orizontul menilitelor superioare (Orizontul diatomitelor) . . . . . 46
*f)* Orizontul gipsurilor inferioare . . . . . 47
3. Miocenul . . . . . 48
*C)* Echivalenți stratigrafici în cele două pînze . . . . . 48
*D)* Sedimente, zone paleogeografice de sedimentare și faciesuri . . . . . 51
1. Sedimente și condițiuni de sedimentare în Eocen . . . . . 53
*a)* Eocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani . . . . . 53
*b)* Eocenul din Pînza de Văleni—Bușteni . . . . . 53
*c)* Relațiuni între cele două faciesuri ale Eocenului . . . . . 54
2. Sedimente și condițiuni de sedimentare în Oligocen . . . . . 55
*a)* Faciesurile Oligocenului . . . . . 55
*b)* Relațiuni între cele două faciesuri ale Oligocenului . . . . . 56
3. Concluzii . . . . . 57
III. Tectonica . . . . . 58
*A)* Privire generală . . . . . 58
*B)* Momente de orogeneză și tectonica realizată . . . . . 60
1. Faza de cutare savică . . . . . 60
2. Faza de cutare premeoțiană (stirică?) . . . . . 63
3. Faza de cutare valahică . . . . . 64
*C)* Valoarea orogenică a fazelor de cutare . . . . . 65
*D)* Unități tectonice . . . . . 66
1. Pînza de Homorîciu-Prăjani . . . . . 69
*a)* Fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani . . . . . 69
*b)* Tectonica Pînzei de Homorîciu—Prăjani . . . . . 74
*c)* Raporturile dintre Pînza de Homorîciu-Prăjani și cuvetele miocene suprapuse . . . . . 76
*d)* Concluzii . . . . . 76
2. Pînza de Văleni—Bușteni . . . . . 77
*a)* Fruntea Pînzei de Văleni—Bușteni . . . . . 77
*b)* Tectonica Pînzei de Văleni—Bușteni . . . . . 82
Digitația de Arsenesele . . . . . 82
Digitația de Bughea . . . . . 83
*c)* Raporturile dintre Pînza de Văleni—Bușteni și cuvetele miocene suprapuse . . . . . 84
*d)* Concluzii . . . . . 84
*E)* Paralelizări cu unitățile tectonice din Carpații orientali și meridionali . . . 85
IV. Rezultate și concluzii . . . . . 88
Bibliografie . . . . . 93
Planșa I— Planșa V. . . . . 98

Institutul Geologic al României

# INTRODUCERE

Regiunea Vălenii de Munte — Cosminele — Buștenari este situată în zona colinelor subcarpatice, în partea de mijloc a Munteniei, la N de orașul Ploești, pe capetele de afundare ale depozitelor Flișului paleogen, care constituie aci cei doi pinteni, de mult cunoscuți în literatură, Pintenul de Văleni și Pintenul de Homorîciu—Prăjani (fig. 1).

La S, depozitele paleogene sînt mărginite de o importantă linie tectonică, dealungul căreia ele încalecă peste depozitele neogene. Peste Paleogen inva-

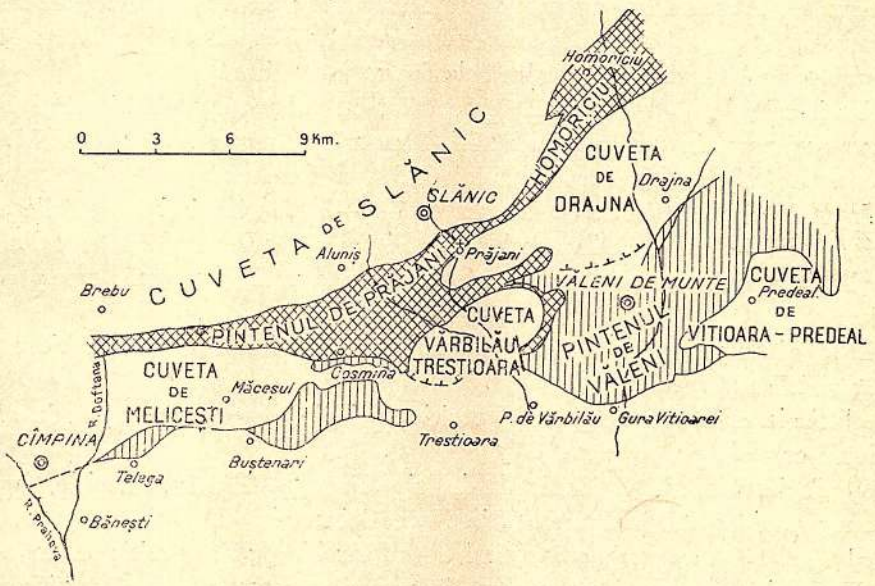



Fig. 1. — Schemă reprezentînd distribuția depozitelor paleogene și neogene în cuprinsul regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari.

dează dinspre S Neogenul, care formează cuvete dispuse în două zone principale: o zonă meridională, de care țin Cuvetele de Vitioara—Predeal, Vărbilău—Trestioara și Melicești, și o zonă nordică, de care țin Cuvetele de Drajna și Slănic.

In lucrarea de față nu au fost studiate în detaliu decât depozitele paleogene. Neogenul a fost privit mai îndeaproape numai de-a lungul liniilor de contact cu Paleogenul.

Lucrările au fost executate pe hărți la scara 1 : 20.000.

Cei cîțiva ani de studiu, pe care de altfel nu i-am putut consacra decît numai în parte acestei regiuni, au fost folosiți, în primul rînd, ca să adun un material de observațiuni cît mai bogat, care să poată constitui oricînd date utile pentru o încercare de sinteză. In hartă, în profilele sau în coloanele stratigrafice care însoțesc lucrarea, am căutat să reproduc cît mai exact posibil

Institutul Geologic al României

ceea ce s'a putut observa pe teren. Cu toate acestea cred că harta în special, nu este o imagine perfectă a realității și această lipsă se datorește numeroaselor terase care acoperă regiunea, precum și marii desvoltări a depozitelor miocene, care maschează, uneori aproape complet, depozitele Flișului paleogen.

## I. ISTORIC

Studiile asupra regiunii de care mă ocup în lucrarea de față sînt foarte numeroase. Prezența în cantitate mare a sării, bogăția în petrol a șantierului Buștenari, precum și încercările de extindere a exploatării lui spre E, au făcut ca regiunea să fie des vizitată încă de foarte mult timp.

Un istoric detailat și critic al cercetărilor care s'au făcut pînă în anul 1928 se găsește, parte în lucrarea lui D. M. PREDA (89), parte în acea a lui M. G. FILIPESCU (31), astfel că socotim inutil să-l mai reluăm.

Intre 1928 și 1934 M. G. FILIPESCU (24—34), orientînd cercetările spre studiul microscopic al sedimentelor, aduce noi și interesante contribuțiuni la soluționarea a numeroase probleme de ordin stratigrafic și tectonic care privesc regiunea.

D-sa distinge în Eocen (31, pag. 29) cele trei faciesuri ale lui VOITEȘTI (113) și MRAZEC (52):

*a)* Faciesul intern de Șotrile, neritico-pelagic, bogat organogen, în afara regiunii care ne preocupă;

*b)* Faciesul median, Eocenul de tip Fusaru—Tarcău, neritic, puțin organogen, dezvoltat în Pintenul de Homorîciu;

*c)* Faciesul marginal, complexul eocen cu hieroglife, neritic, cu material din Vorland, fără organisme, caracterizat prin prezența gresiilor cu hieroglife și Fucoide, dezvoltat în Pintenul de Văleni.

Deosebirile între aceste faciesuri se datoresc factorilor bionomici din diferitele zone ale geosinclinalului Flișului. Asemănările, dacă există, reprezintă convergențe sau îmbinări de faciesuri.

Stratelor de Pucioasa, ca și Stratelor de Podul Morii, le atribuie o vîrstă imprecisă, Eocen superior — Oligocen inferior, fiindcă prezintă asemănări petrografice atît cu Eocenul cît și cu Oligocenul, iar din punct de vedere stratigrafic se sprijină pe Eocen și suportă depozite oligocene tipice. Disodilele, menilitele și Gresia de Kliwa le trece la Oligocen mediu — Oligocen superior. Aquitanianul îl clasează în Oligocenul superior, pe bază de argumente petrografice, paleontologice și stratigrafice, și îl sincronizează, în parte, cu Gresia de Kliwa. Totodată separă două serii de conglomerate poligene, din care una cu Pecteni, iar alta fără Pecteni, pe care o consideră burdigaliană.

In ceea ce privește tectonica, autorul separă în regiunea noastră două mari unități tectonice, în raporturi evidente de șariaj:

Institutul Geologic al României

*a)* Pînza mediană, corespunzînd cu Pintenul de Homorîciu—Prăjani, constituită din Eocen de tip Fusaru—Tarcău, cu Senonian și Albian în bază și cu Strate de Pucioasa la partea superioară. Autohtonul acestei pînze este reprezentat prin Pintenul de Văleni, cu depozitele sale, dela Senonian pînă la Aquitanianul cu sare;

*b)* Pînza marginală, corespunzînd cu Pintenul de Văleni, constituită din Eeocen marginal, cu Gresie de Kliwa și menilite în acoperiș, șariată peste Aquitanianul cu sare.

Mai tîrziu, M. G. FILIPESCU (32), constatînd în regiunea Văii Buzăului existența Eocenului de tip Fusaru—Tarcău în baza Eocenului din Pintenul de Văleni, consideră cei doi pinteni ca aparținînd aceleeași unități tectonice, adică Pînzei mediane (de comun acord, spune autorul, cu comunicarea verbală a Prof. G. MURGEANU și D. M. PREDA).

Date interesante aduce M. G. FILIPESCU asupra învelișului sării (30). Studiind învelișurile masivelor de sare din regiunea Prahova și Buzău, dînsul ajunge la concluzia că ele se pot împărți, după natura materialului din care se compun, în două categorii:

*a)* Masive de sare cu învelișul constituit numai din material de Fliș (Slănic, Vulcănești, Drajna);

*b)* Masive de sare cu învelișul constituit din material exotic, în timp ce materialul de Fliș este foarte rar, dacă nu lipsește chiar (Podeni, Lapoș, Bădila).

Observația este de fapt ceva maî veche și se datorește geologilor I. P. VOITEȘTI, D. M. PREDA și H. GROZESCU (38). Bazați pe acest fapt, ei susțineau că sarea este mai veche decât Paleogenul,

In ipoteza că sarea este de vîrstă aquitaniană și ținînd seamă de natura materialului care constituie învelișul sării, M. G. FILIPESCU crede că sarea se forma în lagune, ocupînd locuri diferite: lagune situate pe geosinclinalul Flișului și lagune situate pe Vorland. Sarea formată în primele lagune a fost acoperită de pînzele Flișului, pe care apoi le-a străbătut în timpul cutărilor valahice. In acest caz învelișul sării este de natură tectonică și nu va avea decît elemente de Fliș. Sarea formată în lagunele de pe Vorland a fost depusă în același timp cu produsele de dezagregare a rocelor care înconjurau lagunele. In acest caz învelișul sării are o origine sedimentară.

Dela 1932 încoace, ideile asupra stratigrafiei și tectonicei regiunii par a se stabiliza la cele ale lui M. G. FILIPESCU. Ultima ediție din harta geologică a Romîniei, la scara 1: 500.000, în porțiunea dintre Doftana și Buzău, este reprezentarea fidelă a hărților sale.

In 1936 Stratele de Podul Morii sînt considerate ca aquitaniene și paralelizate cu Stratele de Cornu, ceea ce face și FABIAN în 1943, cu toate că își exprima bănuiala că, după datele de teren, aceste strate ar putea aparține Eocenului superior — Oligocenului inferior.

Institutul Geologic al României

In 1943, într'o comunicare pe care o făcusem în colaborare cu R. NOTH (75), atribuisem Eocenului, pe baza microfaunei, argilele verzi şi roşii dela Homorîciu, considerate pînă atunci ca senoniene. Stratele de Homorîciu din Valea Teleajenului, care încep cu disodile şi sfîrşesc cu gipsuri, şi care stau normal peste Eocen, suportînd discordant conglomeratele miocene, le clasasem în Oligocen. Tot atunci, pe baza poziției stratigrafice, am atribuit Oligocenului gresia de tip Fusaru—Tarcău dela Homorîciu.

Mai tîrziu (79) am separat în Paleogen cele două gresii, identice din punct de vedere petrografic, şi anume, Gresia de Fusaru, oligocenă, şi Gresia de Tarcău, eocenă.

Lucrînd în V. Buzăului, N. GRIGORAŞ (36), bazat pe observațiile lui GR. POPESCU în V. Teleajenului, şi mai ales pe ale sale, situează Stratele de Podul Morii în Oligocenul mediu. Ele ar separa două orizonturi de Gresie de Kliwa, unul inferior acestor strate şi altul superior lor. Aceleaşi constatări le face în V. Sibiciului şi C. STOICA (103). Ele concordă cu observațiile făcute de noi în V. Teleajenului şi expuse ulterior, într'o comunicare făcută la Institutul Geologic (78).

In 1943, GR. POPESCU şi FL. OLTEANU (76, 87), lucrînd la W şi E de Teleajen, pînă dincolo de V. Buzăului, ajung la concluzia că parte din masivele de sare cunoscute aparțin Tortonianului. După aceşti autori, peste Helvețianul superior cu gipsuri se sprijină concordant Tortonianul inferior, reprezentat prin tufuri cu Globigerine. Peste tufuri stă în discordanță o brecie sedimentară, cu masive de sare, denumită de « tip Pietraru » (76), cînd are elemente exotice, sau de « tip Cosmina », cînd nu are decît elemente de Fliş. La Slănic, spune GR. POPESCU, brecia cu masive de sare stă peste orizontul de tufuri cu Globigerine (Piatra Verde) şi suportă Tortonianul fosilifer. Elementele din brecia sării, atunci cînd sunt rulate, le consideră ca provenind din conglomeratele Burdigalianului (76).

Acest punct de vedere, oarecum revoluționar, a fost combătut în special de D. M. PREDA, în discuțiunile care au avut loc la Institutul Geologic, în urma comunicărilor geologilor GR. POPESCU şi FL. OLTEANU. Cu toate acestea, în cartarea Miocenului din regiunea care ne preocupă, precum şi în interpretarea unora din profilele legate de apariția masivelor de sare, noi am adoptat punctul de vedere exprimat de GR. POPESCU şi FL. OLTEANU, în ceea ce priveşte poziția stratigrafică a breciilor asociate cu unele masive de sare, fără însă ca prin aceasta să acceptăm şi vîrsta tortoniană a acelor masive de sare.

## II. STRATIGRAFIA

După cum am putut vedea din istoric, cercetările geologice făcute pînă în prezent au arătat că în cuprinsul regiunii se pot distinge în Paleogen două faciesuri, unul nordic şi unul sudic, care, după cum vom arăta mai departe,

Institutul Geologic al României

corespund la două mari unități tectonice, Pînza de Homorîciu—Prăjani și Pînza de Văleni—Bușteni.

Din cauza diferențelor de facies dintre depozitele celor două unități, am socotit că este mai nimerit ca expunerea datelor de stratigrafie să fie făcute pe unități tectonice.

Lipsa de documente paleontologice a făcut ca nici pînă azi să nu putem dispune de o orientare precisă a diverselor etaje și orizonturi ale Paleogenului în scara stratigrafică. Chiar dacă în lucrările anterioare, privind regiunea, s'au întrebuințat denumiri ca: Eocen inferior, Eocen mediu, Oligocen inferior etc, aceste precizări de vîrstă își au justificarea numai în superpoziția stratigrafică și nu pot fi privite ca o paralelizare sigură cu corespondenți stratigrafici din vestul Europei, stabiliți pe baze paleontologice. Din acest punct de vedere neîncrederea cu care este privită de unii geologi însăși clasificația pe etaje a Peleogenului, pare a fi, cel puțin în parte, justificată.

Pentru aceste considerente, nu vom întrebuința în cursul expunerii decît denumirea de etaj (Oligocen, Eocen), iar pentru diferitele subdiviziuni ale acestor etaje vom folosi denumiri locale, introduse și consacrate în literatură, sau denumiri care precizează, cât mai bine posibil, poziția stratigrafică și, dacă se poate, conținutul petrografic al nivelului sau orizontului.

## *A)* DEPOZITELE PÎNZEI DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

In cuprinsul acestei pînze cele mai vechi depozite cunoscute aparțin Eocenului, iar cele mai noi Oligocenului. Ele sunt acoperite transgresiv de Miocen.

### 1. EOCENUL

Am putut separa în Eocenul din regiune două orizonturi, bine caracterizate din punct de vedere petrografic: Orizontul Gresiei de Tarcău, la partea inferioară, și Orizontul argilelor verzi și roșii (Stratele de Plopu), la partea superioară (pl. I, fig. 2).

#### *a)* ORIZONTUL GRESIEI DE TARCĂU

Elementul caracteristic al acestui orizont este Gresia de Tarcău, o gresie micacee, cenușie-albăstruie în spărtură proaspătă, gălbuie pe fețele de alterație. După M. G. FILIPESCU (31, pag. 109) ea este constituită în cea mai mare parte din granule de cvarț și lamele de muscovit. Interesant de remarcat este conținutul mare al acestei gresii în minerale grele: biotit, grenat, zircon, staurotid, topaz. Ca elemente autigene se găsesc pirite și chiar glauconite (31, pag. 110). Cimentul este în general calcaros, constituit din calcit bine cristalizat.

Institutul Geologic al României

Roca este uneori pigmentată neegal printr'o materie brună, cu reflexe mate, probabil de natură organică, dispusă în pete, şi prin oxizi de fer (31, pag. 110). Cu acidul clorhidric face efervescență, în special pe fețele proaspăt sparte.

Gresia de Tarcău formează bancuri masive, care ating cîțiva metri grosime (1—10 m), separate prin intercalații subțiri de strate de argile verzi, deobicei şistoase, cu fețe satinate. Gresia este în general fină; uneori însă poate deveni chiar conglomeratică şi sub această formă constituie bancuri ce depăşesc 10 m grosime (Cosmina). Prin dezagregare, acest fel de conglomerate poate da naştere unui prundiş mărunt cu elemente rotunjite, în care se disting macroscopic: fragmente de şisturi cristaline, calcare, cuarțite, gresii, etc. Caracteristic pentru Gresia de Tarcău este prezența a numeroase concrețiuni sferoidale, de mărimi foarte variate.

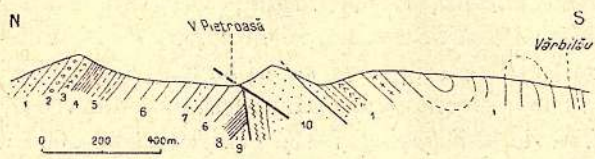



Fig. 2. — Profil între Vîrful Gîlma şi Vărbilău.

Oligocenul din Pînza de Homorîciu-Prăjani: 1, Miocen; 2, conglomerate (Orizontul gipsurilor inferioare); 3, gipsuri (Orizontul gipsurilor inferioare); 4, şisturi disodilice superioare; 5, Strate de Izvoarele; 6, Strate de Pucioasa; 7, Gresie de Fusaru; 8, şisturi disodilice inferioare; Eocen din Pînza de Homorîciu-Prăjani: 9, Strate de Plopu; 10, Gresie de Tarcău.

Resturile de fosile sînt foarte rare şi chiar în cazul cînd se găsesc sînt rău conservate. M. G. FILIPESCU (33, pag. 34) citează la Cosminele, Podul Ursului şi în V. Pietrosul (N de Vărbilău) Nummuliți, Assiline, Orthophragmine, fragmente de: *Cerithium*, *Turritella*, *Ostraea*, *Cardium*, *Pecten*, precum şi nodule de *Lithothamnium*. Punctul cel mai bogat în resturi fosile este pe V. Pietrosul, însă aci, pe lîngă că formele sînt rău conservate, sînt şi extrem de greu de recoltat. Nummuliți mici, dar rău conservați, am găsit pe V. Drajna, 1 km N de satul Podurile.

In regiunea noastră, Gresia de Tarcău apare pe o zonă foarte îngustă între Cosminele de Jos şi Podul Ursului, apoi pe V. Pietrosul, la Vărbilău, de-a lungul unei fracturi longitudinale, după care Pînza de Homorîciu—Prăjani ia contact cu Pînza de Văleni—Buştenari (fig. 2). Ultimul şi cel mai caracteristic afloriment se găseşte pe V. Drajna (fig. 3), în malul stîng al văii, 1 km N de satul Podurile, unde este şi profilul cel mai bun al întregului orizont. Din nefericire, nici aci Gresia de Tarcău nu apare în întregime, ci numai pe o grosime de cca 250 m. În sus ea trece gradat, dar foarte repede, la orizontul argilelor verzi şi roşii, în timp ce în jos este tăiată de o falie. In V. Teleajenului, la Homorîciu (fig. 4), orizontul Gresiei de Tarcău este vizibil numai în parte, tot din cauza aceluiaşi accident tectonic.

M. G. FILIPESCU (31, pag. 36) citează şi figurează pe hartă ca aparținînd Faciesului de Fusaru—Tarcău, de vîrstă eocenă, un complex gresos care începe la fundul Văii Cosmina şi se continuă pînă în V. Vărbilăului. Această gresie este echivalată de noi cu Gresia din Muntele Fusaru, Gresia de Fusaru *sensu*

Institutul Geologic al României

*strictu*, pe care o atribuim Oligocenului. Ea depășește, după cercetările noastre, V. Vărbilăului și se poate urmări pînă în V. Bughea.

Deasemeni, scoatem din orizontul Gresiei de Tarcău și depozitele dela Olteni, atribuite de M. G. FILIPESCU (31, pag. 35) Gresiei de Fusaru—Tarcău

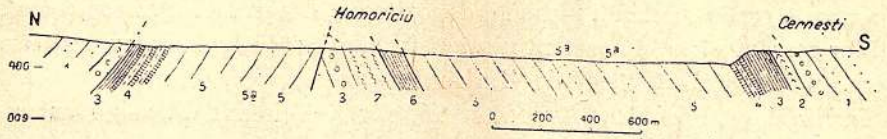



Fig. 3. — Secțiune în lungul Văii Drajna.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 5 a, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Plopu; 8, Gresie de Tarcău.

și figurate ca atare pe hartă, deoarece ele aparțin în parte Stratelor de Cornu, fiind intercalate între disodile, în parte breciei miocene a sării, cum a arătat GR. POPESCU (87).

Nu lăsăm între Gresiile de Tarcău nici gresiile din malul drept al Văii Drajna (Popești), considerate de M. G. FILIPESCU tot ca Eocen de tip Fusaru—

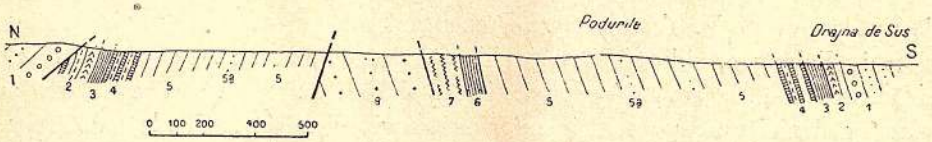



Fig. 4. — Secțiune în lungul Văii Teleajenului.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 5 a, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Plopu; 8, Gresie de Tarcău.

Tarcău (31, pag. 36), deoarece noi credem că ele revin Miocenului inferior.

Denumirea de Gresie de Tarcău a fost introdusă în literatură de SAVA ATHANASIU (9, pag. XLVII). El consideră ca Gresie de Tarcău o gresie grosieră, care poate deveni cîteodată conglomeratică, masivă sau în bancuri foarte groase, cenușiu-albastră în spărtură proaspătă și neagră pe fețele de alterație. Intercalații de șisturi marnoase de culoare cenușie sînt în general frecvente la partea superioară. Această gresie a atribuit-o Eocenului.

Lista de sinonimii, luată în sens larg, este foarte bogată și este redată de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 153). Ne vom opri numai asupra uneia din aceste sinonimii, aceea a lui M. G. FI IPESCU, care atribuie astfel de depozite gresoase Eocenului, așa numit de tip Fusaru—Tarcău. Pentru o serie de motive, pe care le vom arăta mai departe, am repartizat Gresia de Fusaru Oligocenului, astfel că pentru Eocenul gresos care apare în Pînza de Homorîciu —

Institutul Geologic al României

Prăjani, am întrebuințat denumirea de Gresie de Tarcău, cu sensul stratigrafic stabilit de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 153).

Vîrsta Gresiei de Tarcău a fost mult discutată. În cuprinsul regiunii noastre Gresia de Tarcău suportă argile verzi cu intercalații de gresii vinete calcaroase, cu fețe curbicorticale și cu intercalații rare de argile roșii la partea superioară, care reprezintă ultimele depozite ale Eocenului. Din cauza complicațiilor tectonice nu cunoaștem nicăieri în cuprinsul regiunii, depozite care să reprezinte suportul Gresiei de Tarcău.

In Moldova, Prof. ION ATANASIU (6, pag. 44) citează, în solzii externi ai Pînzei Gresiei de Tarcău, la baza gresiei, marne calcaroase șistoase, care ar putea reprezenta o parte din Eocen, dar care, prin prezența Inoceramilor *(Inoceramus salisburgensis)*, în V. Largă, înglobează cu siguranță și Senonian. Gresia de Tarcău trebuie atribuită aci, în întregime Eocenului. Cum Gresia de Tarcău suportă orizontul Stratelor de Plopu, ea are aceeași poziție stratigrafică ca și Gresia de Tarcău din regiunea noastră.

M. G. FILIPESCU remarcă (31, pag. 109) în Gresiile de Fusaru—Tarcău prezența unor fragmente de calcare organogene, care conțin prisme de Inocerami și suntem de acord cu dînsul de a vedea în aceste forme, elemente remaniate, provenite dintr-un Senonian subjacent. Ele ar putea proveni din Cretacic tot așa cum provin de exemplu Belemniții cunoscuți mai de mult în Gresia de Fusaru, de pe V. Teleajenului. Prezența acestor elemente senoniene, remaniate în Paleogen, ridică însă o problemă. Anume, presupune existența unor cutări de vîrstă laramică (postsenoniană), despre existența cărora noi nu am putut găsi nici un argument în cuprinsul regiunii noastre, fiindcă nicăieri nu am putut vedea baza Gresiei de Tarcău. Mai la N, în V. Prahovei, Prof. G. MURGEANU (70) constată că între Senonian și Paleogen există o trecere gradată și continuă, fapt confirmat și de R. NOTH (comunicare verbală) care în această serie de trecere remarcă prezența unor microfosile de vîrstă daniană. Dar regiunea respectivă ține de o unitate tectonică mai internă, în care Eocenul este dezvoltat în Facies de Șotrile. Din aceste motive problema unor cutări laramice rămîne încă deschisă. Pentru moment, bazați numai pe poziția stratigrafică a Gresiei de Tarcău, credem că în cuprinsul regiunii noastre ea trebue atribuită în întregime Eocenului

### *b*) ORIZONTUL STRATELOR DE PLOPU

Gresia de Tarcău suportă un orizont argilos, cu intercalații de strate subțiri de argile roșii-vișinii la partea superioară. Grosimea acestui orizont variază între 80 și 120 m.

Trecerea de la Gresia de Tarcău la argile se face gradat, dar foarte repede, pe o grosime care nu reprezintă mai mult de 40 m. Argilele sînt foioase, de culoare verzuie în spărtură proaspătă și cenușie-verzuie pe suprafețele de alterație. Ele alternează cu gresii vinete, dure, calcaroase, cu fețe curbicorticale, cu

Institutul Geologic al României

hieroglife multe pe fețele care le separă de argile. In partea superioară, pe o grosime de cca 40 m, se intercalează strate subțiri de argile roșii-vișinii, între care apar frecvente gresii cu cruste de oxid de mangan și de fer.

Bazat pe poziția stratigrafică a acestui orizont, cît și pe prezența argilelor roșii, l-am echivalat cu Stratele de Plopu dela partea superioară a Gresiei de Tarcău din Moldova, așa cum a fost separat de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 155).

Acest orizont apare pe o fîșie îngustă la Cosmina și Podul Ursului, de unde se continuă pînă în V. Vărbilăului și apoi pînă în V. Bughea, unde este acoperit transgresiv de Miocen. Caracteristice sunt Stratele de Plopu în V. Teleajenului, la Homorîciu (fig. 4), la S de confluența Văii Teleajenului cu V. Crasna, unde, din cauza aspectului lor, cît și din cauza prezenței gresiilor cu cruste de oxizi de mangan și de fer, considerate caracteristice Senonianului, au fost atribuite acestui etaj (31, 32, 89, 90). Cu același caracter Stratele de Plopu se continuă din V. Teleajenului spre E, pînă în V. Drajna, în marginea de E a regiunii noastre (fig. 3).

Vîrsta acestor strate este aceea care rezultă din poziția lor stratigrafică. Ele se sprijină normal pe Gresia de Tarcău și suportă pretutindeni orizontul șisturilor disodilice inferioare ale Oligocenului. In 1943 atribuisem acestor strate (75), pe baza microfaunei, o vîrstă eocenă, și le paralelizasem, în sens larg, cu Eocenul din Pintenul de Văleni. De fapt, ele se paralelizează numai cu orizontul argilelor roșii dela partea superioară a acestui Eocen. In Moldova, bazat pe poziția lor stratigrafică, Prof. ION ATANASIU (6, pag. 155) le atribuie o vîrstă eocenă și din aceleași motive nu ezităm să le acordăm aceeași vîrstă. Ele ar reprezenta ultimele depozite ale Eocenului.

## 2. OLIGOCENUL

Limita dintre Eocen și Oligocen a fost mult discutată, iar astăzi existența Oligocenului, cel puțin în regiunea Munteniei occidentale, este chiar contestată (71).

In lucrările mai vechi s'a admis că Oligocenul începe odată cu apariția primelor șisturi disodilice. Recent, în Moldova, I. ATANASIU (6, pag. 156—157) raportează Gresia de Lucăcești, care se sprijină pe Stratele de Plopu, la Oligocen, deoarece, spune dînsul, «cu ea apare în seria Flișului un tip de rocă nou, care, prin aspectul său petrografic, ține mai mult de Oligocen decît de Eocen». Această gresie suportă menilite, disodile și Gresie de Kliwa, adică depozite cu aspect petrografic cu totul diferit de cel al depozitelor de sub Gresia de Lucăcești.

In regiunea noastră, ultimele lucrări ale lui M. G. FILIPESCU (31, 32) au arătat că între Eocen și Oligocen nu se poate pune o limită tranșantă și că trecerea se face gradat, prin așa numitele Strate de Pucioasa și Strate de Podul

Institutul Geologic al României

Morii, cu caractere de strate de tranziție. Se poate însă dovedi că atît Stratele de Pucioasa cît și Stratele de Podul Morii sînt intercalate normal între șisturi disodilice și Gresii de Kliwa sau Gresii de Fusaru și că nu se sprijină niciodată direct pe Eocen.

Urmărind o succesiune stratigrafică normală în Paleogen (fig. 3 și 4) se poate constata neîndoios că o schimbare bruscă de facies are loc deasupra Stratelor de Plopu, prin apariția în seria paleogenă a șisturilor disodilice.

Gresia de Lucăcești, semnalată pînă în V. Buzăului (36, 103), nu a putut fi observată în regiunea noastră (fig. 5), cu toate că profile normale la limita

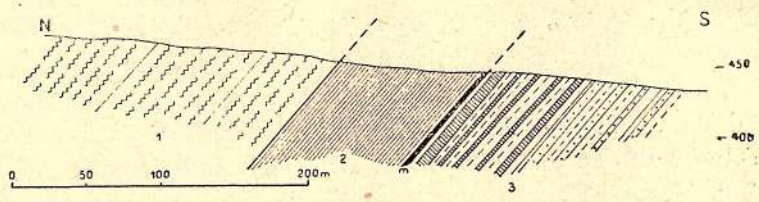



Fig. 5. — Secțiune la Cosmina (Podul Ursului); contactul Eocen-Oligocen.
1, Strate de Pucioasa; 2, șisturi disodilice inf. (m, menilite); 3, Strate de Plopu (Eocen).

Eocen-Oligocen nu lipsesc. Pentru acest fapt noi credem că ea este substituită. Lipsa acestei gresii nu schimbă însă cu nimic existența acelei brusce schimbări de facies, de care vorbeam mai sus. Oarecare asemănări de facies între depozitele Eocenului și cele ale Stratelor de Pucioasa, care se sprijină normal pe un pachet de disodile, ce poate ajunge pînă la 70 m, nu sînt suficiente pentru a susține ipoteza unei treceri gradate dela Eocen la Oligocen, cu atît mai mult cu cît între Stratele de Pucioasa se intercalează frecvent argile brune șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, și uneori chiar disodile și menilite, roce necunoscute în Eocen. In ceea ce privește Stratele de Podul Morii, acestea se sprijină pe Gresie de Kliwa (36, 78, 103) și suportă Gresie de Kliwa, astfel că ele apar intercalate în partea mijlocie a Oligocenului și nu în baza lui. Ele pot fi consideratete ca recurențe de facies, dar nu ca depozite de tranziție.

Pentru aceste considerente de poziție, am admis, ca de altfel majoritatea geologilor romîni, că brusca schimbare de facies din timpul sedimentării Paleogenului corespunde cu începutul unui nou etaj, Oligocenul.

Recent, C. Stoica (103), lucrînd în V. Sibiciului, a arătat că această bruscă schimbare de facies corespunde și cu o bruscă schimbare a microfaunei, atît în ceea ce privește genurile și speciile, cît și în ceea ce privește numărul de forme, astfel că punctul de vedere exprimat mai sus pare să poată fi susținut și pe date paleontologice.

Cercetările de detaliu pe care le-am întreprins în regiune mi-au permis să pot separa în Oligocenul de tip Homorîciu—Prăjani, următoarele orizonturi:

Institutul Geologic al României

*a)* Orizontul șisturilor disodilice inferioare
*b)* Orizontul Stratelor de Pucioasa
Nivelul inferior
Nivelul mediu { Bancul inferior / Bancul mediu / Bancul superior }
Nivelul superior
*c)* Orizontul Stratelor de Izvoarele
*d)* Orizontul șisturilor disodilice superioare
*e)* Orizontul Stratelor de Cornu (Orizontul gipsurilor inferioare)
Nivelul inferior (nivelul cu gipsuri și conglomerate)
Nivelul mediu (nivelul gresiilor cu Operculine)
Nivelul superior (nivelul nisipurilor cu Pecteni).

### *a)* ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE

Acest orizont stă concordant peste Stratele de Plopu și are o grosime care poate varia între 40 și 70 m. Elementele caracteristice sînt șisturile disodilice, cu aspectul lor bine cunoscut, cu eflorescențe de sulfați și cu numeroase rozete de gips. Pe fețele de separație se pot observa mulți solzi de Pești și nu rareori chiar schelete aproape întregi. In baza acestor șisturi, la fundul Văii Mănăului (la Podul Ursului), am observat două intercalații subțiri (20 cm grosime) de calcare silicioase, negre sau cenușiu-închise în spărtură proaspătă și albe-gălbui pe suprafața de alterație, care amintesc marnele bituminoase din complexul menilitelor din Carpații orientali. Odată cu aceste calcare apare și o intercalație subțire, lenticulară (10 cm grosime) de menilit tipic. Între disodile se observă și intercalații rare și subțiri de roce șistoase pelitice, brune-șocolatii, care au fost considerate de M. G. Filipescu (31, pag. 119) drept rocele-mume ale menilitelor. Asupra lor vom reveni mai pe larg cînd vom trata Oligocenul din Pînza de Văleni—Bușteni, unde ele sînt bine dezvoltate.

M. G. Filipescu (31) separă pretutindeni acest orizont, însă, cum dînsul nu admite decît prezența unui singur nivel de disodile, acela dela partea superioară, dă poziției lui o interpretare tectonică, cu toate că D. M. Preda (89) îl clasase încă mai de mult la baza Oligocenului. In 1943 (75) l-am atribuit și eu, bazat pe poziția lui stratigrafică, Oligocenului inferior. El reprezintă echivalentul menilitelor și marnelor albe bituminoase din baza Oligocenului din Carpații de nord, cu care are de altfel comun și prezența marnelor bituminoase.

Șisturile disodilice inferioare apar în V. Drajna, peste Stratele de Plopu (fig. 3) și se continuă dincolo de V. Teleajenului (fig. 4) pentru a dispare în apropierea Văii lui Dragomir, pe o falie tectonică. De-a lungul liniei de contact între cele două unități, ele mai apar pe V. Găvana, iar de aci se pot urmări



Institutul Geologic al României

pînă în V. Pietrosul, unde dispar de-a lungul acestei linii. Bine dezvoltate reapar în malul drept al Văii Vărbilăului, la Livadea, de unde se continuă apoi neîntrerupt pînă în V. Cosmina, cînd dispar din nou pe aceeaşi linie tectonică. Într-o mică ivire mai pot fi observate pe V. Scutăreasa, la Cosminele.

### *b)* ORIZONTUL STRATELOR DE PUCIOASA

Denumirea de « Strate de Pucioasa » a fost creată de MRAZEC în 1911 (60) pentru depozitele marnoase care apar la Pucioasa, pe V. Ialomiței, în continuarea spre W a Pintenului de Homorîciu, deasupra Gresiei de Fusaru. Cum strate marnoase, exact de acelaşi tip, apar şi sub Gresia de Fusaru (79), uneori chiar mai bine dezvoltate ca grosime, în cercetările ulterioare denumirea de Strate de Pucioasa a căpătat un conținut petrografic, neglijîndu-se semnificația stratigrafică dată de MRAZEC. În cazul cînd am încerca să limităm denumirea de Strate de Pucioasa la sensul stratigrafic dat de MRAZEC, ar trebui să întrebuințăm alt termen pentru strate la fel constituite lithologic, dar situate sub Gresia de Fusaru.

Din acest punct de vedere denumirea de « Strate sarmatoide », întrebuințată de TEISSEYRE, este mult mai avantajoasă, dar suferă prin faptul că este foarte puțin cunoscută şi întrebuințată în literatură, în opoziție cu aceea de Strate de Pucioasa. Pentru aceste motive nu am întrebuințat termenul lui TEISSEYRE, ci l-am extins pe acela de Strate de Pucioasa şi la depozitele identice ca facies, dar situate în nivele inferioare Gresiei de Fusaru, astfel că pentru noi acest termen capătă în Pintenul de Homorlciu—Prăjani un conținut petrografic precis şi o semnificație stratigrafică mult mai largă decît acea dată de MRAZEC.

Pentru depozitele din Pînza de Văleni—Buştenari, identice ca facies, vom întrebuința denumirea de « Strate tip Pucioasa », referindu-ne, în acest caz, numai la caracterul lor petrografic. În aceeaşi ordine de idei, vom spune că Gresia de Fusaru reprezintă o intercalație în Stratele de Pucioasa.

Am separat în acest orizont trei nivele bine distincte:

*Nivelul inferior* (Stratele de Pucioasa inferioare, cca 600 m grosime). Cracteristica acestui nivel o constituie prezența unor argile, uneori cenuşii-verzui, dar mai frecvent brune-negricioase, şistoase, ajungînd cîteodată, în special în bază, pînă la adevărate disodile. Uneori ele prezintă eflorescențe saline şi miros de bitumen. Foarte rar se observă intercalații cenuşii sau vinete, dure, calcaroase, de o gresie cu fețe curbicorticale, cu numeroase hieroglife, deobicei mici, numai pe o singură parte şi anume pe partea inferioară. În baza acestei serii am observat pe V. Teleajenului două intercalații de cîte 20 cm grosime, de menilite tipice, legate foarte probabil de existența unei roce de tip gaize-diatomit (31, pag. 118), care însă nu poate fi observată decît sporadic şi atunci în intercalații foarte subțiri.

Institutul Geologic al României

In fondul uniform al acestor argile apar frecvente calcare lenticulare, deobicei în formă de pîini, brune-gălbui pe suprafața de alterație și cenușiu-închise în spărtură proaspătă, foarte caracteristice pentru Stratele de Pucioasa, și în deosebi frecvente în acest nivel. Ele se pot compara cu nodulele calcaroase concreționate, numite « Septaria » din argilele Oligocenului din Germania de nord.

La microscop, aceste concrețiuni apar ca fiind constituite dintr-o masă de calcită fin ganulată, uniformă, cu rare concrețiuni sau agregate de pirită.

Analizate, aceste roce arată un procent de carbonați de 61,75%, în care carbonatul de calciu este reprezentat printr-un procent de 46,76%, carbonatul de magneziu prin 4,07%, iar carbonatul de fer prin 6,46%; restul este reprezentat prin alți carbonați. Ferul, determinat sub formă de oxizi, reprezintă un procent de 19,64%. In acest caz silicații ar reprezenta un procent de 18,61%. După aceste date roca pare a fi echivalentă cu un sferosiderit.

La partea superioară a nivelului încep să apară rare strate de nisipuri fine, muscovitice, calcaroase, de culoare cenușie-gălbuie. Între ele se intercalează sporadic gresii foarte subțiri, dure, calcaroase, cu hieroglife multe și mici pe o singură parte.

Urme fosile, în afară de rari solzi de Pești, nu am găsit nicăieri în cuprinsul regiunii.

*Nivelul mediu* (Nivelul Gresiilor de Fusaru, cca 180 m grosime). In acest orizont am separat trei bancuri, cu treceri gradate între ele, dar totuși suficient de distincte (pl. II, fig. 1).

Bancul inferior (30 m grosime) este constituit dintr-o gresie masivă, cenușie-gălbuie sau chiar albicioasă pe suprafața de alterație și cenușie-albăstruie în spărtură proaspătă, calcaroasă (cu excepția unui banc de 1 m grosime, din bază, care este silicios). Ea conține lamele mari de mică și pe unele fețe de sedimentare are urme cărbunoase. Gresia are deobicei bobul mic, dar uneori apar și intercalații conglomeratice lenticulare, care dau gresiei aspectul cunoscut al Gresiei de Fusaru, așa cum apare ea în jud. Dîmbovița, în Muntele Fusaru.

Bancul mediu (80 m grosime) este constituit dintr-o alternanță des repetată de argile cenușii-negricioase sau chiar brune, de grosimi care variază între 10 și 20 cm, cu aspectul argilelor care apar în nivelul inferior al Stratelor de Pucioasa, cu nisipuri cenușii-gălbui calcaroase, muscovitice, în strate ce nu depășesc deobicei 10 cm grosime, dar care totuși, în trei intercalații, la 20 m de baza nivelului, ajung la 1 m grosime. Foarte rar apar și strate subțiri de disodile tipice precum și intercalații de o gresie vînătă, foarte dură, calcaroasă, cu hieroglife mici pe fața inferioară. Grosimea acestor gresii variază între 10 și 20 cm. În partea superioară nisipurile devin din ce în ce mai dese și cu grosimi din ce în ce mai mari, astfel că la un moment dat ele predomină



Institutul Geologic al României

asupra argilelor, făcînd trecerea spre bancul imediat superior. În toată grosimea bancului apar frecvente calcare lenticulare în formă de pîini.

În afară de rari solzi de Peşti, în intercalațiile disodilice dintre argile, şi de Foraminifere, indiferente pentru stratigrafie, alte forme de viață nu am găsit nicăieri.

Bancul superior (70 m grosime) începe prin gresii masive friabile, gălbui sau albicioase pe suprafața de alterație şi cenuşii în spărtură proaspătă, care ajung, în baza bancului, pînă la 4 m grosime. Ele sunt separate prin strate subțiri de argile cenuşii, sau strate cu lentile calcaroase paniforme. Cu cît ne ridicăm mai sus, grosimea gresiilor se reduce treptat. Argilele devin din ce în ce mai dese, astfel că la partea superioară nisipurile rămîn numai ca intercalații foarte subțiri, care apoi dispar complet în nivelul superior.

Urme de viață nu am observat nicăieri în acest banc.

Gresia de Fusaru a fost separată în Carpați de VOITEŞTI (113) şi denumită astfel după Muntele Fusaru din jud. Dîmbovița, unde are cea mai tipică dezvoltare. Pe baze paleontologice, VOITEŞTI singur (113) şi apoi împreună cu MRAZEC (59), au atribuit-o Eocenului mediu şi superior.

Lucrînd în regiunea Văii Teleajenului, D. M. PREDA (89), bazat pe poziția stratigrafică a acestei gresii, o consideră ca un orizont al Oligocenului inferior şi o echivalează cu Stratele de Bisericani din Moldova. Discutînd aceste păreri, VOITEŞTI (118) susține că în V. Teleajenului Gresia de Fusaru apare în condițiuni tectonice anormale, iar mai tîrziu (119), studiind faciesul acestei gresii între Prahova şi Dîmbovița, o atribuie Eocenului mediu, iar Stratelor de Pucioasa (*sensu* MRAZEC) le dă o vîrstă eocen-superioară.

Într-o serie de comunicări anterioare (75, 78, 79) am arătat că Gresia de Fusaru aparține Oligocenului şi nu poate fi echivalată, aşa cum s-a făcut (113, 59, 31, 32), cu Gresia de Tarcău, care îi este inferioară stratigrafic şi aparține Eocenului.

*Nivelul superior* (Stratele de Pucioasa superioare, cca 300 m grosime). Este constituit din argile cenuşii-negricioase, uneori brune, cu intercalații subțiri de veritabile disodile şi cu rare calcare paniforme. Aspectul general al acestui nivel nu se deosebeşte prin nimic de aspectul nivelului inferior. Dacă ar fi ceva de remarcat, este, poate, frecvența mai mică a calcarelor paniforme.

Pe una din aceste intercalații de calcare am găsit, în V. Cosminei, un fragment de Lamellibranchiat şi un schelet de Peşte, determinat de M. PAUCĂ ca *Scomber voiteştii* (PAUCĂ). Tot din acest nivel, VOITEŞTI citează la Moțăeni, pe Ialomița, schelete de Peşti (113).

Orizontul Stratelor de Pucioasa, aşa cum a fost definit de noi, este bine dezvoltat în cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani şi se poate urmări din V. Drajna (fig. 3), pe un flanc şi pe altul al bolții de Drajna—Homorîciu, pînă în V. Teleajenului. De aci spre W flancul de N este acoperit transgresiv de

Institutul Geologic al României

depozite miocene, în timp ce depozitele din flancul sudic, reprezentate numai prin nivelele superioare, se continuă pînă în V. Praja, la Prăjani, unde reapar şi parte din depozitele flancului nordic. De aci spre W ele se pot urmări neîntrerupt pînă la Meliceşti. În flancul sudic al Cuvetei de Drajna orizontul Stratelor de Pucioasa apare de sub Miocen la Bughea de Sus, în V. Bughea, şi de aci se continuă pînă în V. Vărbilăului şi dincolo de ea, pînă în V. Cosmina, unde dispare pe o puternică linie de fractură.

Vîrsta Stratelor de Pucioasa a fost mult timp discutată. Atribuite la început Oligocenului (60), apoi cînd Eocenului (118, 119) de către unii geologi, cînd Oligocenului de alţii (89, 90), aceste strate ajung prin a fi considerate de M. G. FILIPESCU ca depozite de tranziţie între Eocen şi Oligocen, atribuindu-li-se o vîrstă imprecisă, eocen-oligocenă (31, pag. 40). În aces orizont al Stratelor de Pucioasa M. G. FILIPESCU nu includea decît gresiile de la Homorîciu. Celelalte gresii de acelaşi tip aparţineau, după dînsul, Eocenului, şi apăreau pretutindeni în condiţiuni tectonice anormale. În comunicările făcute anterior (75, 78, 79), bazat pe poziţia stratigrafică a acestor depozite, ele sprijinindu-se invariabil pe şisturile disodilice inferioare şi suportînd Stratele de Izvoarele şi şisturile disodilice superioare, le-am atribuit Oligocenului; pînă acum nu am nici un motiv care să mă îndreptăţească să suspectez acest punct de vedere.

### *c)* ORIZONTUL STRATELOR DE IZVOARELE

Pînă de curînd, orizontul acesta (70 — 100 m grosime) a fost înglobat, fie în Miocen, fie în Stratele de Pucioasa (31, 32) şi considerat, în acest din urmă caz, ca fiind de vîrstă eocen-oligocenă.

In 1943 (75) l-am separat pentru prima dată ca atare şi l-am denumit « Orizontul marnos », iar în 1944 (78) l-am paralelizat cu partea superioară a Stratelor de Podul Morii din Pintenul de Văleni, atribuindu-i o vîrstă oligocenă.

Am creeat pentru acest orizont denumirea de « Strate de Izvoarele », după localitatea Izvoarele, de pe V. Crasna, unde apare tipic dezvoltat, pentru a preciza un nivel interesant, care, după cum se va vedea, se păstrează şi în Pînza de Văleni—Buştenari.

Stratele de Izvoarele sînt constituite din gresii şistoase, cenuşii sau cenuşii-verzui, muscovitice, cu spărtură pronunţat curbicorticală şi cu numeroase hieroglife pe partea inferioară, alternînd cu marne şistoase cenuşii, bine stratificate, cu feţe satinate. In baza orizontului gresiile sunt foarte frecvente şi ajung pînă la grosimi de 50 cm, dar pe măsură ce ne ridicăm în serie, ele devin din ce în ce mai rare şi cu grosimi din ce în ce mai reduse (pl. II, fig. 2).

În general, orizontul are aspectul Eocenului şi nu se deosebeşte de el decît prin aceea că, în timp ce pelitele Eocenului sînt deobicei lipsite de calcar, pelitele din Stratele de Izvoarele sînt totdeauna calcaroase.

Institutul Geologic al României

În partea mijlocie a acestui orizont, pe V. Tarniței, la Cosmina, am observat o intercalație de 50 cm de cinerit.

La microscop, gresiile intercalate în acest orizont apar constituite din numeroase granule de cuarț, cu diametrul variind între 0,03 și 0,06 mm, între care predomină granulele de diametru mai mare. Ca elemente accesorii apar rare granule de feldspat. Cimentul calcaros este constituit din microcristale de calcită.

Marnele din acest orizont au un procent de carbonați care variază între 17 — 25 %. Analizele făcute au arătat că acest procent scade pe măsură ce ne ridicăm spre partea superioară a orizontului. Astfel marnele din bază au 25 % carbonați, cele de la partea medie 20,5 %, iar cele de la partea superioară 16,75 %.

Semnalez acest fapt ca o constatare interesantă, dar, pentru moment, față de numărul analizelor făcute, cred că este prematur să tragem vreo concluzie în legătură cu condițiile de sedimentare.

Fragmente fosile nu am găsit nicăieri în cuprinsul regiunii.

Orizontul acesta este pretutindeni dezvoltat în Pînza de Homorîciu — Prăjani și se poate urmări ca o bandă continuă la partea superioară a Stratelor de Pucioasa și sub șisturile disodilice superioare, începînd din V. Drajna pînă în marginea de W a regiunii.

### *d)* ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE SUPERIOARE

Acest orizont (100 — 200 m grosime) este constituit dintr-o alternanță de șisturi disodilice tipice, cu argile șistoase, brune-șocolatii, între care apar și cîteva intercalații (una de cca 15 m grosime) de marne cenușii nisipoase.

Pentru descrierea acestui orizont am ales un profil tipic, bine deschis, pe P. Ciortanului, la N de satul Meliceşti. Începînd de jos în sus orizontul acesta are aci următoarea constituție (pl. II, fig. 3):

60 m disodile tipice cu numeroși solzi de Pești și cu eflorescențe galbene de sulf, din care, pe fețele de separație, nu lipsesc rozetele de gips;

15 m marne cenușii nisipoase, la partea superioară a cărora se intercalează o argilă bentonitică de aproximativ 30 cm grosime;

15 m disodile tipice, cu o intercalație de argilă bentonitică de 1 m grosime;

30 m argile brune șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, cu două intercalații subțiri, a 50 cm fiecare, de disodile, și cu patru strate de argilă bentonitizată, a căror grosime nu trece de 30 cm fiecare, complex la partea superioară a căruia se intercalează un nisip grosier de cca 1 m grosime;

30 m șisturi disodilice tipice, cu 5 strate de argile bentonitice, din care stratul median are aproximativ 2 m grosime;

2 m disodile tipice, peste care stau concordant gipsurile orizontului imediat superior.

Institutul Geologic al României

Argilele bentonitice se pot distinge ușor prin culoarea lor albă-gălbuie, cu aspect de cinerit alterat, sau cenușie-vînătă, prezentînd caracterul argilelor smectice. Cu studiul și geneza lor s-a ocupat S. ANTON (1).

Resturile organice sînt reprezentate în acest orizont prin Diatomee, rari Radiolari și Globigerine.

Șisturile disodilice superioare sînt foarte bine reprezentate în tot cuprinsul Paleogenului din Pînza de Homorîciu—Prăjăni. Ele apar din V. Drajna (fig. 3) pe cele două flancuri ale bolții Drajna—Homorîciu și se continuă până în V. Teleajenului, unde disodilele din flancul de N al bolții sînt acoperite transgresiv de depozitele miocene ale Cuvetei de Slănic, de sub care nu reapar decît în V. Slănicului. De aci spre W ele se pot urmări, cu maximum de dezvoltare, la N de Cosmina, pînă în marginea de W a regiunii, la Meliceşti.

Șisturile disodilice din flancul sudic al bolții de Drajna—Homorîciu se continuă neîntrerupt din marginea de E a regiunii, pînă în culmea de separație dintre V. Bughea și V. Slănicului, unde dispar tectonic.

In flancul sudic al Cuvetei de Drajna ele se pot urmări de sub Vf. Găvanu (V. Slănicului) pînă în V. Bughea, unde dispar sub Cuveta miocenă de Drajna și nu mai reapar decît pe V. Drajna, în dreptul satului Popești.

### *e)* ORIZONTUL STRATELOR DE CORNU (ORIZONTUL GIPSURILOR INFERIOARE)

Acest orizont, de 50 — 150 m grosime, reprezintă sfîrșitul ciclului de sedimentare paleogen și pretutindeni unde apare este în perfectă concordanță de sedimentare cu depozitele oligocene de sub el, adică cu șisturile disodilice superioare și suportă discordant Miocenul, care începe prin conglomerate și gresii.

Cercetările pe care le-am întreprins în regiune mi-au permis să pot separa în acest orizont trei nivele, bine distincte (pl. II, fig. 4):

*Nivelul inferior* (10 — 30 m grosime și chiar mai mult). Este constituit din gipsuri și conglomerate poligene. El începe cu un strat de gips de cca 30 cm grosime, peste care stau marne și argile brune-șocolatii, de cca 3 m grosime. Aceste argile suportă un banc de gips de aproximativ 10 m grosime. Peste ele stau conglomerate poligene, lenticulare, a căror grosime variază între 0 m și 20 m sau chiar mai mult în unele locuri (V. Runcului). Materialul din care sînt constituite aceste conglomerate este reprezentat prin (31, pag. 54) fragmente de diabaz, pegmatit, porfir roșu, gnais, micașisturi, șisturi grafitoase, șisturi cloritoase, cuarțite, calcare mesozoice roșii, marno-calcare senoniene cu *Picnodonta vesicularis și* Inocerami, calcare și marno-calcare eocene cu Polipieri și Nummuliți.

Un fapt demn de remarcat în acest orizont este substituirea gipsurilor prin calcare bituminoase, care pot ajunge o grosime de 5 — 8 m (Bughea de Sus), de culoare vînătă în spărtură proaspătă și albicioasă pe fețele de alterație și care,

Institutul Geologic al României

lovite cu ciocanul, degajă un puternic miros de bitumen. Bazat pe datele furnizate de studiile microscopice, M. G. FILIPESCU arată că aceste calcare au luat naştere din gipsuri, sub acțiunea fenomenelor solfariene (urme de gips netransformat în interiorul calcarelor). Fenomenul de transformare ar consta în acțiunea bioxidului de carbon din aer şi din apă, asupra oxidului de calciu, rezultat prin reducerea gipsului, sub influența hidrocarburilor. Carbonatul de calciu rezultat este criptocristalin şi apoi, prin recristalizare, conduce la îmbucătățirea calcarului primordial în plaje neregulate. Părerea aceasta este confirmată în totul de observațiile de teren. Astfel, la Bughea de Sus, un strat masiv de gipsuri, care se poate urmări de la Vărbilău (de sub Vf. Găvanu), dispare brusc, iar în prelungirea lui apar calcare bituminoase masive care suportă aceleaşi strate ca şi gipsurile şi se sprijină tot pe şisturile disodilice.

*Nivelul mediu* (Nivelul gresiilor cu Operculine, cca 60 m grosime). Este constituit dintr-o alternanță de argile brune, cu aspectul şisturilor disodilice, cu marne cenuşii cu multe Foraminifere şi cu multe intercalații de conglomerate sau de marne cu prundiş. Destul de frecvent apar nisipuri galbene şi nisipuri glauconitice şi, mai rar, gipsuri (o intercalație de 10 cm grosime), precum şi lentile de calcare bituminoase.

Caracteristica acestui nivel o constituie prezența unor gresii grosiere, alcătuite din aceleaşi elemente ca şi conglomeratele poligene din nivelul inferior, foarte bogate în Operculine, între care M. G. FILIPESCU (31, pag. 53) a determinat *Operculina complanata* DEFR. Nu am putut distinge decît două intercalații de asemenea gresii, situate spre partea superioară a nivelului.

Nisipurile şi gresiile glauconitice au foarte multe Foraminifere şi nu rareori chiar fragmente de macrofosile, imposibil de determinat. Materialul detritic al acestor gresii este reprezentat prin granule angulare de cuarț, bogate în incluziuni de zircon, rutil şi apatit, fragmente de roce silicioase, fragmente de calcar microgranular cu organisme, fragmente de Inocerami, lamele de muscovit, biotit şi clorit (31, pag. 121).

Tot în aceste roce M. G. FILIPESCU citează şi prezența mineralelor grele, ca: granat, turmalin, zircon, staurotid, rutil, topaz şi glaucofan. Acest din urmă mineral este caracteristic pentru şisturile cristaline, dar pînă acum nu a fost semnalat nicăieri în Carpați şi nici în Dobrogea (31). Mineralele autigene sînt reprezentate prin glauconit, pirită, fosfat de calciu şi romboedri de calcit.

In acest nivel, pe V. Teleajenului, la Cerneşti, M. FILIPESCU (31, pag. 55) citează dintr-o marnă compactă, *Nephrolepidina* sp., în asociație cu *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, asociație asemănătoare cu acea menționată, spune dînsul, de DAGUIN, în calcarele nisipoase chattian-aquitaniene de la Sidi-Mousa (Marocul occidental).

La partea superioară a nivelului apare un conglomerat mărunt de 1 m grosime, în care se găsesc foarte mulți Nummuliți şi în special Nummuliți striați.

Institutul Geologic al României

Ca limită superioară a acestui nivel am considerat o marnă albă tufacee, cu foarte multe Globigerine și alte Foraminifere, și a cărei grosime nu depășește 1,50 m.

*Nivelul superior* (nivelul gresiilor cu *Pecten*, cca 60 m grosime). Este constituit din argile brune, cu aspectul șisturilor disodilice, uneori negricioase, iar alteori de un verde-oliv, sfărîmicioase, în alternanță cu marne cenușii cu Foraminifere, cu marne cu prundiș și, mai rar, cu nisipuri glauconitice.

În baza acestui orizont apare o gresie glauconitică, friabilă, de 2 — 3 m grosime, în care se găsesc frecvente forme de *Pecten*, foarte rău conservate în cuprinsul regiunii noastre. Această gresie reprezintă echivalentul stratigrafic al gresiei din V. Crasna, de la Schiuleşti, în care s-au determinat cele trei specii de *Pecten* cunoscute: *Pecten hörnensis* DEP. și ROM., *Pecten beudanti* BAST. și *Pecten pseudobeudanti* DEP. și ROM. Mai tîrziu, din aceeași gresie, M. G. FILIPESCU (31, pag. 53) a determinat o altă specie, *Pecten convexior* ALMERRA și BOFFILL.

Deasupra nisipurilor glauconitice cu *Pecten* stă un complex de cca 50 m, constituit dintr-o alternanță de argile cu marne cenușii și marne cu pietriș, peste care se sprijină discordant Miocenul inferior cu conglomerate și gresii.

Ceea ce constituie caracteristica aproape esențială a Stratelor de Cornu este prezența în cantitate foarte mare a glauconitului. Un studiu amănunțit asupra lui este datorit lui M. G. FILIPESCU (31, pag. 124 — 134). Vom reține din acest studiu două fapte:

Că glauconitul nu se întîlnește decît în depozite neritice și are o mare răspîndire atunci cînd organismele sînt bine dezvoltate, fiind în special abundent cînd materia sapropelică și pirita sînt în cantitate minimală sau lipsesc;

Că depozitele glauconitice lipsesc complet în regiunile lagunare.

Prin jocul fenomenelor de subsidență și în legătură cu o bogată microfaună se realizau alternativ condițiuni favorabile, cînd pentru formarea șisturilor bituminoase, cînd pentru formarea glauconitului.

Pînă de curînd majoritatea geologilor romîni admiteau că sarea este cantonată strict în acest orizont. M. G. FILIPESCU, descriindu-l (31, pag. 124), spune că este constituit dintr-o alternanță de depozite neritice și pelagice « care se termină cu depozite lagunare tipice, reprezentate prin sare și gips ».

Din profilele de detaliu pe care le-am prezentat se poate constata că gipsuri se găsesc și la partea inferioară a orizontului. Pe toată grosimea acestui orizont, în afară de aceste gipsuri masive, nu am întîlnit în regiunea studiată decît cîteva intercalații brune de șisturi gipsoase și o intercalație de gips de cca 10 cm grosime, în partea medie a orizontului.

În ceea ce privește seria de deasupra gipsurilor, constatăm că ea este constituită dintr-o întrepătrundere de depozite net marine neritice (conglomerate, gresii, gresii glauconitice cu Pecteni, gresii cu Operculine, marne cu Fora-

Institutul Geologic al României

minifere), cu depozite de mare închisă, liniştită, cu fundul neaerisit (şisturi disodilice, argile sapropelice bituminoase). Nicăieri nu am reuşit să observ indicaţii despre prezenţa sării.

Cum gipsul din baza Stratelor de Cornu reprezintă un stadiu lagunar al mării Flişului oligocen ne putem totuşi întreba dacă, final, nu s-ar fi putut ajunge în aceste părţi la o lagună de concentrare cu gipsuri şi eventual sare. Studiind raporturile dintre depozitele Miocenului şi cele ale Oligocenului, constatăm că depozitele miocene stau transgresiv peste diferite nivele ale Stratelor de Cornu, astfel că, de fapt, noi nu putem şti cu destulă precizie dacă întregul orizont al Stratelor de Cornu este accesibil observaţiilor directe. Nu este exclus ca transgresiunea Miocenului să acopere pretutindeni partea superioară a acestui orizont, în care ar putea exista, poate, gipsuri şi masive de sare, păstrate sub cuvetele miocene. În porţiunea vizibilă a Stratelor de Cornu însă, nu cunosc, din propriile observaţii, masive de sare sau măcar izvoare sărate, care să apară neîndoios în legătură cu aceste strate.

Stratele de Cornu sînt foarte bine reprezentate în Paleogenul Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Ele formează o bandă aproape continuă, la partea superioară a şisturilor disodilice superioare, ce se poate urmări din V. Drajna (fig. 3) pînă în V. Teleajenului (fig. 4), deoparte şi de alta a bolţii Drajna—Homorîciu. În V. Teleajenului orizontul din flancul de N al bolţii este acoperit de transgresiunea Miocenului şi nu reapare decît în V. Slănicului, de unde se continuă apoi peste V. Vărbilăului şi fundul Văii Cosmina, pînă în marginea de W a regiunii. În flancul de S al bolţii de Drajna—Homorîciu, acelaşi orizont se continuă din V. Teleajenului pînă la E de Prăjani, unde dispare tectonic împreună cu şisturile disodilice superioare.

În flancul sudic al Cuvetei de Drajna, acest orizont se poate urmări continuu din V. Slănicului pînă în V. Bughea, unde dispare sub Cuveta miocenă de Drajna, de sub care apare în anticlinale, pe linii de fracturi, în V. Parasca, la Olteni, în V. Teleajenului, la N de confluenţa cu V. Drajna şi în V. Drajna, la Popeşti. În petece izolate apare la S de Bughea de Sus şi la Podul Ursului.

Vîrsta acestui orizont a fost mult discutată. Primul care l-a atribuit Aquitanianului, bazat pe poziţia lui stratigrafică, a fost Prof. G. Macovei (42, 45). Probe paleontologice pentru vîrsta lui aquitaniană aduce M. G. Filipescu (31). Dînsul, bazîndu-se pe asociaţia « de forme paleogene (Nummuliţi, Lepidocicline şi Clupeide), cu forme care aparţin şi Paleogenului şi Neogenului (Operculine) şi cu forme curat neogene (Pectinide) », consideră că aceste depozite reprezintă o serie de « tranziţie de la Oligocen la Neogen » şi ar aparţine deci Aquitanianului. « Mai mult încă, spune dînsul, s-ar putea ca depozitele marine cu Pectinide să reprezinte formaţiuni aquitaniene cu o faună precursorie faunei neogene ».

Prof. G. Murgeanu (71, 72), bazat pe frecvenţa Orthophragminelor, forme cu o valoare paleontologică evidentă, în calcarele intercalate în orizontul

Institutul Geologic al României

gipsurilor inferioare de la Corbi (Vadul Meilor), atribuie acestui orizont o vîrstă priaboniană.

Analizînd valoarea argumentelor paleontologice aduse de M. G. FILIPESCU, Prof. MURGEANU conchide, în ceea ce privește forma de *Nephrolepidina* sp., că secțiunile figurate de M. G. FILIPESCU nu sînt suficient de concludente, pentru a afirma cu siguranță prezența acestui gen la noi în țară. Asupra formelor de *Pecten*, observînd distribuția lor, dînsul spune că toate formele descrise sînt caracteristice, după DEPERET și ROMAN, primului etaj mediteraneean și conchide: « Cînd ai patru forme de vîrstă burdigaliană sau helvețiană și nimic mai mult pentru o întreagă regiune geologică, este riscat să atribui Aquitanianului depozitele care le cuprind, presupunînd numai că ele reprezintă o faună care anunță Neogenul ».

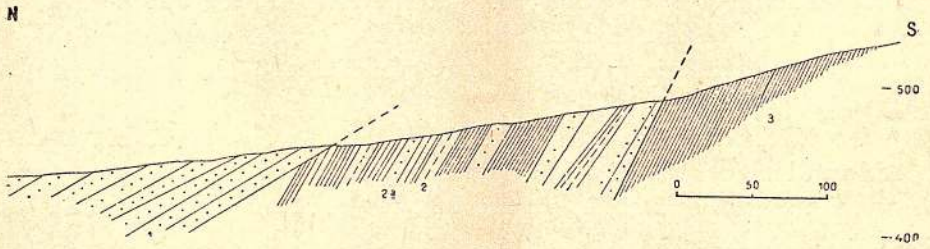



Fig. 6. — Profil pe Valea Sghiboaia (la Alunișu), la contactul Miocen-Oligocen.
1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 2a, Strate cu Pecteni; 3, șisturi disodilice superioare.

Vîrsta priaboniană a gipsurilor, pe baza Orthophragminelor, « nu întîlnește deci, pînă aci, vreo opoziție serioasă de ordin paleontologic ».

Examinînd valoarea argumentelor paleontologice ale Prof. G. MURGEANU, trebuie să recunoaștem că, privită din punctul de vedere al prezenței Orthophragminelor, problema vîrstei gipsurilor inferioare nu-și putea găsi o rezolvare mai fericită. Există totuși un punct în argumentația paleontologică a Prof. M. G. FILIPESCU, căruia Prof. G. MURGEANU, se pare, nu i-a acordat suficientă atențiune. Anume, este poziția stratigrafică a Stratelor cu Pecteni. Examinînd profilul figurat de M. G. FILIPESCU pe V. Crasna, la Schiulești (31, pag. 57), pe care de altfel l-am văzut și noi, se constată că peste șisturile disodilice ale Oligocenului, stă o gresie grosieră glauconitică, în care se găsesc resturile de Pecteni, iar peste ea se așternă, în perfectă concordanță, depozite evaluate de M. G. FILIPESCU la cca 100 m grosime, constituite din șisturi bituminoase cu solzi de Pești. Numai peste acest complex stau conglomeratele Miocenului, care nu conțin, cel puțin din cîte cunoștem pînă acum, nici o urmă de fragment fosil.

În profilul de pe P. Sghiboaia, la Alunișul, (fig. 6), constatăm că Stratele cu Pecteni se sprijină pe argile șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, și pe marne cenușii cu Foraminifere, și suportă, concordant, șisturi argiloase, bitu-

Institutul Geologic al României

minoase, cu solzi de Clupeide, alternînd cu marne cu Foraminifere şi gresii glauconitice, peste care stau apoi, net discordant, depozitele conglomeratice ale Miocenului.

Din aceasta reiese, fără nici o urmă de îndoială, că Stratele cu Pecteni țin stratigrafic de Stratele de Cornu şi nu de Miocenul transgresiv.

Trecînd în regiunea de la Corbşori, se constată că orizontul cu gipsuri, între care se intercalează normal calcare şi marne cu Orthophragmine, se sprijină pe disodile şi suportă transgresiv conglomeratele miocene, adică are stratigrafic exact aceeaşi poziție ca orizontul cu gipsuri din regiunea noastră. Mai mult încă, într-o comunicare recentă (79) am arătat că toată seria paleogenă din V. Vîlsanului şi V. Doamnei, atribuită de Prof. G. MURGEANU (71, 72) Eocenului, se poate paraleliza cu Stratele de Pucioasa, în care Gresia de Corbi şi conglomeratele inferioare ar reprezenta echivalentul Gresiei de Fusaru şi ar aparține Oligocenului.

Judecînd după prezența formelor de *Pecten*, pe care Prof. MURGEANU este de acord a le considera de vîrstă burdigalină sau chiar helvețiană, ar trebui să atribuim acestui orizont, în cel mai bun caz, o vîrstă miocenă, dar în nici un caz priaboniană.

În regiunea noastră Eocenul este bine caracterizat atît petrografic cît şi microfaunistic (75). Schimbarea bruscă de facies care intervine odată cu apariția primelor şisturi disodilice, după studiile asupra microfaunei Paleogenului din V. Sibiciului, făcute de C. STOICA (103), corespunde şi cu o netă schimbare a microfaunei. Mai mult încă, cu toate că în Oligocen există recurențe de facies eocen (Gresiile de Fusaru, Stratele de Izvoarele), microfauna eocenă nu mai reapare. În V. Sibiciului C. STOICA (103) constată, în şisturile disodilice intercalate în Gresia de Kliwa inferioară, o microfaună cu totul deosebită de cea eocenă, pe care o compară, în parte, cu microfauna descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria şi, mai bine încă, cu microfauna descrisă de RUDOLF GRILL în Oligocenul de la Gallneukirchen. Determinările faunei de Peşti în diferite regiuni ale Carpaților, făcute de M. PAUCĂ (82, 83, 84), au arătat că speciile întîlnite sînt caracteristice pentru Oligocen şi se paralelizează cu faunele de Peşti din Galiția, Croația şi Bazinul Mainz. In Alsacia, şisturile cu Peşti, corespunzătoare cu argilele cu Septarii din Germania, sigur oligocene, sînt atribuite Stampianului, adică Oligocenului mediu. În basinul provençal (Marseille, Aix şi Apt Forcalquier) Grupa de Aix, celebră prin bogăția sa în urme de Peşti, este atribuită tot Stampianului. In Ungaria, Peştii sînt extrem de frecvenți în Oligocen, iar în Transilvania, la Ileanda Mare, în şisturile disodilice oligocene, KOCH citează fragmente de *Meletta* sp. (44).

În Polonia, HORWITZ (39), analizînd critic lucrările geologilor ROGALA (98, 99, 100), PAZDRO (85), BIEDA (14), H. DE CIZANCOURT (19), care concludeau că şisturile menilitice sînt de vîrstă eocenă, ajunge la concluzia că nu s-au distins suficient şisturile menilitice ca facies, de şisturile menilitice

Institutul Geologic al României

ca nivel stratigrafic și că totul rămîne « ca mai înainte ». Șisturile menilitice din Carpați, atît de universal răspîndite și atît de caracteristice, sînt de vîrstă oligocen-inferioară.

Pentru aceste considerente se atribuie șisturilor disodilice, cît și Stratelor de Cornu pe care le susțin, o vîrstă oligocenă.

In ceea ce privește vîrsta aquitaniană a Stratelor de Cornu, problema este mai complicată. M. G. FILIPESCU (31, pag. 55) menționează că asociația de *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE cu *Nephrolepidina* sp. este asemănătoare cu acea citată de DAGUIN în calcarele chattian-aquitaniene din Preriful Marocului occidental. Dar această asociație este caracteristică pentru Oligocenul inferior. Aquitanianul din această regiune este dezvoltat în facies marin și subcontinental și este caracterizat prin asociația dintre *Nephrolepidina marginata* și *Nephrolepidina tournoueri*, din care formele de Nummuliți mici sînt excluse cu desăvîrșire. În asociația de Lepidocicline cu Nummuliți mici (gr. *incrassatus* și gr. *vascus*), caracteristică pentru Oligocenul inferior, care de altfel apare din Eocen, sînt reprezentate și alte forme de Foraminifere: *Amphistegina*, *Heterostegina*, precum și Plante inferioare *(Lithothamnium)*. Pentru Chattian este caracteristică asociația de Lepidocicline cu *Amphistegina*, *Heterostegina* și *Lithothamnium*. La aceste forme se adaogă și forme de Operculine dar se exclude prezența Nummuliților mici.

M. G. FILIPESCU citează dintre aceste forme (31 pag. 53) *Nummulites incrassatus*, *Operculina complanata*, *Lepidociclina (Nephrolepidina)*, *Amphistegina* sp. *și Lithothamnium*, o asociație caracteristică, după LACOSTE, pentru Oligocenul inferior, adică pentru Lattorfian-Rupelian, în care nu-și are locul *Operculina complanata*. Dînsul pune însă accentul principal, în fixarea vîrstei aquitaniene a Stratelor de Cornu, pe prezența Pectinidelor. Monografia Pectinidelor a lui DEPERET și ROMAN datează din 1902. De atunci încoace date noi au fost aduse. M. FILIPESCU însuși (comunicare verbală) afirmă că în convorbirile pe care le-a avut personal cu ROMAN, acesta i-a comunicat că *Pecten convexior* coboară pînă în Aquitanian, iar după alții, Pectenii apar în Preriful Marocului (Masivul Isoual), chiar din baza Oligocenului.

Așa dar, dacă specii de Pecteni, care mai înainte erau caracteristice pentru Miocen, se constată acum că există și în Oligocen, ne putem întreba dacă în regiunea noastră nu ne găsim în situația de a avea chiar în Oligocen, forme care în alte părți nu apar decît în Miocen. În felul acesta s-ar putea spune că în Stratele de Cornu nu există nici o formă strict caracteristică Neogenului, ci numai forme paleogene (Nummuliți, Lepidocicline) și forme comune Paleogenului și Neogenului (Operculine, Pecteni).

Judecînd în lumina acestor date, după prezența Nummuliților mici *(Nummulites incrassatus)* acest orizont pare a fi de vîrstă lattorfian-rupeliană și în nici un caz aquitaniană. Dacă totuși ținem seamă de faptul că în calcarele Chattianului de Sidi-Mousa, DAGUIN citează forme de Nummuliți mici din grupul

Institutul Geologic al României

*incrassatus*, în asociație cu *Nephrolepidina* sp., și de faptul că pentru Chattian, se consideră caracteristică o asociație de *Lepidociclina*, *Amphistegina* și *Heterostegina*, la care se adaugă și forme de *Operculina*, este mai probabil că Stratele de Cornu aparțin Chattianului, adică trebuie situate, în orice caz, sub Aquitanian.

Credem că nu vom putea avea o ideie justă asupra vîrstei acestui orizont decît studiind în detaliu microfauna, care este foarte bogată și care ne va spune dacă punctul de vedere exprimat aci de noi, rămîne sau nu valabil.

Pentru aceste motive, în cursul expunerii nu am întrebuințat nici denumirea de Aquitanian, nici pe acea de Chattian, ci pe acea de Strate de Cornu sau de gipsuri inferioare, denumiri introduse și consacrate deja în literatură.

### 3. MIOCENUL

În cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani depozitele Miocenului s`nt foarte bine reprezentate. Ele formează două mari cuvete, Cuveta de Slănic și Cuveta de Drajna, ambele sprijinindu-se discordant pe Paleogenul pînzei. Depozitele de bază care ne interesează, atribuite Burdigalianului (89, 31), sînt în general reprezentate prin conglomerate poligene, mai mărunte sau mai grosiere, cenușii sau roșcate, constituite din blocuri de: diabaze, șisturi cristaline, cuarțite, calcare și gresii mesozoice și eocene (31, pag. 64). Materialul din care provin aceste conglomerate pare a avea o origine carpatică.

După M. G. FILIPESCU, aceste conglomerate ar fi în cea mai mare parte laminate pe liniile de dislocație dintre Paleogen și cuvetele neogene; cum vom vedea, contactele sînt, cu foarte mici excepții, normale. Este însă probabil că aceste conglomerate bazale au o dezvoltare mai mult locală și în general se poate constata că, pe măsură ce mergem de la W spre E și de la N spre S, ele își pierd din importanță, fiind substituite prin conglomerate mai mărunte, prin gresii grosiere și chiar prin nisipuri, care suportă apoi și ele, ca și conglomeratele de la N și E, orizontul roșu al Miocenului.

## *B*) DEPOZITELE PÎNZEI DE VĂLENI—BUȘTENARI

### 1. EOCENUL

În Eocenul acestei pînze am putut separa două orizonturi, bine caracterizate din punct de vedere petrografic (pl. I, fig. 1):

*a)* Orizontul argilelor verzi și gresiilor cu hieroglife, la partea inferioară;

*b)* Orizontul argilelor verzi și roșii (Stratele de Plopu), la partea superioară.

#### *a)* ORIZONTUL ARGILELOR VERZI ȘI GRESIILOR CU HIEROGLIFE

Caracteristica acestor depozite, de o grosime vizibilă de cca 350 m, o constituie prezența unor gresii fine, de culoare vînătă, uneori negricioasă, foarte dure, muscovitice, calcaroase, cu numeroase diaclaze de calcit, cu spărtură

Institutul Geologic al României

curbicorticală accentuată și cu foarte multe hieroglife pe fața inferioară, alternînd cu argile verzi, foioase, muscovitice pe fețele de separație.

Între marne și gresii se găsesc, mai rar, intercalații de gresii micacee, cenușii-gălbui, friabile, marne calcaroase vinete, dure, cu Fucoide, constituind adevărate marne de ciment, și mai rar încă, nisipuri în strate foarte subțiri, de culoare galbenă pe suprafețele nealterate și brune-roșcate pe suprafețele de alterație.

În partea inferioară a orizontului apar cîteva intercalații de o gresie calcaroasă, de culoare vînătă în spărtură proaspătă și galben-cenușie pe suprafețele de alterație, care ajunge uneori la grosimi de 0,50 m și care, macroscopic, amintește foarte bine Gresia de Tarcău.

După M. G. FILIPESCU, gresiile dominante ale acestui orizont apar la microscop ca fiind constituite din granule de cuarț foarte colțuroase, cu diametrul maxim de 0,05 mm, prezentîndu-se mai mult sub forma unor așchii, bogate în incluziuni de rutil. Împreună cu cuarțul apar lamele de muscovit, biotit și clorit. Ele sînt dispuse în șiruri paralele care dau rocei o textură șistoasă și spărtură curbicorticală. Mineralele grele sînt frecvente în aceste gresii. Ele sînt reprezentate prin: zircon, turmalină, rutil, topaz, epidot etc. Spre deosebire de Gresia de Tarcău, grenatul lipsește. Cimentul este argilos, constituit din fîșii de substanțe argiloase, cu birefringență slabă.

Bazat pe aceste date, M. G. FILIPESCU crede că sedimentele s-au format într-o zonă neritică, în condițiuni nefavorabile vieții (resturile organice lipsesc), iar după natura mineralelor grele conchide că materialul sedimentat provine de pe Vorlandul geosinclinalului Flișului, fapt care nouă ni se pare încă discutabil.

Una din problemele în legătură cu acest orizont este problema hieroglifelor. Aceste hieroglife reprezintă umflături vermiculare sau aciculare de dimensiuni foarte variate, ajungînd uneori la diametre de peste 1 cm și la lungimi de 10—15 cm, sau chiar mai mult. Alte ori aceste umflături sînt rotunde, prezentîndu-se ca niște excrescențe de dimensiuni iarăși foarte variate.

La microscop, o secțiune transversală printr-o hieroglifă arată o masă fundamentală uniformă, constituită din calcită, în granule ce nu depășesc în general 0,01 mm diametru. In această masă sînt prinse foarte rare granule de cuarț sau de mică și foarte frecvent apar niște globule de formă ovoidală sau sferică, cu contururi, fie nete, fie difuze, formate din cristale de calcită, ceva mai mari și mai transparente, care ajung la 0,02 mm diametru. Aceste vezicole par să reprezinte începutul unei diageneze, cu tendință de recristalizare a calcitei în cristale ceva mai mari. În același timp, nu este exclus ca ele să reprezinte forme microfosile calcaroase, dizolvate și redepuse sub formă de calcită, larg cristalizată. Unele din aceste vezicole au interiorul constituit dintr-o masă granulară de glauconit.

Marginea externă a hieroglifei este constituită dintr-o substanță brună de oxizi de fer, care pătrunde pe fisuri spre interiorul hieroglifei. Unele din aceste

Institutul Geologic al României

umpluturi de oxizi de fer se desprind de margine şi rămîn incluse în interiorul hieroglifei, ceea ce pare a indica un fenomen de creştere a acesteia.

Toate hieroglifele apar pe suprafaţa gresiilor ca forme pozitive şi nu ca mulaje.

Pentru geologii şi paleontologii vechi cuvîntul hieroglifă avea un sens larg. El îngloba toate accidentele de pe suprafaţa rocelor care apăreau ca forme de viaţă nesigure, urme de cochilii de Moluşte sau de Viermi, precum şi forme cu origine necunoscută, care apăreau pe suprafaţa unor gresii. Existenţa lor a fost de mult remarcată, iar originea lor a fost viu discutată. Unii cercetători, cred că cel puţin o parte din ele sînt Alge, în timp ce alţii susţin că parte din aceste Alge sînt simple amprente mecanice de apendice de animale mergînd pe sedimente moi sau tipare formate în apă prin rostogolirea particulelor solide pe suprafaţa nămolului lăsat de apă; alţii le-au luat drept urme de Viermi.

La noi, O. PROTESCU (91) crede că prin hieroglife trebuie să se înţeleagă figurile provenite pe cale mecanică, în urma mişcării stratelor. Cînd roca este moale, graţie alunecării stratelor, moleculele de material sedimentat pierd aderenţa, materialul se dislocă şi rezultă o serie de figuri, a căror mărime şi formă sînt în raport cu vîscozitatea masei, cu mărimea grăunţelor şi cu natura petrografică a materialului sedimentat. După observaţiile sale, aceste forme ar apare numai pe partea superioară a stratelor, fapt care, vom vedea, nu corespunde cu realitatea.

În literatura mai nouă, date interesante se întîlnesc în publicaţiile sovietice. Cercetătorii sovietici au întrebuinţat hieroglifele în ultimul timp pentru determinarea poziţiei stratelor, în rezolvarea problemelor de tectonică şi au dat chiar şi unele explicaţii asupra originei unora dintre ele.

Din observaţiile pe care le-am făcut personal în cuprinsul regiunii, precum şi din comunicările verbale făcute de aproape totalitatea geologilor care au lucrat în Fliş, pare a reieşi neîndoios că la noi hieroglifele n-au fost observate pînă acum decît pe o singură parte a gresiilor şi anume pe partea inferioară. Urmărind profilele normale în regiune, atît în Eocen, cît şi în Oligocen, acest lucru reiese foarte clar.

Astfel, în profilul Văii Drajna, în Stratele de Plopu, care stau normal sub şisturile disodilice inferioare şi care sînt suportate de Gresia de Tarcău, hieroglifele nu se observă decît pe partea care priveşte spre Gresia de Tarcău, adică pe partea inferioară.

Pe V. Turburea, la N de satul Turburea, Eocenul care suportă concordant şisturile disodilice inferioare ale Oligocenului din Pintenul de Văleni, are hieroglife numai pe partea inferioară a gresiilor. La Piţigoiul, S de Drajna, unde Eocenul încalecă peste Oligocen, hieroglifele apar numai pe partea superioară, evidenţiind răsturnarea stratelor. Pentru Oligocen constatările concordă întru totul cu cele făcute în Eocen. În V. Zimbroaia, în V. Teleajenului, în V. Vărbi-

Institutul Geologic al României

lăului, în V. Cosminei, în seria gresoasă a Oligocenului, hieroglifele stau numai pe faţa inferioară. Ceea ce se poate afirma cu siguranţă este că nicăieri în cuprinsul regiunii nu am găsit hieroglife decît pe faţa inferioară, cel puţin atît timp cît nu se inversează ordinea stabilită în Paleogen, că şisturile disodilice sînt superioare argilelor roşii.

Faptul că pînă astăzi nu cunoaştem o explicaţie plauzibilă asupra originei tuturor acestor forme, se datoreşte, în primul rînd lipsei mulajului. Acolo unde pe o gresie, la contactul cu marnele, se observă hieroglife, pe marne nu am putut observa mulajul acestor forme, fapt confirmat şi de alţi geologi. Această observaţie pare să excludă ipoteza că ele ar reprezenta urme de Viermi sau urme de animale în mişcare pe fundul mîlos, de oarece, în acest caz, existenţa mulajului ar fi necesară. Pe de altă parte, în cazul cînd ar reprezenta fenomene mecanice, nu putem întrevedea care ar fi cauzele care să formeze astfel de urme, atît de variate, numai pe o singură parte şi anume, în mod cu totul neîndoielnic, numai pe faţa inferioară.

Din cauza condiţiilor tectonice în care apare orizontul argilelor verzi şi al gresiilor cu hieroglife, nu cunoaştem din el decît o porţiune de cca 350 m, astfel că nu putem şti care este constituţia părţii lui inferioare şi pe ce formaţiuni se sprijină. Din aceste motive problema rămîne încă deschisă. În Moldova, unde corespondentul acestui facies a fost descris recent de Ion Atanasiu (6, pag. 161), situaţia este aceeaşi. Dînsul presupune numai că trecerea dintre Cretacicul superior şi Eocen este gradată şi continuă şi că absenţa Paleocenului sau a unei părţi din Eocen este puţin probabilă.

Din nefericire, în regiunea noastră nu putem face nici măcar această presupunere. Este probabil că deslegarea problemei se va putea face în regiunea văii Buzăului, unde Flişul eocen pare a fi mai bine deschis şi mai puţin afectat de fenomenele tectonice, decît în acest capăt de pînză.

Prin poziţia lui stratigrafică, sub Stratele de Plopu, reprezintă un echivalent al Gresiei de Tarcău. El conţine o microfaună cu totul deosebită de cea a Senonianului (75). Cum Gresia de Tarcău am considerat-o ca reprezentînd în întregime Eocenul, credem că şi acest orizont, atît cît apare la zi, trebuie atribuit în întregime, tot Eocenului.

Pînă de curînd acest facies a fost considerat de D. M. Preda (89, 90), cît şi de M. G. Filipescu (31), ca fiind lipsit de resturi organice. Într-o comunicare anterioară (75) am arătat că argilele conţin o bogată microfaună, constituită în special din forme aglutinante, formele calcaroase fiind mai rare. Mai recent, C. Stoica (103), lucrînd în V. Buzăului, descrie în acest orizont o microfaună constituită tot din forme aglutinante, asemănătoare cu acea din regiunea Vălenii de Munte, faună pe care o compară cu acea descrisă de Grzybowsky la Wadowice, Okolicy, Krosno, Gorlice, Dukla şi Wola Luzanska. Pentru moment este greu de a trage, din prezenţa acestei microfaune, o concluzie hotărîtă asupra vîrstei acestui orizont. Ceea ce se poate totuşi spune este că



Institutul Geologic al României

această microfaună se deosebeşte net de microfauna pe care o cunoaştem din marnele roşii senoniene de la Gura Beliei (75).

Acest orizont al Eocenului apare bine dezvoltat în Plaiul Arseneselor, la E de Teleajen, de unde se continuă neîntrerupt pînă în V. Teleajenului, cînd se scufundă sub Cuveta de Drajna. Mai la S, acelaşi orizont apare în culmea dintre V. Turburea şi V. Zimbroaia, în două fîşii înguste, separate printr-o ivire de Oligocen, şi se continuă peste V. Turburea, pînă în V. Teleajenului, unde dispare pe o linie tectonică, pentru a reapare la S de Bughile de Sus, pe V. Bughea. De aci spre E este acoperit de Pînza de Homorîciu—Prăjani.

Scoatem din acest orizont depozitele cu material de Eocen brecifiat de la S de V. Vărbilăului (sub Vf. Măgura), de la S de Podul Ursului, de la Vîlcăneşti, de la N de Recea şi de la S de Cosminele de Jos, deoarece aceste depozite, după cercetările lui Gr. Popescu (87), cît şi după observaţiile noastre, aparţin breciei miocene a sării.

### *b)* ORIZONTUL ARGILELOR VERZI ŞI ROŞII (STRATELE DE PLOPU)

Elementul caracteristic al acestui orizont (cca 150 m grosime) îl constituie prezenţa unor intercalaţii de strate argiloase, de culoare roşie-vişinie, ce nu depăşesc 50 cm grosime şi a căror frecvenţă este destul de redusă. Luate în totul, argilele roşii nu pot reprezenta mai mult de 10 % din grosimea întregului orizont. Ele alternează cu argile verzi, care nu se deosebesc întru nimic de argilele din orizontul inferior, între care se intercalează, ici-colo, aceleaşi gresii cu spărtură pronunţat curbicorticală, cu hieroglife pe partea inferioră, identice şi ele cu cele din orizontul inferior.

După M. G. Filipescu (31, pag. 112 — 113), argilele roşii din Pînza de Văleni—Buştenari apar, la microscop, constituite din granule mici de cuarţ (0,01 mm diametru), împreună cu care se găsesc fragmente mici de calcar, cuarţit, şisturi cristaline şi numeroase lamele de muscovit. Ca minerale secundare se întîlneşte pirită, limonit, hematit, care pigmentează roca. Cimentul este constituit din materie argiloasă, amorfă sau criptocristalină, amestecată cu o slabă proporţie de carbonat de calciu.

După dînsul, resturile organice nu apar în secţiunile făcute prin aceste argile, dar prin spălare s-a putut totuşi culege o bogată microfaună, atît de noi personal cît şi de colegi (S. Anton, C. Stoica), cu al cărei studiu s-a ocupat R. Noth. Această microfaună nu se deosebeşte prea mult de microfauna argilelor verzi din acest orizont, sau din orizontul inferior. În 1943 (75) am dat o listă a formelor cunoscute atunci în Eocen. Studiind Eocenul din V. Sibiciului, C. Stoica (103) separă, pe baza microfaunei, două orizonturi: unul inferior, în care predomină microfauna aglutinantelor şi unul superior, sub Gresia de Lucăceşti, în care, între formele aglutinante, apar mai multe forme

Institutul Geologic al României

calcaroase. Este sigur că acest ultim orizont reprezintă echivalentul stratigrafic al Stratelor de Plopu din Pînza de Văleni—Buștenari. Ceea ce pare oarecum curios în regiunea Văii Sibiciului este faptul că C. STOICA nu citează existența argilelor roșii. Dînsul vorbește de « marne verzi calcaroase sau verzi cu rare pete roșcate », fără să precizeze în care din nivele apar aceste marne. In prelungirea spre W a Eocenului din V. Sibiciului, în regiunea Văii Teleajenului, argilele roșii sînt totuși bine reprezentate, iar în Moldova ION ATANASIU (6) le citează la partea superioară a Eocenului, în toate unitățile. Din aceste motive credem că lipsa lor în orizontarea Eocenului din V. Sibiciului reprezintă o scăpare sau este, poate, datorită lipsei unor bune deschideri.

După poziția lor stratigrafică, Stratele de Plopu aparțin Eocenului și anume părții lui superioare. Față de Pînza de Homorîciu—Prăjani ele nu-și schimbă aci aproape de loc constituția. Cel mult s-ar putea releva o ușoară creștere a elementului gresos și a argilelor roșii.

Stratele de Plopu urmăresc în mod constant aria de distribuție a orizontului inferior, situîndu-se la partea lui superioară. Pe o fîșie îngustă apar în V. Teleajenului, la gura Pîrîului Valea Rea, de unde se continuă spre W pînă în V. Bughea, cînd dispar tectonic. Mai la N, apar pe V. Parasca, în baza șisturilor menilitice inferioare și de aci se pot urmări neîntrerupt pînă la Bughea, unde dispar sub unitatea mai internă (Pînza de Homorîciu—Prăjani). O altă fîșie îngustă apare la Cosmina, la S de Podul Ursului, dar dispare foarte repede sub cuvetele miocene.

## 2. OLIGOCENUL

Peste Stratele de Plopu, în regiunea Văii Buzăului și în Moldova, stă o gresie cuarțoasă, alb-gălbuie, Gresia de Lucăcești, de cca 40 m grosime. Cu toate că în regiunea Văii Teleajenului am observat multe profile la limita Eocen-Oligocen, din care unele perfect deschise (fig. 7), nu am găsit nicăieri această gresie. Cum este greu de admis că ea lipsește pretutindeni din motive tectonice și cum lipsa ei am constatat-o și în Pînza de Homorîciu—Prăjani, am admis că această lipsă este datorită unei substituiri.

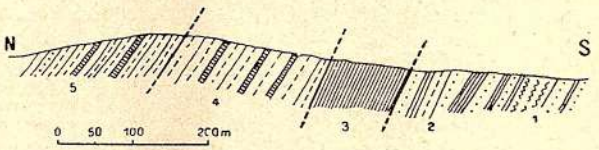



Fig. 7. — Profil la Poiana Stînei, pe culmea dintre V. Zimbroaia și V. Turburea, la contactul între Eocen și Oligocen.

1, Strate de Podul Morii; 2, Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa; 3, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 4, Strate de Plopu; 5, Orizontul argilelor și gresiilor cu hieroglife.

În Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari, cercetările de detaliu ne-au permis să putem separa șase orizonturi, bine caracterizate atît din punct de vedere petrografic, cît și din punct de vedere stratigrafic, și anume:



Institutul Geologic al României

*a)* Orizontul Șisturilor disodilice inferioare,
*b)* Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa,
*c)* Orizontul Stratelor de Podul Morii,
Nivelul inferior,
Nivelul mediu,
Nivelul superior (Stratele de Izvoarele),
*d)* Orizontul superior al Gresiei de Kliwa,
*e)* Orizontul Menilitelor superioare (Orizontul diatomitelor),
*f)* Orizontul Gipsurilor inferioare.

### *a)* ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE

Caracteristica acestui orizont o constituie prezența, pe o grosime de cca 100 m, a unor șisturi disodilice masive, cu aspectul cunoscut al șisturilor disodilice din Moldova, între care am observat intercalate, la distanțe variabile (pl. III, fig. 1), opt strate de marno-calcare, a căror grosime nu depășește în total 4 m, cel mai mare ajungînd 1 m (gura Văii Văleanca, la Vălenii de Munte).

Șisturile au numeroase fragmente și solzi de Pești, dar nu am putut separa nici o formă care să fie determinabilă.

Frecvent intercalate între disodile apar bancuri de roce galbene-albicioase pe suprafața de alterație și brune-șocolatii în spărtură proaspătă, considerate de M. G. FILIPESCU (31, pag. 118) ca gaize-diatomite, roce-mame ale șisturilor menilitice. La microscop aceste roce (31, pag. 117) apar ca fiind constituite în întregime din Diatomee, rare spicule de Spongieri și mai rar Radiolari. Sînt roce de origine organică, ce conțin și elemente detritice, motiv pentru care M. G. FILIPESCU le încadrează în grupa gaize-diatomitelor. Materialul detritic, în proporție de 8 — 10%, este reprezentat prin: cuarț, muscovit, rare granule de feldspat și mai rar fragmente de roce verzi. Ca minerale autigene se întîlnesc sporadic granule de glauconit și oxizi de fer (hematit și limonit), rezultați din transformarea glauconitului și globulelor de pirită (31, pag. 117).

În baza complexului apar trei intercalații de menilite albicioase pe fețele de alterație și brune, cu aspect lucios, în spărtură proaspătă. Studiul lor microscopic, datorit lui M. G. FILIPESCU (31), a arătat fenomene de tranziție de la roca-mamă, gaize-diatomitul, la menilitele tipice. Ideea aceasta este confirmată de faptul că de foarte multe ori, în rocele de tip gaize-diatomit, se observă centre de menilitizare, de dimensiuni foarte variate, începînd de la mărimea unei nuci și mergînd pînă la lentile ce depășesc 2 m lungime, pe o grosime de 5 — 10 cm. Tot acestui fenomen se datorește probabil și faptul că în unele profile menilitele sînt mai bine reprezentate decît în altele (P. Tecei în comparație cu V. Teleajenului sau cu V. Văleanca).

M. G. FILIPESCU crede că fenomenul de menilitizare s-a petrecut pe fundul mării, unde erau cel mai bine întrunite condițiile favorabile unei intense

Institutul Geologic al României

dizolvări a silicei, provocate de rupturi de echilibru fizico-chimic, datorită oscilațiilor sau fenomenelor de subsidență.

Un fapt demn de remarcat, pe care l-a sezisat M. FILIPESCU (31, pag. 118), este raritatea acestui tip de rocă în regiunea noastră, în comparație cu Carpații orientali și cu regiunea Văii Buzăului, unde ele sînt foarte bine reprezentate. Dacă punem aceste fenomene de silicifiere în legătură cu rupturi de echilibru, favorizate de fenomenele de subsidență sau de oscilațiuni ale fundului mării, trebuie să conchidem că în regiunea noastră aceste condiții au fost numai în parte și temporar realizate.

Am arătat că între șisturile disodilice se mai intercalează și niște marne compacte albicioase, care amintesc întru totul marnele albe bituminoase din baza Oligocenului din Moldova și din V. Buzăului. Sînt calcare de culoare albă-gălbuie pe suprafața de alterație și brune în spărtură proaspătă, uneori șistoase, alteori compacte și care, lovite cu ciocanul, degajă un puternic miros de bitumen. Ele apar în strate foarte subțiri, intercalate între șisturile disoldilice, și grosimea lor totală reprezintă în V. Teleajenului 4% din grosimea întregului orizont. Aceste calcare au fost descrise în V. Bughea. La microscop ele apar constituite din pături fine de calcar bituminos, de culoare închisă, alternînd cu pături fine de materie silicioasă, săracă în bitumenē. În stratele silicioase se găsesc izolate sfărîmături mari de cuarț. Pe fețele care separă aceste calcare de șisturile disodilice se observă foarte mulți solzi de Pești.

Cercetătorii străini au denumit aceste calcare «Kalkschiefer», iar ION ATANASIU «marne bituminoase» (6). În regiunea noastră ele au caracter cu totul secundar, fără ca totuși aspectul lor tipic din Carpații orientali să se modifice prea mult.

Deoarece șisturile disodilice se sprijină pe Stratele de Plopu cît și pentru faptul că ele reprezintă un nou tip de rocă, neîntîlnit pînă acum în seria stratigrafică, precum și pentru considerațiile făcute într-un capitol anterior asupra vîrstei șisturilor disodilice, le-am păstrat vîrsta oligocenă, care li s-a atribuit pînă acum în mod curent.

In regiunea noastră acest orizont este bine reprezentat și apare pretutindeni peste Stratele de Plopu. El iese de sub cuveta miocenă de Vitioara—Predeal, în V. Turburea, de unde se continuă pînă în V. Zimbroaia, în marginea de E a regiunii. Mai la N el apare în ambele flancuri ale sinclinalului de la S de Plaiul Arseneselor, de unde se continuă spre W prin Vf. La Peri, pînă în V. Teleajenului și dincolo de ea pînă în V. Bughea. La S de acest sinclinal apare o altă fîșie de șisturi disodilice, care începe de la Vălenii de Munte, din malul stîng al Văii Teleajenului, și se continuă spre W pînă în V. Bughea, la N de Bughile de Jos, unde se efilează pe o puternică linie de falie. Cea mai nordică apariție de șisturi disodilice inferioare, în cuprinsul Pînzei de Văleni—Buștenari, se găsește la N de Plaiul Arseneselor, la Pițigoiul—Popești, formînd flancul de S al unui sinclinal răsturnat spre N. Acest sinclinal se continuă pînă în

Institutul Geologic al României

V. Teleajenului, unde se ascunde sub Cuveta miocenă de Drajna. De sub această cuvetă el reapare la fundul Văii Tecei, unde se ridică periclinal. Aceleaşi şisturi apar de sub cuvetele miocene la Cosmina, în Vf. Ţilfa şi apoi la S de satul Cosmina, pe malul drept al Văii Cosmina.

### *b)* ORIZONTUL INFERIOR AL GRESIEI DE KLIWA

Caracteristica acestui orizont (cca 120 m grosime) o constituie alternanța dintre o gresie de tipul obişnuit al Gresiei de Kliwa, cu şisturi disodilice şi cu rare argile sau marne brune (pl. III, fig. 2).

Gresia de Kliwa reprezintă 35% din grosimea întregului orizont. Ea este bine cimentată, sau mai friabilă, constituind în acest din urmă caz nisipuri cenuşii, cu numeroase dungi colorate în roşu, prin infiltrații limonitice.

Nisipul acesta, neomogen grăunțos, cu granule de diametru pînă la 0,09 mm, este bogat în minerale grele (clorit, granat, staurolit) şi în pirite şi calcite de neoformație. Calcitele provoacă în rocă dungi fine şi albe. S-a exprimat părerea că acest calciu provine din resturile fosile calcaroase, evidente în rocă: Moluşte, Echinide şi Foraminifere (Textularii, Globigerine, Rotalii).

Şisturile disodilice, cu aspectul lor tipic, reprezintă cca 55% din grosimea orizontului şi au numeroşi solzi de Peşti. La partea superioară a orizontului, între şisturi, încep să se intercaleze frecvent argile şi marne brune, care seamănă pînă la identitate cu argilele ce apar în Pînza de Homorîciu—Prăjani, în orizontul Stratelor de Pucioasa.

Pe baza poziției stratigrafice, Gresia de Kliwa, luată în ansamblu, a fost considerată pînă acum ca Oligocen superior. În regiunea Văii Teleajenului ea se sprijină pe orizontul şisturilor disodilice inferioare şi suportă Strate de Podul Morii, astfel că nu-i putem atribui decît o vîrstă oligocenă, fără a avea posibilitatea de a preciza dacă acest Oligocen este mediu, inferior sau superior.

In V. Sibiciului, C. STOICA (103) descrie din acest orizont o microfaună relativ bogată, pe care o paralelizează, în parte, cu acea descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria şi cu acea descrisă de RUDOLF GRILL în Oligocenul de la Gallneukirchen, astfel că vîrsta oligocenă a acestui orizont ar apare ca neîndoielnică, dar nici dînsul nu precizează în care etaj al Oligocenului ar trebui clasat.

Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa are, în cuprinsul regiunii, aceeaşi răspîndire ca şi şisturile disodilice inferioare, pe care se sprijină concordant, urmărind toate aflorimentele lor.

### *c)* ORIZONTUL STRATELOR DE PODUL MORII

În 1911 TEISSEYRE a separat în harta geologică a regiunii Vălenii de Munte, sub denumirea de Strate de Podul Morii, un pachet de depozite, constituit dintr-o alternanță de argile brune cu Gresii de Kliwa şi cu gresii şi marne cu

Institutul Geologic al României

tuf dacitic, considerîndu-l ca faciesul argilei salifere, de vîrstă probabil oligocen-superioară.

In regiunea Văii Teleajenului revine ca Strate de Podul Morii (în sensul strict al lui TEISSEYRE) un pachet de depozite de cca 700 m grosime, care se sprijină pe Gresia de Kliwa inferioară și suportă Gresia de Kliwa superioară. În detaliu se pot deosebi în acest orizont trei nivele bine distincte:

*Nivelul inferior* (pl. III, fig. 4). Ca limită inferioară a acestui nivel (cca 170 m grosime) am considerat partea superioară a ultimului banc de Gresie de Kliwa, din orizontul imediat inferior. Peste această gresie se sprijină un pachet de 10 m grosime, constituit dintr-o alternanță de disodile tipice (care domină în proporție de 60%), cu argile cenușii-negricioase sau brune-șocolatii, fin muscovitice, cu eflorescențe de sulf și cu rozete de gips, care amintesc întru totul argilele din Stratele de Pucioasa ale Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Această limită inferioară nu este tranșantă, căci trecerea de la Gresia de Kliwa inferioară la acest nivel se face gradat, deși foarte repede, dar coincide, în acest punct, cu dispariția Gresiei de Kliwa.

Deasupra acestui pachet stau cca 40 m argile de tipul celor din Stratele de Pucioasa, care alternează frecvent cu nisipuri de culoare cenușie, cu bobul foarte mic, muscovitice, calcaroase, în strate ce nu depășesc niciodată 10 cm grosime. Aspectul general al acestui pachet amintește foarte bine bancul mediu din nivelul Gresiei de Fusaru, din Pînza de Homorîciu—Prăjani, fapt care, vom vedea mai jos, are o deosebită importanță. Între argile se intercalează lenticular acele calcare galbene, în formă de pîini, așa de caracteristice pentru Stratele de Pucioasa.

Peste argile stau nisipuri, de cca 15 m grosime, de culoare cenușiu-închisă sau chiar negricioasă, fine sau mai grosiere, bine stratificate, cu fețe cărbunoase, muscovitice, pline cu solzi de Pești; prin uscare nisipurile devin cenușii-alburii. Spre deosebire de Nisipurile de Kliwa, acestea fac reacție cu HCl. Ele alternează cu strate foarte subțiri și rare de marne cenușii nisipoase, fin muscovitice sau cu argile brune-șocolatii.

Așa cum apar, ele se deosebesc întru totul de Gresiile și Nisipurile de Kliwa și au mai multe afinități cu Gresiile de Fusaru din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Din aceste motive am considerat nisipurile ca un echivalent al acestor gresii, cu atît mai mult cu cît și Stratele de Pucioasa, pe care se reazimă, au aceleași intercalații de nisipuri care se observă în bancul mediu al Gresiei de Fusaru.

Aceste nisipuri suportă un pachet de 100 m grosime, constituit din argile brune, pe alocuri cu aspectul șisturilor disodilice, care reprezintă 70% din grosimea întregului pachet, alternînd cu o gresie extrem de fină, sfărîmicioasă, silicioasă, de culoare albă în spărtură proaspătă și cenușie-gălbuie pe fețele de alterație, cu dungi brune de oxizi de fer, care are aspectul nisipurilor din Gresia de Kliwa superioară, așa cum apare ea la Vălenii de Munte. În bază,

Institutul Geologic al României

gresia este intercalată în bancuri subțiri, dar destul de frecvente, iar la partea superioară constituie un banc de 12 m, care suportă 5 m de argile brune, alternînd cu aceleași gresii moi, albe (pl. II, fig. 4).

Am considerat ca limită superioară a acestui nivel ultima intercalație albă de tipul Gresiilor de Kliwa, de cca 50 cm grosime, care suportă apoi argilele brune, de tipul celor din Stratele de Pucioasa, ale nivelului imediat superior.

*Nivelul mediu (Strate de tip Pucioasa).* Nivelul acesta (cca 380 m grosime), prin faciesul sub care se dezvoltă, aminteşte pînă la identitate faciesul Stratelor de Pucioasa, aşa cum apar ele dezvoltate pretutindeni în Pînza de Homorîciu — Prăjani. Aceleași argile brune sau cenuşii-vineții, şistoase, fine, cu eflorescențe galbene de sulf, alternează, numai la partea inferioară, cu nisipuri cenuşii muscovitice, calcaroase, sfărîmicioase, foarte subțiri, dar foarte frecvente. Caracteristice sînt mai ales acele calcare în formă de pîini care se intercalează şi în acest nivel tot aşa de frecvent ca şi în Stratele de Pucioasa din V. Teleajenului, la Homorîciu.

Prin frecvența nisipurilor, partea inferioară a acestui nivel se poate paraleliza cu bancul mediu din nivelul Gresiei de Fusaru, fapt care, vom vedea, are o deosebită importanță.

Resturi de fosile, în afară de rari solzi de Peşti, nu am găsit.

Examinînd caracterele lithologice ale celor două nivele descrise pînă acum, constatăm neîndoios că particularitatea lor esențială o constituie apariția netă a faciesului de Pucioasa, cu aceleași caractere cu care el se prezintă şi în Pînza de Homorîciu—Prăjani. De altfel, acest facies apare timid încă din Gresia de Kliwa inferioară şi, mai mult încă, în solzii mai interni ai Oligocenului din Pînza de Văleni—Buştenari se manifestă chiar la partea superioară a orizontului şisturilor disodilice inferioare.

Stratele de Pucioasa alternează cu Gresiile de Kliwa, astfel că, în special nivelul inferior, reprezintă un facies cu totul caracteristic, rezultat din întrepătrunderea Stratelor de Pucioasa, depozite de facies occidental, cu Gresia de Kliwa, depozit de facies oriental. Observația aceasta confirmă părerea Prof. G. Macovei (46, pag. 102), după care faciesul Stratelor de Podul Morii ar rezulta din întrepătrunderea Oligocenului de tip moldovenesc, cu un facies marno-gresos.

În nivelul mediu, faciesul de Pucioasa se substituie complet Gresiei de Kliwa, care nu mai reapare decît la partea superioară a Stratelor de Izvoarele.

*Nivelul superior (Strate de Izvoarele).* Limita inferioară a acestui orizont (cca 150 m grosime) este foarte netă. Imediat peste argilele brune ale nivelului mediu urmează marne cenuşii sau verzi, fin muscovitice, al căror aspect se păstrează constant pe toată grosimea nivelului. Aceste marne alternează frecvent cu gresii calcaroase cenuşii-vineții, cu numeroase vine de calcită, dure,

Institutul Geologic al României

compacte sau șistoase, cu fețe pronunțat curbicorticale, cu numeroase hieroglife pe fața inferioară.

La microscop aceste gresii apar constituite din numeroase granule angulare de cuarț, a căror mărime nu depășește decît rareori 0,01 mm diametru. Împreună cu cuarțul apar granule de feldspați, fragmente numeroase de muscovit, biotit și mai rar clorit. Dintre mineralele autigene se întîlnesc rare granule de pirită și glauconit. Cimentul este calcaros, constituit din calcită microgranulară.

In acest orizont se observă trei intercalații de cinerite: una inferioară, de 30 cm (la 40 m din baza nivelului) și două superioare, una de 80 cm și alta de 1,20 m, separate între ele prin 1,20 m de marnă cenușie-verzuie (la aproximativ jumătatea nivelului) (pl. III, fig. 5). Studiul lor microscopic arată o masă fundamentală, constituită din materie sticloasă, hialină, isotropă, parțial devitrifiată și alterată. Din această alterație rezultă fîșii argiloase, slab birefringente. Împreună cu materia argiloasă se găsește carbonat de calciu în pulbere fină, în unele secțiuni într-o proporție apreciabilă. Sticla este formată din aschii crenelate, cu forme colțuroase, niciodată rotunjite. Foarte rar se întîlnesc granule de cuarț, feldspați, lamele de mică și în unele secțiuni și pirite.

Ca resturi organice se pot observa spicule de Spongieri și mai rar Diatomee.

Fragmentele de sticlă sînt amestecate cu foarte mult material detritic, încît roca nu formează un cinerit propriu zis, ci un tufit.

Intr-o secțiune printr-un cinerit luat din V. Teleajenului, din același punct din care posedăm și noi probele, se citează prezența a rare cristale de hornblendă, precum și a biotitului, decolorat în verde. Analiza chimică a acestor cinerite arată următoarea constituție:

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 60,66 | $K_2O$ | 1,33 |
| $TiO_2$ | 0,25 | $Li_2O$ | 0,03 |
| $Al_2O_3$ | 13,78 | BaO | 0,05 |
| $Fe_2O_3$ | 2,85 | $P_2O_5$ | 0,025 |
| FeO | 0,84 | $SO_3$ | 0,06 |
| MgO | 2,10 | $CO_2$ | nedeterminat |
| MnO | 0,03 | Cl | nedeterminat |
| CaO | 1,74 | $+H_2O$ | 7,08 |
| $Na_2O$ | 2,13 | $-H_2O$ | 7,07 |

Comparînd aceste date cu analizele rocelor vulcanice se constată că, după conținutul de $SiO_2$, cineritul ar apare ca o rocă andezitică, la care nu se potrivește conținutul în calciu și oxizi de fer.

Din aceste motive, s-a dedus că este foarte probabil că materialul vulcanic primar a fost dacitic, însă la locul de sedimentare n-au ajuns toți componenții minerali ai cenușei primare, ci s-a depus numai o foarte fină porțiune de praf din materialul de explozie; partea grosieră lipsește, ea depunîndu-se foarte probabil în apropierea locului de explozie.

Institutul Geologic al României

In partea superioară a acestui nivel apare, intercalat între marne şi gresii (la cca 15 m sub limita inferioară a nivelului), un nisip silicios de tipul Nisipurilor de Kliwa, de 3 m grosime, fin la partea superioară şi mai grosier, cu elemente verzi, la partea inferioară, cu rare fragmente fosile de Lamellibranchiate şi Gasteropode, imposibil de determinat.

Din nivelul acesta C. STO CA (103) a recoltat în V. Sibiciului o microfaună relativ săracă, constituită din forme calcaroase, în care, spune dînsul, este caracteristică frecvența genurilor *Robulus* şi *Nonion*.

La limita superioară a nivelului, nisipurile albe, de tipul Nisipurilor de Kliwa, încep a deveni din ce în ce mai dese, astfel că trecerea spre Gresia de Kliwa superioară se face gradat, dar foarte repede, pe o grosime de numai 15 m. Disodile nu apar însă decît odată cu Gresia de Kliwa masivă.

Din cauza prezenței gresiilor cu hieroglife cît şi a marnelor verzi, care dau acestui nivel aspectul general al Eocenului, i s-a atribuit o vîrstă nesigură, eocen-oligocenă (31). Bazîndu-se pe poziția lui stratigrafică, N. GRIGORAŞ l-a atribuit în V. Buzăului Oligocenului şi pentru aceleaşi considerente am făcut la fel în V. Teleajenului (78).

Faunistic nu are nici un fel de afinitate cu Eocenul, fiind lipsit de formele aglutinante atît de caracteristice acestui etaj.

Prezența acestui nivel în V. Teleajenului şi în V. Buzăului a creat o confuzie, provocată de neînțelegerea succesiunii stratigrafice, pe care în V. Teleajenului TEISSEYRE a considerat-o drept Strate de Podul Morii. GR. POPESCU, în V. Teleajenului (discuții la şedințele Institutului), N. GRIGORAŞ (36) în regiunea Văii Buzăului şi după el şi C. STOICA (103), întrebuințează denumirea de Strate de Podul Morii numai pentru nivelul superior cu cinerite, ceea ce nu este conform cu vederile lui TEISSEYRE.

Paralelizînd coloana stratigrafică a Oligocenului din V. Sibiciului, figurată de C. STOICA, cu coloana stratigrafică din V. Teleajenului constatăm, în afară de lipsa Gresiei de Lucăceşti în V. Teleajenului, că nivelul cu cinerite şi marne cu gresii cu hieroglife al Oligocenului se sprijină în V. Sibiciului pe un complex de Strate de Pucioasa, de cca 60 m grosime, sub care apare Gresia de Kliwa inferioară, masivă (fig. 8), în timp ce în V. Teleajenului, între nivelul cu cinerite şi prima apariție a Gresiei de Kliwa inferioară, se observă cca 350 m strate tip Pucioasa. Sub acest nivel stă un pachet de strate de aproximativ 170 m grosime, constituit din Gresie de Kliwa, alternînd cu strate de tip Pucioasa, cu o intercalație de Gresie de Fusaru, atribuit atît de TEISSEYRE cît şi de noi tot Stratelor de Podul Morii şi care are ca echivalent stratigrafic în V. Sibiciului o parte din Gresia de Kliwa inferioară. Numai sub aceste depozite apare, în V. Teleajenului, orizontul inferior propriu zis al Gresiei de Kliwa. Pornind din V. Buzăului, asistăm deci, cum foarte bine a observat Prof. G. MACOVEI (46, pag. 102), la o invazie a faciesului de Pucioasa în faciesul gresos al Oligocenului din Moldova, astfel că ceea ce s-a considerat drept Gresie de Kliwa

Institutul Geologic al României

inferioară în V. Buzăului, corespunde în parte cu Stratele de Podul Morii din V. Teleajenului, în parte cu Gresia de Kliwa inferioară.

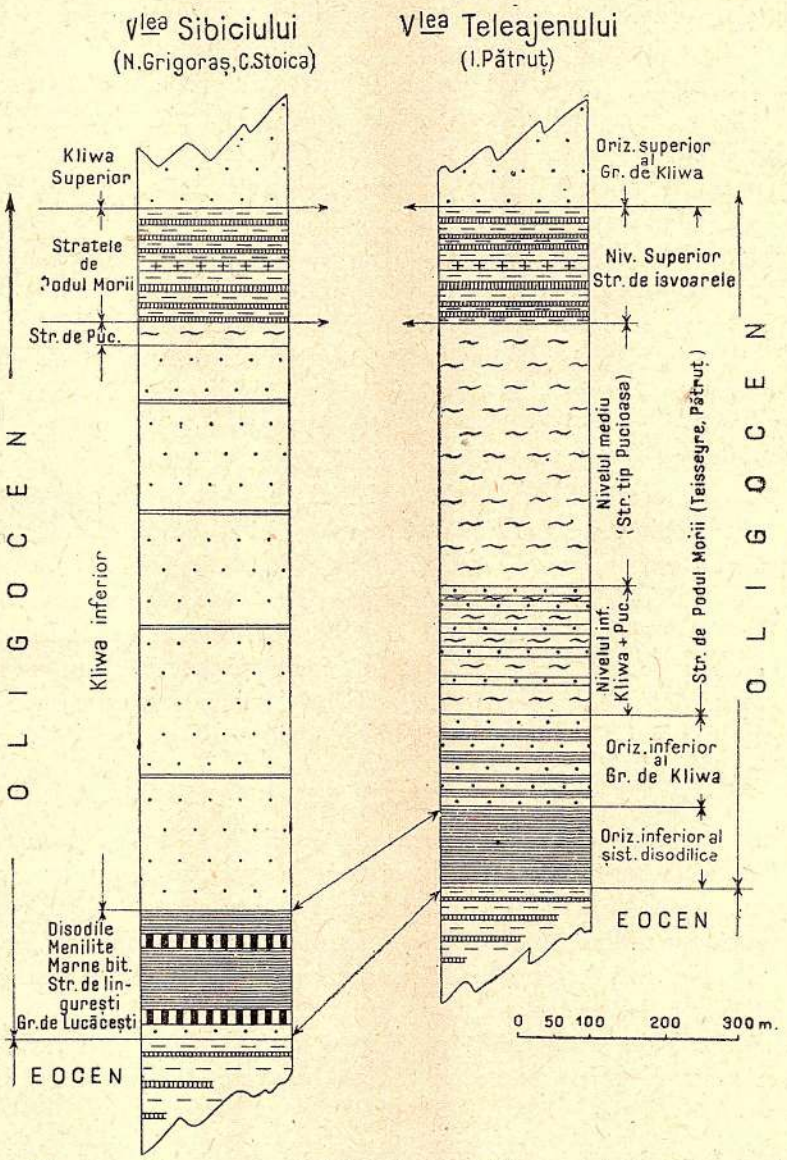



Fig. 8. — Schemă reprezentînd faciesurile Oligocenului din Pînza de Văleni—Bușteni și paralelizarea lor în V. Teleajenului și V. Buzăului.

Din aceste motive, denumirea de Strate de Podul Morii ne apare ca o denumire strict locală, care nu-și are corespondent, în sensul în care a fost creată, în afara regiunii Văii Teleajenului. Întrebuințarea ei în V. Buzăului, în sensul

Institutul Geologic al României

pe care i l-au dat N. GRIGORAȘ și C. STOICA, este fără îndoială improprie. Pentru a evita această eroare, în 1944 am întrebuințat pentru nivelul superior denumirea de « Strate de Podul Morii *sensu stricto* », care de fapt nu este nici ea corectă și ar putea da naștere la alte confuzii. Din aceste motive, pentru a defini poziția stratigrafică și conținutul petrografic al acestui nivel, am întrebuințat denumirea de « Strate de Izvoarele », înțelegînd prin aceste strate nivelul superior al Stratelor de Podul Morii, caracterizat prin prezența marnelor alternînd cu gresii cu hieroglife, cu intercalații de cinerite, care stau invariabil în baza orizontului Gresiei de Kliwa superioară și care păstrează și aci aceeași constituție ca și în Pînza de Homorîciu-Prăjani.

Stratele de Podul Morii, reprezentate prin orizonturile inferioare, apar la N de Plaiul Arseneselor, în sinclinalul dela Pițigoiul—Popești și se continuă pînă în V. Drajna, unde dispar sub Cuveta miocenă de Drajna. Mai la S ele apar, slab reprezentate, în sinclinalul de sub Plaiul Arseneselor, de unde se continuă peste V. Teleajenului, cu o dezvoltare din ce în ce mai mare, pînă în V. Vărbilăului, unde constituie un sinclinal larg, pe care se sprijină petecul de acoperire al Pînzei de Homorîciu—Prăjani, din V. Bughea. De remarcat este faptul că în acești solzi, Stratele de Podul Morii nu sînt reprezentate decît prin cele două nivele inferioare, Stratele de Izvoarele lipsind. Mai la S acest orizont este reprezentat prin toate cele trei nivele, pe V. Zimbroaia și apoi în zona cuprinsă între V. Teleajenului și V. Vărbilăului, iar mai la S încă, în axul unor anticlinale faliate, apare, cînd numai nivelul superior (Strate de Izvoarele), cînd nivelul superior și mediu, nivelul inferior rămînînd constant prins sub liniile de fractură. La Cosmina, Stratele de Podul Morii apar numai pe o fîșie îngustă, pe V. Poiana Trestiei; spre W ele se ascund sub Cuveta de Melicești.

### *d)* ORIZONTUL SUPERIOR AL GRESIEI DE KLIWA

Grosimea acestui orizont este variabilă (cca 370 — 500 m grosime). În V. Teleajenului, în malul drept al văii, ea nu depășește 370 m grosime, în timp ce pe V. Zimbroaia, în marginea de E a regiunii, ajunge pînă la 500 m grosime.

Am considerat ca limită inferioară a acestui orizont, primul strat de Gresie de Kliwa, în care apar intercalații de șisturi disodilice și în care marnele din Stratele de Izvoarele au dispărut complet.

Observînd coloana stratigrafică (pl. III, fig. 6), constatăm că se pot distinge în acest orizont trei nivele cu treceri gradate între ele, dar totuși suficient de distincte:

N i v e l u l  i n f e r i o r, constituit dintr-o alternanță des repetată de Gresie de Kliwa cu disodile, în care disodilele predomină net asupra Gresiei de Kliwa (cca 130 m grosime);

N i v e l u l  m e d i u, constituit din aceeași alternanță de Gresie de Kliwa cu disodile, în care însă Gresia de Kliwa este mai frecventă decît disodilele (cca 130 m grosime);

Institutul Geologic al României

Nivelul superior, constituit din Gresie de Kliwa masivă, în care disodilele apar cu totul subordonate, fiind ceva mai des intercalate la partea superioară a nivelului (cca 110 m grosime).

Macroscopic, Gresia de Kliwa este variată ca aspect. Nivelul inferior este constituit dintr-o alternanţă, foarte des repetată, de disodile cu roce silicioase menilitice, în strate ce variază între 0,50 — 2 m grosime şi cu o gresie albă, deobicei bine cimentată, cu numeroase dungi de precipitaţie concentrice, de culoare roşie-brună, datorită oxizilor de fer. Destul de des apar intercalaţii de o gresie puternic silicifiată, transformată într-un adevărat cuarţit, de culoare în general vînătă-negricioasă.

In nivelul superior Gresia de Kliwa este moale, friabilă, desagregîndu-se foarte uşor într-un nisip alb, care curge pe pante, constituind nisipurile atît de caracteristice de la Vălenii de Munte, exploatate şi întrebuinţate la fabricarea sticlei. În unele intercalaţii ale nisipurilor apar fragmente de roce verzi.

După M. G. Filipescu (31, pag. 114), cît şi după Şt. Cantuniari (17), în aceste nisipuri, ca de altfel şi în gresii, cuarţul se găseşte în masa rocei într-o proporţie de 90%. Restul de 10% este reprezentat prin granule de feldspaţi alteraţi, fragmente de şisturi verzi şi minerale grele (biotit, zircon, rutil, sfen, turmalină, granat, disten) prezente în roce eruptive, dar mai ales în şisturile cristaline.

Studiul microscopic al acestor grăunţe arată că cele mai multe din ele sînt colţuroase, denotînd o origine marină. Numai o mică parte sînt rotunjite, corodate, cu gropiţe născute din lovituri, toate caractere tipice ale unui transport eolian.

M. G. Filipescu (31, pag. 115) crede că aceste nisipuri au o origine dublă: nisip marin în proporţie dominantă, amestecat cu granule provenite pe cale eoliană, fapt care coincide, numai într-o mică măsură, cu părerile lui Mrazec şi Teisseyre şi cele ale lui Sava Athanasiu, că Nisipurile de Kliwa ar reprezenta dune litorale.

După mineralele grele şi fragmentele de şisturi verzi, M. G. Filipescu crede (31, pag. 110) că aceste nisipuri au provenit din distrugerea rocelor care constituiau Vorlandul mării oligocene sau insule în această mare.

In gresiile din nivelul inferior materialul este acelaşi (31, pag. 115), la care se adaugă resturi de Diatomee, Radiolari, spicule de Spongieri. Cimentul este silicios (din opal, calcedonie, cuarţină sau cuarţ secundar) şi rareori calcaros, constituit din calcit larg cristalizat, provenind probabil din înlocuirea opalului cu calcit. Ca minerale secundare apar: glauconitul, pirita şi oxizii de fer.

La Buştenari, între aceste gresii am găsit o intercalaţie de gresie de cca 30 cm grosime, cu ciment glauconitic, care apare, în secţiune, sub forma unei mase compacte. Ca parte esenţială, vecină masei fundamentale, apare multă pirită.

Institutul Geologic al României

Intre gresii şi nisipuri se găsesc intercalate frecvent şisturi disodilice precum şi roce galbene-albicioase pe suprafaţa de alteraţie şi brune în spărtură proaspătă, care nu sînt altceva decît acele roce pe care M. G. FILIPESCU (31, pag. 119) le numeşte gaize-diatomite.

Şisturile disodilice sînt depozite argiloase, bituminoase, şistoase, cu eflorescenţe galbene-roşcate de sulfaţi de fer şi cu numeroase rozete de gips. Ele conţin solzi sau schelete incomplete de Peşti. In afară de aceste resturi, M. G. FILIPESCU citează din rocele silicioase dela Buştenari şi Vălenii de Munte o bogată floră de Diatomee (31, pag. 48). ARADI (2) a determinat la Buştenari o microfaună, pe baza căreia paralelizează depozitele oligocene din această localitate cu stratele tongriene din regiunea Budapestei. Din V. Sibiciului C. STOICA (103) citează, în şisturile disodilice şi în argilele intercalate în Gresia de Kliwa superioară, rare Foraminifere aglutinante şi calcaroase, piritizate, precum şi un trunchi de conifer silicifiat.

Intre Gresiile de Kliwa sau între şisturile disodilice apar intercalate cinerite vulcanice, constituite (31, pag. 137) din fragmente de sticlă nealterată, cu textură vesiculară sau crenelată, amestecate cu mult material detritic, încît ele nu formează un cinerit propriu zis. Din aceste motive sînt şi foarte greu de observat, ele pierzîndu-se în fondul alb, uniform, al Gresiilor de Kliwa. O asemenea intercalaţie de cinerit, de cca 40 cm grosime, am observat pe V. Bughea, la N de linia de încălecare a Oligocenului peste Neogen, şi una de cca 50 cm pe V. Teleajenului. M. G. FILIPESCU (31, pag. 34) crede că materialul vulcanic din această formaţiune a furnizat în mare parte silicea care a servit Diatomeelor să-şi constituie scheletul silicios, căci numai aşa s-ar putea explica extrema abundenţă a acestor organisme silicioase.

Pe baza poziţiei stratigrafice, Gresia de Kliwa superioară a fost atribuită Oligocenului şi aceeaşi vîrstă i-am atribuit-o şi noi.

In regiunea noastră orizontul Gresiei de Kliwa superioară apare în axul sinclinalelor. Pe V. Zimbroaia el constituie o mare cuvetă, cu flancul de N ridicat la verticală şi cu flancul de S uşor înclinat, peste care se aştern transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Vitioara-Predeal. De sub această cuvetă sinclinalul nu mai apare decît la N de Vitioara de Sus, de unde apoi se continuă peste V. Teleajenului pînă în V. Bisericii, la E de Poiana Vărbilău. Mai la S, un alt sinclinal iese de sub aceeaşi cuvetă şi se continuă pînă în V. Bughea, la W de Vf. Gorganul, unde se ascunde pe linia de fractură dintre Paleogen şi Neogen. La Buştenari acest orizont constituie înălţimile din Vf. Rotundu şi la S de Plaiul Măceşului se ascunde sub depozitele neogene.

*e)* ORIZONTUL MENILITELOR SUPERIOARE (ORIZONTUL DIATOMITELOR)

Orizontul acesta, foarte bine reprezentat în V. Buzăului (36, 103), este constituit în V. Teleajenului aproape numai din gaize-diatomite, iar acestea nu apar decît pe o grosime de aproximativ 30 m, restul fiind complet acoperit.

Institutul Geologic al României

Intre gaize-diatomite apar intercalații subțiri și rare de disodile, precum și patru intercalații de o gresie silicioasă de tipul Gresiei de Kliwa, din care cea mai mare are 1 m grosime, iar cea mai mică 5 cm.

Gaize-diatomitele s nt brune în spărtură proaspătă și albe pe suprafața de alterație. Ele conțin numeroase fragmente și solzi de Pești.

Nu putem bănui care ar fi grosimea totală a orizontului, dar, judecînd după grosimea lui în V. Buzăului (36, 103), credem că variază între 30—60 m.

Apare în V. Teleajenului, în ambele maluri ale văii, la S de Vălenii de Munte, sub orizontul gipsurilor inferioare.

### *f)* ORIZONTUL GIPSURILOR INFERIOARE

Este mai puțin vizibil chiar decît orizontul menilitelor superioare. El reprezintă sfîrșitul ciclului de sedimentare al Paleogenului.

In partea inferioară, acest orizont este constituit dintr'un banc de gips de cca 2 m grosime, peste care stă o brecie gipsoasă, neagră-albăstruie, onctuoasă, cu numeroase fragmente de gips prinse în ea și a cărei grosime vizibilă este de 8—10 m. In V. Teleajenului aceasta este tot ce se poate vedea din acest orizont.

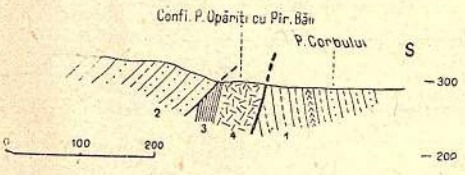



Fig. 9. — Secțiune la confluența Pîrîului Opăriți cu Pîrîul Băii.

1, Miocen superior; 2, Miocen inferior; Oligocen: 3, șisturi menilitice; 4, brecie cu sare.

La Opăriți, pe P. Corbului, chiar la confluența Pîrîului Opăriți cu P. Băii, de sub conglomeratele și gresiile orizontului roșu al Miocenului, apare un pachet de 2 m grosime, constituit din disodile cu lentile de menilite și dintr-o gresie subțire, puternic silicifiată, ce stă peste un masiv de sare. Spre S, acest masiv ia contact anormal cu Miocenul superior (fig. 9). Porțiunea aceasta de profil reprezintă partea superioară a orizontului gipsurilor inferioare, în care apar aci masive de sare. Alt indiciu de prezența sării în acest orizont ne este dat de apariția unui izvor sărat pe V. Gardurilor, 400 m N de confluența cu V. Macara, izvor care iese de sub orizontul roșu al Miocenului.

Dacă încercăm acum, cu ajutorul acestor date, să reconstituim succesiunea stratigrafică a acestui orizont, putem conchide că ea începe printr-un gips de 2 m grosime, peste care se reazimă o brecie în bază gipsoasă, în care, la partea superioară, apar masive de sare, ce suportă apoi un pachet de șisturi disodilice, de o grosime vizibilă de cca 2 m, dar care foarte probabil poate fi și mai mare. Deoarece gipsurile și sarea stau normal peste menilitul superior și suportă discordant orizontul roșu al Miocenului, am atribuit acestui orizont o vîrstă oligocenă.

Gipsurile apar în V. Teleajenului, pe malul stîng al văii, la S de Frînghești, unde poziția lor stratigrafică, asupra căreia vom mai reveni, a fost

Institutul Geologic al României

mult discutată și a constituit argumente, cînd pentru existența pînzelor de șariaj, cînd contra (59, 89, 31, 90). In malul drept al Văii Teleajenului gipsurile apar numai în sfărîmături. Existența lor este confirmată încă și de prezența unor fîntîni cu apă sulfuroasă. Sarea în legătură cu acest orizont apare pe P. Corbului și în V. Gardurilor, în punctele deja amintite.

### 3. MIOCENUL

In cuprinsul Pînzei de Văleni—Bușteni, depozitele Miocenului sînt tot așa de bine dezvoltate ca și în cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Ele constituie trei mari cuvete: Cuveta de Vitioara—Predeal, Cuveta de Vărbilău—Trestioara și Cuveta de Meliceşti, care invadează din S peste Paleogen, întinzîndu-se mult spre N. Cuveta de Vărbilău—Trestioara ajunge pînă aproape peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, în V. Vărbilăului și V. Cosmina, iar Cuveta de Meliceşti depășește și ea Pînza de Văleni—Bușteni și se instalează peste Pînza de Homorîciu—Prăjani.

Miocenul este transgresiv peste depozitele paleogene și începe deobicei prin gresii grosiere, rareori mărunt conglomeratice, și prin nisipuri masive, peste care se așterne concordant orizontul cu marne roșii. Miocenul superior invadează peste Paleogen încă mai spre N, așternîndu-se transgresiv, atît peste Paleogen cît și peste Miocenul inferior (Cuveta de Meliceşti). In general, se poate constata că mergînd dela E spre W, Miocenul din S înaintează din ce în ce mai mult peste Paleogen, ajungînd la un loc în care Cuveta de Meliceşti aproape că ia contact cu Cuveta de Slănic.

## C) ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI ÎN CELE DOUĂ PÎNZE

Din examinarea succesiunilor stratigrafice prezentate se poate constata evident că faciesurile sub care se desvoltă Paleogenul sînt diferite în cele două pînze, mai ales în Oligocen, astfel că o paralelizare a termenilor stratigrafici și o sincronizare a lor în timp nu este prea ușoară.

Dacă se poate spune cert că în Eocen, Stratele de Plopu, identice ca facies în cele două pînze, sînt cu siguranță sincrone și dacă se poate admite că șisturile disodilice inferioare, la fel constituite și în aceeași poziție stratigrafică și într-o pînză și în cealaltă, reprezintă termeni siguri de echivalență, nu tot astfel este cazul pentru Oligocenul superior acestor șisturi.

Am constatat totuși un fapt sigur și anume prezența și într-o pînză și în cealaltă a unor intercalații de cinerite. In cazul unei regiuni restrînse, cum este regiunea noastră, trebuie să admitem că cineritul este un element regional, depus pretutindeni în același timp. Dacă observăm locul acestor cinerite în succesiunea stratigrafică, constatăm că ele apar în amebele pînze la nivelul Stratelor de Izvoarele. Acest nivel se dezvoltă cu aceleași caractere petrografice

Institutul Geologic al României

şi este caracterizat prin apariţia unui element nou, necunoscut în Oligocen, gresiile calcaroase cu hieroglife, în alternanţă cu marne cenuşii ce reprezintă recurenţe de facies flişoid. Atît prin apariţia cineritelor, cît şi prin afinităţile lithologice aceste două părţi ale Oligocenului trebuie considerate sincrone.

Deasupra lor, cineritele iau o dezvoltare apreciabilă în amebele unităţi, cu singura deosebire că, în timp ce în Pînza de Homorîciu—Prăjani ele sînt foarte uşor de recunoscut, fiind intercalate între disodile, în Pînza de Văleni—Buştenari, prin faptul că alternează cu Gresia de Kliwa şi conţin foarte mult material detritic de tipul Nisipurilor de Kliwa, se confundă foarte uşor cu această gresie. Chiar în aceste condiţiuni am putut recunoaşte totuşi două intercalaţii de cinerite în orizontul superior al Gresiei de Kliwa.

Din tabloul de pe pag. 50, precum şi din coloanele stratigrafice prezentate (pl. II, III, IV), se poate constata că Stratele de Pucioasa cu Gresiile de Fusaru, din Pînza de Homorîciu—Prăjani, reprezintă echivalentul stratigrafic, într'un facies mai intern, al Gresiei de Kliwa inferioară şi al unei părţi din Stratele de Podul Morii şi că aceste două faciesuri se întrepătrund transversal. Gresia de Kliwa superioară din Pînza de Văleni—Buştenari, precum şi menilitele superioare, reprezintă echivalentul stratigrafic, un facies mai extern, al şisturilor disodilice superioare din Pînza de Homorîciu—Prăjani.

In legătură cu aceasta se mai poate observa un alt fapt demn de remarcat, în funcţie de orizontul-reper al Stratelor de Izvoarele. Anume, că partea inferioară a Oligocenului din Pînza de Homorîciu—Prăjani ia o mare dezvoltare, în timp ce partea superioară este mai redusă (pl. IV). În Pînza de Văleni—Buştenari situaţia este cu totul inversă. In primul caz raporturile de grosime sînt de 1,6/1 în avantajul faciesului din Pînza de Homorîciu—Prăjani; în al doilea caz sînt de 2/1—4/1 în avantajul faciesului din Pînza de Văleni—Buştenari. Aceste diferenţe de grosime nu pot fi explicate decît prin variaţii în condiţiile de sedimentare. Grosimea unor depozite nu este pretutindeni aceeaşi. Ea variază, între altele, şi în funcţie de depărtarea dela locul de sedimentare la punctul unde materialul terigen ajunge în basinele de sedimentare. În Pînza de Văleni—Buştenari trebue să constatăm că de fapt nu putem face observaţii directe decît în zona cea mai nordică a Oligocenului. Este probabil că spre S, mai aproape de ţărmul mării oligocene, pe porţiunea acoperită de depozitele neogene, grosimea depozitelor constituind partea inferioară a Oligocenului să fie mai mare. In acelaşi timp este tot atît de probabil că orizonturile inferioare ale Stratelor de Podul Morii nici nu mai există efectiv în această porţiune acoperită, ele fiind substituite prin Gresia de Kliwa, fapt confirmat în parte de GRIGORAŞ şi STOICA (36, 103) în V. Buzăului.

Mergînd din solzii externi spre N, constatăm că grosimea orizontului inferior al Gresiei de Kliwa scade treptat (pl. III, fig. 3), ceea ce corespunde cu o scădere de grosime observată în Pînza de Homorîciu—Prăjani, mergînd dela N spre S, adică în sens cu totul invers, astfel că de fapt consideraţiile



Institutul Geologic al României

noastre asupra grosimii orizonturilor sincrone ar trebui făcute în funcție de poziția lor în basinele de sedimentare. Cu alte cuvinte, ar trebui să facem paralelizări de grosimi între depozitele dezvoltate în S, în Pînza de Homorîciu—Prăjani și în N în Pînza de Văleni—Buștenari, fapt care nu este posibil decît

ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI IN CELE DOUĂ UNITĂȚI TECTONICE

| Formațiunea | | Pînza de Homorîciu—Prăjani | | Pînza de Văleni—Buștenari | | Valea Sibiciului (GRIGORAȘ, STOICA) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Miocen | | Miocen transgresiv | | Miocen transgresiv | | |
| OLIGOCEN | Orizont-reper | Orizontul gipsurilor inferioare | Șisturi, nisipuri cu *Pecten*, gresii cu *Operculina*, conglomerate | Orizontul gipsurilor inferioare | Disodile, sare | Argile bituminoase |
| | | | Gipsuri | | Gipsuri | Gipsuri |
| | | Orizontul șisturilor disodilice superioare (cinerite alterate) | | Orizontul Menilitelor superioare | | Menilite superioare |
| | | | | Orizontul superior al Gresiei de Kliwa (cinerite) | | Gresia de Kliwa superioară |
| | Orizont-reper | Strate de Izvoarele (primele cinerite) | | Strate de Podul Morii | Strate de Izvoarele (primele cinerite) | Strate de Izvoarele (primele cinerite) impropriu denumite Strate de Podul Morii |
| | | Orizontul Stratelor de Pucioasa | Nivelul superior | | Nivelul mediu (Strate tip Pucioasa) | Gresia de Kliwa inferioară |
| | | | Nivelul Gresiei de Fusaru | | Nivelul inferior (Gresia de Kliva alternînd cu Strate tip Pucioasa), Gresia de Fusaru | |
| | | | Nivelul inferior | Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa | | |
| | Orizont-reper | Orizontul șisturilor disodilice superioare | | Orizontul șisturilor disodilice inferioare | | Menilite inf., Strate de Lingurești, marne bituminoase |
| | Orizont-reper | Strate de Plopu | | Strate de Plopu | | Orizontul superior |
| EOCEN | | Gresia de Tarcău | | Argile verzi și gresii cu hieroglife | | Orizontul inferior |

într-o măsură foarte redusă, din imposibilitatea de a face pretutindeni observații în cuprinsul celor două unități.

In afară de acest fapt, se mai poate constata că Stratele de Pucioasa invadează spre S din Pînza de Homorîciu—Prăjani, în Pînza de Văleni—Buștenari, iar din observațiile făcute, bazat pe prezența unor intercalații de Gresie de tip Fusaru cît și pe frecvența nisipurilor din Stratele de tip Pucioasa, în Pînza de

Institutul Geologic al României

Văleni—Buștenari, înclin să cred că această invazie a avut loc în timpul cînd în Pînza de Homorîciu—Prăjani se depuneau Gresiile de Fusaru.

La partea superioară a Oligocenului apar în ambele unități gipsuri. Bazat pe faptul că depunerea acestor gipsuri corespunde aproximativ cu timpul în care cineritele dispar din sedimentație, le-am considerat ca sincrone.

In felul acesta se poate stabili în Paleogenul din cele două unități, o serie de echivalenți stratigrafici, care rămîn valabili cel puțin în cadrul regiunii noastre și care se pot paraleliza și cu termenii stratigrafici stabiliți în prelungirea Pintenului de Văleni, în V. Buzăului (103), cu rectificarea unei confuzii de denumire stratigrafică, făcută (36, 103) din cauza necunoașterii precise a stratigrafiei din V. Teleajenului.

Considerînd ca punct sigur de reazim apariția în Pînza de Văleni—Buștenar a acelei intercalații de Gresie de tip Fusaru, de care am vorbit într-un capitol anterior și pe care am paralelizat-o cu bancul inferior al Gresiei de Fusaru, trebuie să facem constatarea că diferențele de grosime între cele două unități nu se mai pot constata decît între acest banc-reper și baza Oligocenului (pl. IV). Grosimea Oligocenului dintre acest banc și baza orizontului flișoid al Stratelor de Izvoarele este aproximativ aceeași.

După depunerea acestor orizonturi, vom vedea într-un capitol următor că cele două faciesuri ale Oligocenului se separă și evoluează diferit.

## *D)* SEDIMENTE, ZONE PALEOGEOGRAFICE DE SEDIMENTARE ȘI FACIESURI

Interpretarea faciesurilor pe baze de bathimetrie a stîrnit multe discuții și a fost supusă multor critici. În decursul timpului geologii au încercat să modifice și să completeze, pe cît posibil, noțiunea de facies, fondînd-o cînd pe baze lithologice, cînd pe baze paleontologice.

Nici factorii bathimetrici și nici cei de natură biologică însă nu pot fi deajuns, ei singuri sau luați împreună, pentru a explica condițiile paleogeografice. Noțiunea de facies marin capătă din contra un sens mai precis și mai aproape de realitate, dacă se poate ajunge la plasarea acestor faciesuri într-un cadru geografic. Faptul acesta are o mare însemnătate, deoarece în acest caz procesul de sedimentare, redus pînă astăzi numai la factorii bathimetrici, fizici și biologici, permite stabilirea condițiilor paleogeografice ale unei regiuni. Aceste condiții trebue să corespundă însă condițiilor care există astăzi în mări și oceane, astfel că sedimentația actuală rămîne singura sursă de interpretare a seriilor geologice. Ori, analizele formațiunilor geologice, în lumina sedimentației actuale, arată că succesiunea clasică a sedimentelor marine, ca facies neritic, bathial și abisal, așa cum s-a conceput și cum a fost folosită de mulți geologi, nu corespunde decît unei scheme prea generale, de cele mai multe ori imposibil de situat în realitate. Interpretarea sedimentelor marine vechi nu poate avea o



Institutul Geologic al României

valoare decît într-un cadru regional, căci numai el singur ne poate permite să ținem seama de factorii ce dirijează, într-un sens sau altul, fenomenele complexe ale sedimentației marine.

Aceste cadre regionale se privesc astăzi sub două aspecte, acela al geosinclinalelor și acela al mărilor epicontinentale. Reducerea condițiilor paleogeografice la numai aceste două forme principale, de cele mai multe ori rău definite și greșit întrebuințate, nu poate duce însă decît la confuzii. De aceea, pe baza aspectului geografic al mărilor și oceanelor de azi, și pe baza condițiilor de sedimentație actuală, s-a încercat o altă clasificație a cadrelor regionale, pentru care s-au păstrat denumirile de geosinclinal și mare epicontinentală, precizîndu-se însă sensul.

Astfel se separă:

Regiuni de platforme continentale, cu sedimentație paralică;

Regiuni de platforme continentale, cu sedimentație epicontinentală;

Regiuni de arhipelaguri, mări mărginașe ale basinelor profunde și cordiliere continentale în marginea oceanelor; regiuni geosinclinale cu sedimentație geosinclinală;

Regiuni de funduri oceanice, cu sedimentație exclusiv marină și oceanogenă;

Regiunile ariilor continentale, cu diverse tipuri de sedimentație net continentală.

Iată pe scurt caracterele acestor tipuri de sedimentare:

Sedimentația paralică. Sedimente proprii platformelor continentale foarte întinse, platformelor intercontinentale sau pericontinentale, supuse la o intensă aluviune terigenă. Depozite acumulate, parte în mediu marin, parte în mediu salmastru și chiar continental. Facies marin exclusiv neritic, caracterizat prin prezența rocelor detritice. Subsidență considerabilă și cele mai adeseori continuă, determinînd acumularea de serii foarte monotone, pe grosimi foarte mari, ajungînd la cîteva mii de metri.

Sedimentația epicontinentală. Sedimente depuse pe platforme vaste, în care domină sedimentele de origine chimică, cu participarea limitată a aluviunilor continentale. Mișcări de subsidență moderate, dar cu oscilații verticale puternice. Grosimea sedimentelor în general mică.

Sedimentația geosinclinală. Este legată de condițiuni topografice particulare, marcate prin reliefuri muntoase accentuate pe continent, cît și de condiții bathimetrice foarte variate, cu platforme marginale, sfîrșind repede printr-un prag marin, la funduri abisale. Sedimentație variată, grosieră în lungul coastelor, cu o dezvoltare moderată a porțiunilor supuse tipului de sedimentare paralică și epicontinentală, totul caracterizat printr-o întrepătrundere generală a acestor faciesuri neritice, foarte heterogene. Grosimea depozitelor variază din cauza mișcărilor foarte repezi și foarte diferite ale continentelor și mărilor.

Institutul Geologic al României

Sedimentația oceanogenă. Depozite marine cu caracter silicios de origine chimică sau organică, acumulate pe fundurile abisale, departe de continent. Participarea terigenă slabă, deobicei nulă. Grosimea depozitelor foarte mică (cîteva zeci de metri).

Am făcut această introducere pentru a preciza, în lumina cercetărilor mai noi asupra fenomenelor de sedimentație, cadrul paleogeografic în care s-au desăvîrșit fenomenele de sedimentație ale Flișului paleogen. Am insistat asupra acestor tipuri de sedimentație, deoarece denumirea de « Geosinclinal al Flișului », foarte mult întrebuințată la noi, ni se pare improprie. Chiar dacă în primele lui faze, așa zisul Geosinclinal al Flișului ar prezenta o sedimentație de tip geosinclinal, pe măsură ce îmbătrînește el se fragmentează continuu prin apariția de noi cordiliere, astfel că final nu ajunge să reprezinte decît platforme de sedimentare intercordilieriene, și acestea pe cale de îmbucătățire, în care sedimentarea nu mai amintește tipul de sedimentare geosinclinală.

Din aceste motive, în cursul expunerii am evitat pe cît posibil întrebuințarea denumirii de geosinclinal, folosind pe aceea de basin de sedimentație, înțelegînd prin aceasta depresiunea sau depresiunile în care s-au desăvîrșit fenomenele de sedimentare ale Flișului paleogen.

## 1. SEDIMENTE ȘI CONDIȚIUNI DE SEDIMENTARE ÎN EOCEN

a) *Eocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani.* Depozitele Eocenului din această unitate, așa cum apar ele constituite, sînt depozite neritice. Gresia de Tarcău este un facies de țărm. Argilele dela partea superioară indică depozite depuse în largul mării, iar prezența în cantitate mare a Foraminiferelor aglutinante, forme care trăiesc fixate, ne arată adîncimi de ape ce nu puteau depăși 200 m maximum.

Pentru ca sub această adîncime să se poată acumula depozite care trec de 500 m grosime, trebuie să presupunem existența unei mișcări de subsidență foarte accentuată și mai ales continuă. Platforma de depozitare este foarte întinsă și în continuă dezvoltare, astfel că în faza finală de sedimentare a Eocenului, cadrul geografic de sedimentare al acestor depozite reprezintă o platformă de sedimentare tipică, cu o mișcare de subsidență foarte mare și continuă, care ne arată evident că aceste sedimente se încadrează perfect în tipul de sedimentație paralică.

b) *Eocenul din Pînza de Văleni—Bușteni.* Depozitele Eocenului din această unitate sînt net marine și exclusiv neritice, constituite numai din material terigen. Prezența în cantitate foarte mare a Foraminiferelor aglutinante, în toate nivelele, ne arată adîncimi de ape mici, sub care totuși, datorită unei mișcări de subsidență considerabilă, se acumulează grosimi de depozite apreciabile, ce reprezintă tipul clasic al sedimentației paralice. O platformă conti-

Institutul Geologic al României

nentală foarte întinsă, cu adîncimi de ape mici, primea de pe un continent o cantitate imensă de material terigen, foarte fin, care, ajuns în mare, se depunea sub formă de nisipuri fine şi nămoluri. Cantitatea aceasta de material terigen pare a fi oarecum inexplicabilă, dar totuşi astfel de cazuri se constată şi astăzi. Rîul Solo din Java, de pildă, cu un debit restrîns şi cu un curs de apă relativ scurt, cară o sarcină de opt ori mai mare decît a Rinului inferior.

Extrema monotonie a acestor depozite nu este deloc întreruptă, căci din cauza intensei aluvionări, sedimente organice nu se puteau forma nicăieri, cel puțin după datele pe care le avem pînă astăzi asupra acestui facies.

c) *Relațiuni între cele două faciesuri ale Eocenului.* M. G. FILIPESCU (31, pag. 39), semnalînd asemănările dintre cele două faciesuri, spune că sînt atît de mari, încît regiunea dintre Teleajen şi Doftana pare a constitui o singură unitate. De fapt, aceste asemănări se datoresc numai unui alt mod de a interpreta succesiunea stratigrafică a Eocenului, prin atribuirea la Eocenul din Pînza de Văleni—Buştenari, a unor depozite care de fapt țin de Eocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Este drept că asemănările sînt foarte mari, dar numai într-atît cît ne referim la Stratele de Plopu. Seriile inferioare acestor faciesuri sînt diferite ca aspect şi ca material sedimentar.

Vom vedea într-un capitol următor că Eocenul din Pînza de Văleni—Buştenari pare a fi, cel puțin în parte, corespondentul stratigrafic al Eocenului din Pînza de Tazlău, din Moldova, a lui ION ATANASIU, (6), pînză caracterizată prin întrepătrunderea faciesului intern de Tarcău cu faciesul marginal. In regiunea noastră această întrepătrundere nu mai poate fi constatată. În profilul de pe V. Bughea, singurul profil mai bine deschis în Pînza de Văleni—Buştenari, în baza acestui Eocen, se observă cîteva intercalații foarte subțiri de strate de tipul Gresiei de Tarcău, dar ele nu ilustrează îndeajuns de bine această întrepătrundere. Nu este mai puțin adevărat totuşi că aceste intercalații ne arată clar că Gresia de Tarcău apare şi în Pînza de Văleni—Buştenari. Cert este că argilele verzi şi gresiile vinete cu hieroglife sînt elemente de sedimentare marginală. Apariția acestui facies la partea superioară a Gresiei de Tarcău ar putea fi datorită unei invazii a faciesului sudic peste Gresia de Tarcău. Acest fapt pare a fi confirmat de două observații: apariția gresiilor cu hieroglife, element cu totul nou în faciesul Gresiei de Tarcău, şi slaba reprezentare a argilelor roşii în Stratele de Plopu de deasupra Gresiei de Tarcău, prin comparație cu argilele roşii din Pînza de Văleni—Buştenari.

Pe de altă parte, argile verzi cu aceleaşi caractere lithologice ca şi cele din Pînza de Văleni—Buştenari apar chiar în orizontul Gresiei de Tarcău, astfel că este foarte probabil că depozitele celor două faciesuri se întrepătrund, prin extinderea faciesului sudic peste cel nordic, dar depozitele de tranziție propriu zise nu pot fi observate, deoarece ele sînt prinse tectonic sub Pînza de Homorîciu—Prăjani.

Institutul Geologic al României

Din aceste motive considerăm că depozitele celor două faciesuri sînt depuse în același bazin de sedimentare, pe o platformă continentală foarte întinsă, dar că în sedimentare intervin două țărmuri diferite. Eocenul din Pînza de Văleni—Bușteni se depunea în S, iar Gresia de Tarcău în N. Aceste faciesuri se întrepătrund transversal, dar faciesul de tranziție nu poate fi observat (pl. V).

## 2. SEDIMENTE ȘI CONDIȚIUNI DE SEDIMENTARE ÎN OLIGOCEN

a) *Faciesurile Oligocenului.* Odată cu sfîrșitul Eocenului, cadrul geografic de sedimentare al Flișului paleogen se schimbă. Basinele în care s-au sedimentat depozitele Oligocenului se caracterizează prin puternice și continue fenomene de subsidență, care creeau adevărate apeluri de sedimentare, astfel că depozitele, cu toate că formate sub adîncimi de apă mici, se acumulează pe grosimi foarte mari.

Caracteristica aproape esențială a Oligocenului o constituie prezența între depozitele lui a șisturilor și argilelor bituminoase.

Rocele bituminoase nu sînt legate exclusiv de un tip de sedimentare. Prezența nămolurilor sapropelice în fundurile abisale ale Mării Negre arată că aceste depozite pot să se formeze, în condițiuni lithologice speciale, chiar în asociație cu faciesuri marine profunde.

Astăzi se admite în general că șisturile disodilice sînt depozite de mare închisă. Ele se pot forma într-un mediu, chiar marin, cu sedimentație liniștită (golfuri, mări interioare, fiorduri, lagune separate de largul mării), cu fundul neaerisit, în care nu se pot depune decît sedimentele cele mai fine. Din cauza neoxigenării fundului, formele bentonice lipsesc cu desăvîrșire. In schimb viața pelagică poate lua o mare dezvoltare. Ea a fost aceea care a furnizat materia primă pentru formarea bitumenelor. Prof. G. Macovei crede că marea în care se depuneau argilele sapropelice, care au dat naștere șisturilor disodilice, avea oarecum caracterul Mării Negre actuale (45, pag. 63).

Prezența în cantitate foarte mare a Diatomeelor, fără Radiolari, evidențiată de M. G. Filipescu (31, pag. 118) în rocele de tip gaize-diatomit, constatate frecvent în Oligocen, intercalate între șisturile disodilice, arată că apele în care s-au format aceste depozite nu erau prea sărate. Ele erau mai mult reci și conțineau în mare cantitate suspensiuni argiloase sau cenușe vulcanice care au favorizat dezvoltarea Diatomeelor, împiedicînd pe aceea a organismelor calcaroase (33, pag. 118).

Asupra adîncimii acestei mări nu ne putem face o idee prea justă deoarece lipsa formelor bentonice se poate pune în legătură și cu lipsa unei oxigenări a fundului mării. Judecînd după faptul că în unele argile cu caracter mai puțin sapropelic bituminos, ce se găsesc intercalate între șisturile disodilice, cît și în Stratele de Pucioasa, în anumite nivele, se găsesc deseori Foraminifere aglutinante, s-ar părea că marea nu era prea adîncă.

Institutul Geologic al României

Alternanța de șisturi disodilice cu Gresii sau Nisipuri de Kliwa și de Strate de Pucioasa cu Gresii de Fusaru și nisipuri calcaroase, corespunde bine cu tipul de sedimentare paralică a lui TERCIER, cu atît mai mult cu cît acumularea de depozite pe grosimi așa de mari, într-o mare nu prea adîncă, implică considerabile și continue fenomene de subsidență, strict caracteristice pentru acest tip de sedimentare.

La sfîrșitul Oligocenului marea capătă cu totul alt aspect. In general se admite astăzi că orizontul Stratelor de Cornu reprezintă, cel puțin în partea lui superioară, un orizont lagunar. Intr-un capitol anterior am arătat că punctul acesta de vedere nu corespunde cu datele ce se pot culege din observațiile de teren și conchidem că, excluzînd prezența gipsului care, uneori, împreună cu sarea, ar putea reprezenta un accident lagunar în această mare, celelalte orizonturi ale Stratelor de Cornu sînt dezvoltate în facies curat marin (pl. V).

b) *Relațiuni între cele două faciesuri ale Oligocenului.* Am arătat că între cele două faciesuri ale Oligocenului există deosebiri mari, fără ca totuși asemănările să fie cu desăvîrșire excluse. In general, corelații între cele două faciesuri, după cum am văzut, nu se pot stabili decît la nivelul șisturilor disodilice inferioare și la cel al cineritelor, precum și după afinitățile de facies ce se pot constata la nivelul Stratelor de Izvoarele. Examinînd schemele de constituție lithologică ale Paleogenului din cele două unități, în funcție de nivelele de corelație amintite, constatăm că pînă la baza Gresiei de Kliwa superioară faciesul Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari este constituit dintr-o întrepătrundere de depozite de tip occidental (Strate de Pucioasa și Gresie de Fusaru), cu depozite de tip oriental (Gresie de Kliwa și disodile). Faptul acesta ne arată clar că în această porțiune Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari constituie un facies de tranziție între faciesul occidental și faciesul oriental, acesta din urmă fiind aci inaccesibil observațiilor noastre directe.

Asemănările de facies din Stratele de Izvoarele sînt o nouă dovadă în sprijinul acestei păreri. Scriam într-un capitol anterior că Stratele de Izvoarele reprezintă recurențe de facies eocen în Oligocen. Aspectul general al acestor strate amintește, prin gresiile sale, faciesul Eocenului din Pînza de Văleni—Buștenari. In felul acesta s-ar părea că la nivelul Stratelor de Izvoarele, faciesul sudic al Eocenului, odată reinstalat, invadează spre N, peste Stratele de Pucioasa.

Din acest moment problema relațiilor dintre cele două faciesuri devine mai complicată, deoarece se pare că în basinul de sedimentare al depozitelor oligocene apare o cordilieră care separă complet cele două faciesuri.

Nu există decît un singur argument temeinic în sprijinul existenței acestei cordiliere, și anume lipsa Gresiei de Kliwa superioară și a orizonturilor de deasupra ei, în solzii interni ai Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari.

Institutul Geologic al României

S-ar putea obiecta că Gresia de Kliwa superioară a fost erodată aci ulterior. Faptul acesta nu poate fi susținut însă, deoarece acolo unde Pînza de Homorîciu—Prăjani încalecă peste Pînza de Văleni—Buștenari, în V. Bughea, pe o distanță vizibilă de trei km, încălecarea se face peste Stratele de Podul Morii ale acestei din urmă unități, adică peste nivele inferioare Gresiei de Kliwa superioară. Ori, această încălecare, vom vedea, a avut loc la sfîrșitul Oligocenului, cînd fenomenele de eroziune nu putuseră interveni încă.

Odată această cordilieră apărută, cele două basine de sedimentare evoluează diferit. In basinul de N se depun șisturi disodilice și apoi Strate de Cornu cu gips și la sfîrșit cu facies marin, în timp ce în basinul de sedimentare sudic se depune Gresie de Kliwa masivă alternînd cu disodile și gaize-diatomite, apoi brecie cu sare și în faza finală de umplere, iarăși disodile și gaize-diatomite.

Existența unor astfel de cute născînde, la sfîrșitul Oligocenului, fusese imaginată anterior de Ion Atanasiu (4, pag. 26), pentru a explica alternanța de roce cu glauconit, element de ape intens oxigenate și în general reci, cu șisturi bituminoase, sedimente de mare închisă cu ape neoxigenate.

In ambele basine, curenți reci și periodici de coastă, căci judecînd după plante *(Cinammomum, Phoenicites)*, cît și după abundența Coccolithophorideelor în Stratele de Cornu, clima era caldă (33, pag. 124), oxigenau apele, creînd condiții favorabile formării glauconitului.

## 3. CONCLUZII

Am văzut că variațiile de facies, observate în cele două unități, sînt în strînsă dependență de constituția petrografică diferită a țărmurilor basinului de sedimentare, dar că aceste faciesuri se întrepătrund, constituind faciesuri de tranziție, serii convergente.

Sedimentele acestor faciesuri, net marine, se acumulează pe grosimi foarte mari, datorită unui aport imens și continuu de material terigen. Acest aport de material terigen nu este însă suficient pentru a explica grosimea mare a acestor depozite, astfel că trebuie să presupunem că, pe măsură ce sedimentele se acumulează, platformele de sedimentare se scufundă, întreținînd continuu aportul de material și sedimentarea lui. Aceste fapte constituie caracterul esențial al tipului de sedimentare paralică, așa cum a conceput-o Tercier.

De aci o primă concluzie: depozitele Flișului paleogen din regiunea noastră aparțin tipului de sedimentare paralică.

Fenomenele de subsidență sînt însă fenomene tectonice și ele sînt combinate cu o mișcare de ridicare a blocurilor continentale, cum și cu o mișcare tangențială de continuă înaintare a ținutului din spate.

Fenomenul de sedimentație și continuitatea lui este în funcție directă de echilibrul care se realizează între aceste mișcări. O accentuare a fenomenului

Institutul Geologic al României

de subsidență creează apeluri de sedimentare care, satisfăcute continuu, produc o descărcare a blocurilor continentale şi o încărcare a platformelor de sedimentare, astfel că de fapt, după cum remarcă TERCIER, asistăm la un dublu joc, acela de ridicare a catenelor muntoase prin descărcare, şi de scufundare a platformelor continentale, prin încărcare. In acest caz ne-am putea întreba, cum face TERCIER, dacă nu cumva însăşi sedimentaţia este cauza principală a mişcării de subsidență.

Prin acest joc de continuă scufundare a platformelor de sedimentare şi de continuă ridicare a blocurilor continentale, combinate cu mişcarea spre exterior a ţinutului din spatele platformelor de sedimentare, se poate realiza un echilibru între fenomenele de sedimentare şi acele de eroziune, condiţia esenţială a acumulării depozitelor Flişului.

Depozitele Flişului sînt deci o formaţiune sinorogenică, aşa cum o admit astăzi toţi geologii.

Dar orogeneza este caracteristică pentru platformele peri- sau intercontinentale şi, adăogăm noi, pentru platformele intercordilieriene, astfel că atunci cînd definim Flişul paleogen ca o formaţiune sinorogenică, includem în această definiţie şi tipul de sedimentare paralică, caracteristic pentru aceste platforme.

## III. TECTONICA

### *A)* PRIVIRE GENERALĂ

Stabilirea unor raporturi tectonice clare între unităţile de sedimentare ale regiunii, precum şi între acestea şi unităţile dela N, este extrem de dificilă, în primul rînd din cauza cuvetelor miocene care se plachează discordant peste Paleogen şi, în al doilea rînd, din cauza numeroaselor terase de sub care Flişul paleogen, în special la W de Teleajen, apare numai ca petece izolate.

Din aceste motive, neîncrederea cu care a fost privită, la un moment dat, ipoteza unei concepţii în pînze de şariaj în cuprinsul regiunii, pare a fi, în oarecare măsură, justificată.

MRAZEC şi TEISSEYRE (56, pag. 5), MRAZEC singur (57) şi apoi împreună cu VOITEŞTI (59), admit existenţa unor raporturi de şariaj între cele două unităţi de sedimentare. Ei deosebesc în regiune Pînza Gresiei de Fusaru, reprezentată prin Pintenul de Homorîciu—Prăjani, şi Pînza marginală, reprezentată prin Pintenul de Văleni.

Părerea aceasta rămîne ca atare pînă în 1921, cînd D. M. PREDA (89) constată că tectonica regiunii este foarte simplă şi nu permite interpretarea în pînze de şariaj. Dînsul distinge simple anticlinale de depozite paleogene, reprezentate prin cei doi pinteni, separate prin cuvete miocene, care stau normal peste Paleogen, uneori cu marginile puţin răsfrînte. Singura pînză probabilă

Institutul Geologic al României

ar fi Pînza marginală, reprezentată prin Pintenul de Văleni, dar numai în cazul cînd s-ar dovedi, spune dînsul, că gipsurile din V. Teleajenului sînt mai noi decît Pliocenul de deasupra.

Mai tîrziu (90), autorul constată că aceste gipsuri stau în sinclinal, peste Gresia de Kliwa, astfel că nu mai admite nici existența Pînzei marginale.

După 1928, lucrările Prof. G. MURGEANU (70), ale lui VOITESTI (121), MEYER, MRAZEC (64), etc. aduc noi argumente în sprijinul pînzelor de șariaj, așa cum au fost concepute inițial de MRAZEC și VOITEȘTI (59).

In 1934 M. G. FILIPESCU (31), lucrînd în cadrul regiunii noastre, aduce noi date în sprijinul ipotezei unei structuri în pînze de șariaj. Bazat pe studii detailate de stratigrafie, dînsul distinge în regiunea Văii Teleajenului, trei mari unități tectonice, între care se pot stabili raporturi nete de șariaj:

Pînza internă, în afara regiunii noastre;

Pînza mediană, în care dînsul separă, la N, zona de solzi, cu depozite dela Albian pînă la Oligocen, în care Eocenul este reprezentat prin Faciesul de Șotrile, și la S, zona Pintenului de Homorîciu — Prăjani, constituită din depozite care încep cu Albianul și sfîrșesc cu Aquitanianul cu sare, în care Eocenul este reprezentat prin Gresiile de Fusaru—Tarcău, iar Oligocenul prin Stratele de Pucioasa;

Pînza marginală (Pintenul de Văleni), constituită din depozite de Fliș marginal, reprezentate prin Eocen marginal, Eocen-Oligocen (Strate de Podul Morii), Oligocen (disodile, menilite, Gresie de Kliwa) și Aquitanian cu sare.

Privită în general, concepția lui M. G. FILIPESCU atribuie sării un rol covîrșitor în desăvîrșirea pînzelor și se bazează pe prezența neîndoioasă a Oligocenului superior cu gipsuri și sare, în ferestre, sub depozite paleogene mai vechi. În cazul nostru Pintenul de Homorîciu—Prăjani ar încăleca peste Pintenu de Văleni, cu depozitele sale dela Senonian pînă la Aquitanian inclusiv, iar Pintenul de Văleni ar fi șariat peste Aquitanian, constituit din gipsuri și sare.

Această concepție tectonică, ilustrată prin numeroase profile, care, după cum vom vedea, pot fi interpretate și altfel de cum le interpretează dînsul, este urmarea logică a succesiunilor stratigrafice admise atunci. În cazul de față, între concepția noastră stratigrafică, bazată pe cercetări de teren mai detailate, și concepția lui M. G. FILIPESCU există, cum am arătat în capitolul despre stratigrafie, deosebiri destul de mari. Dacă la aceasta adăogăm și faptul că în ultimul timp lucrările lui GR. POPESCU (87) plasează cea mai mare parte a masivelor de sare din regiune, împreună cu breciile lor, constituite în majoritate din materialul de Fliș, în cel de-al doilea Mediteranean, trebuie să constatăm că argumentele cele mai temeinice ale lui M. G. FILIPESCU, în sprijinul existenței unui Autohton cu sare sub Pintenul de Văleni, sau a unui Aquitanian cu sare aparținînd Pintenului de Văleni, sub Pintenul de Homorîciu, devin discutabile.

Institutul Geologic al României

Mai tîrziu, lucrînd în regiunea Văii Buzăului, dînsul (32) renunță la ideea unor raporturi de șariaj între cei doi pinteni, ajungînd la concluzia că ei stau în raporturi normale de superpoziție, acolo unde îi găsim suprapuși, depozitele Pintenului de Văleni fiind superioare în seria stratigrafică. Ambii pinteni aparțin aceleeași unități tectonice, Pînza mediană, ceea ce concordă, spune dînsul, cu comunicările verbale ale lui D. M. PREDA și G. MURGEANU.

Dacă urmărim harta geologică a lui M. G. FILIPESCU, se constată că punctul în care dînsul citează existența Gresiei de Fusaru—Tarcău în baza Pintenului de Văleni (V. Buzăului la Nehoiul), este situat în prelungirea Pintenului de Homorîciu—Prăjani. In acest caz, poziția Gresiei de Tarcău în baza Stratelor de Plopu, care se aseamănă pînă la identitate cu Eocenul din Pintenul de Văleni, este normală și nu putem scoate de aci o dovadă că Gresia de Tarcău există și în Pintenul de Văleni. In acest din urmă pinten, în V. Buzăului și în V. Sibiciului, N. GRIGORAȘ și C. STOICA (36, 103) nu citează nicăieri Gresie de Tarcău, ci doar un facies care se aseamănă cu acela descris de noi în Pînza de Văleni—Buștenari, din V. Teleajenului.

Dealtfel, recent, comunicările lui N. GRIGORAȘ (36) semnalează existența în această regiune a unei gresii de tip Tarcău, pe care o atribuie Oligocenului și care, cu siguranță, nu este altceva decît Gresia de Fusaru, oligocenă. Ori, în punctul citat de M. G. FILIPESCU nu putem ști încă cu suficientă precizie dacă nu cumva avem de-a face cu această gresie, așa încît asemănarea cu sedimentele din Pînza de Homorîciu— Prăjani din V. Teleajenului apare și mai bine.

Din aceste motive considerăm că pînă acum nu există nici o dovadă care să pledeze net pentru ipoteza unor raporturi de superpoziție între depozitele celor doi pinteni, și orice concluzie în legătură cu această superpoziție ne apare prematură.

## *B)* MOMENTE DE OROGENEZĂ ȘI TECTONICA REALIZATĂ

Depozitele Paleogenului din cuprinsul regiunii au suferit mișcări tectonice aproape continue, dela sfîrșitul Paleogenului și pînă la începutul Quaternarului. Totuși se pot separa trei faze de cutare, care au afectat aceste depozite:

1. Faza de cutare savică, la sfîrșitul Oligocenului,
2. Faza de cutare premeoțiană (stirică?),
3. Faza de cutare valahică, la sfîrșitul Pliocenului.

### 1. FAZA DE CUTARE SAVICĂ

In capitolul despre stratigrafie arătasem că Oligocenul suportă discordant depozitele miocene. Faptul acesta este în special vizibil între Livadea și Meliceşti.

Institutul Geologic al României

Pe V. Dobreasa, la Livadea, peste gresiile glauconitice ale Stratelor de Cornu, cu înclinări de 70° spre N, stau gresii conglomeratice miocene, cu înclinări de 20—30° spre N (fig. 10).

Pe V Bertea, la N de confluența cu V. Vărbilăului, peste marnele cu pietrișuri, cu intercalații de șisturi disodilice, cu înclinări de 60—80° spre N, ale

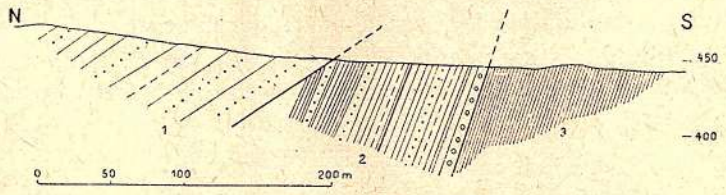



Fig. 10. — Profil pe V. Dobreasa, la Livadea (contactul Oligocen-Miocen).
1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 3, șisturi disodilice superioare.

Oligocenului, stau conglomeratele Miocenului inferior, cu înclinări de 30° spre N.

In V. Sghiboaia, la N de Alunișul, peste orizontul Stratelor de Cornu, oligocen, constituit la partea superioară din gresii glauconitice și șisturi argi-

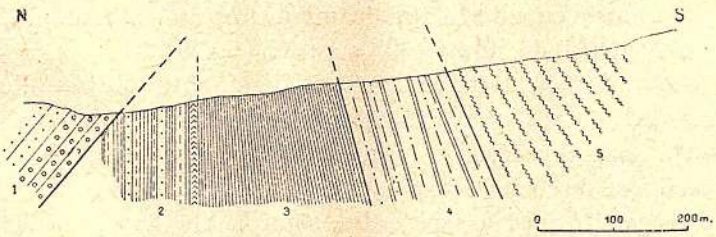



Fig. 11. — Profil pe V. Ciortanul Mare (Nord Melicești), la contactul dintre Oligocen și Miocen.
1, Miocen; 2, Orizontul Stratelor de Cornu; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Orizontul Stratelor de Izvoarele; 5, Orizontul Stratelor de Pucioasa.

loase, cu înclinări de 60—70° spre N, se sprijină conglomeratele și gresiile Miocenului inferior, cu înclinări tot spre N, dar numai de 30—35° (fig. 6).

Pe V. Ciortanului Mare, la N de Melicești, peste gipsurile și argilele bituminoase ale orizontului superior al Oligocenului, care stau în picioare, se așternconglomeratele Miocenului inferior, cu înclinări de numai 50° spre N (fig. 11).

Din aceste date se poate vedea clar că Miocenul ia contact transgresiv cu Oligocenul superior. Mergînd din V. Vărbilăului spre N, pînă în V. Ciortanului, se constată că depozitele Miocenului înaintează progresiv peste depozitele oligocene, luînd contact cu nivele din ce în ce mai inferioare.

Institutul Geologic al României

În Pînza de Văleni—Buştenari, peste depozitele Oligocenului superior, reprezentate prin Gresia de Kliwa superioară, care formează la Copăceni două sinclinale, separate printr-o linie de fractură, se aştern transgresiv, deacurmezişul, depozitele Miocenului inferior, reprezentate prin nisipuri şi gresii, cu intercalații de marne roşcate (fig. 12).

Pe V. Gardurilor, peste Gresia de Kliwa, cu înclinări de 45° spre N, stau depozitele Miocenului inferior, cu înclinări de 45° spre S.

Pe V. Corbului, la confluența Pîrîului Opăriți cu P. Băii, peste şisturile disodilice de deasupra sării, puternic înclinate spre N (70—80°) stau gresii

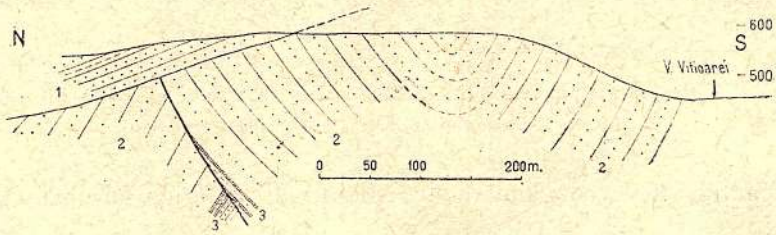



Fig. 12. — Profil la limita Oligocen-Miocen, la Copăceni.
1, Miocen; 2, Gresie de Kliwa superioară; 3, Strate de Izvoarele.

grosiere şi nisipuri, cu intercalații de marne roşcate, aparținînd Miocenului inferior, cu înclinări de numai 40° spre N (fig. 9).

Toate aceste date ne arată evident că dela sfîrşitul Oligocenului are loc o puternică fază de cutare, ce afectează depozitele Paleogenului din regiune, iar după această fază invadează transgresiv depozitele Mediteraneanului I. In timpul acestei faze de cutare s-a schițat structura în pînze de şariaj a depozitelor Flişului paleogen. Aceasta rezultă din următoarele fapte:

Urmărind linia de contact dintre cele două unități, se constată că între V. Bughea şi V. Teleajenului ea este mascată de depozitele miocene ale Cuvetei de Drajna care invadează aci mult spre S, ajungînd pînă peste Pînza de Văleni—Buştenari.

În regiunea cuprinsă între Bughea de Sus şi Poiana Vărbilău se poate constata că Pînza de Homorîciu—Prăjani încalecă peste Pînza de Văleni—Buştenari, constituind un petec de acoperire de cca 3 km lățime. Cuveta de Vărbilău—Trestioara se aşterne transgresiv peste acest petec de acoperire, pe care-l depăşeşte spre N, ajungînd pînă peste Pînza de Homorîciu—Prăjani.

In V. Slănicului, la Vărbilău, depozitele aceleiaşi cuvete miocene acoperă complet linia de contact dintre cele două unități. Peste Gresia de Tarcău din Pînza de Homorîciu—Prăjani stau aci transgresiv gresii şi marne roşii, aparținînd Miocenului inferior (fig. 2).

Aceste date evidențiază neîndoielnic că transgresiunea primului etaj mediteranean are loc peste o tectonică deja înfăptuită, reprezentată prin cele două

Institutul Geologic al României

unități tectonice ale regiunii, individualizate în timpul fazei de cutare savică, la sfîrșitul Oligocenului.

Faptul că peste această cutare s-au suprapus altele, îngreuiază descifrarea stilului ei propriu. Se poate totuși afirma că, în general, cutele sînt deversate spre S.

## 2. FAZA DE CUTARE PREMEOȚIANĂ (STIRICĂ?)

După D. M. PREDA (89), depozitele neogene se formează sub influența unor puternice oscilații ale Carpaților, care provoacă transgresiuni și regresiuni marine. Aceleași depozite, după M. G. FILIPESCU (31), s-ar forma sub influența unor oscilații ale fundului lacului neogen. Dînsul adaugă că este foarte probabil ca în acest timp să fi avut loc și oarecare mișcări orogenice, însă de mică importanță.

Faptul că studiile noastre au fost limitate numai la depozitele paleogene nu ne permite să formulăm păreri proprii în această chestiune.

Tot după PREDA (89), în vecinătatea cîmpiei Meoțianul este în continuitate de sedimentare cu Sarmațianul. Mergînd spre E se constată (89, pag. 33) că Meoțianul se reazimă transgresiv peste Buglovian, iar mai spre N încă, el stă transgresiv și discordant peste Mediteranean și este reprezentat numai prin partea lui superioară. « Cu alte cuvinte, conchide dînsul, lacul meotic, care înainta dela S spre N, a atins regiunea Flișului tocmai în Meoțianul superior ».

Acest fapt ne arată că în S, între Sarmațian și Meoțian, a existat continuitate de sedimentație, iar înaintarea spre N a depozitelor meoțiene trebue pusă în legătură, fie cu o mișcare de ridicare a fundului lacului meoțian, fie cu o mișcare de scufundare a Carpaților. Precizînd totuși că la N, în regiunea Opăriți, Poseşti, Ariceşti, Meoțianul se găseşte transgresiv și discordant peste Mediteranean, D. M. PREDA admite implicit că între sfîrșitul Mediteraneanului și începutul Meoțianului a existat totuși o fază de cutare, dar care nu poate fi situată între Sarmațian și Meoțian.

Studiind relațiile dintre Tortonian, Buglovian și Sarmațian, D. M. PREDA (89, pag. 30) consideră că între Sarmațian și Tortonian există o trecere gradată, iar depozitele care fac această trecere sînt depozitele bugloviene. Dînsul conchide că « asemănarea petrografică între Tortonian și Buglovian este așa de completă, că dacă n-ar exista fosile caracteristice, ar fi peste putință să știm dacă avem de-a face cu una sau alta dintre formațiuni ».

Depozitele bugloviene fiind depozite de tranziție între Tortonian și Sarmațian și admițînd continuitatea de sedimentare între Sarmațian și Meoțian, trebuie să admitem implicit că dela începutul Tortonianului și pînă în Levantin a avut loc o perfectă continuitate de sedimentare. Transgresiunile și regresiunile marine periferice care se observă în decursul acestui timp sînt datorite numai oscilațiilor verticale, fie ale Carpaților, fie ale fundului lacului neogen.

Institutul Geologic al României

Meoțianul este totuși transgresiv și discordant peste Mediteranean, așa cum foarte bine a arătat D. M. PREDA. Această discordanță între depozitele Miocenului inferior și depozitele meoțiene a fost bine evidențiată în ultimul timp și în șantierele petrolifere, în cursul lucrărilor de exploatare a Miocenului. Din observațiile, dealtfel foarte sumare, făcute de noi asupra depozitelor neogene din regiune, se poate constata același lucru. La E de Prăjani, Pliocenul din Plaiul Prăjanilor stă discordant peste Miocenul cu gipsuri și tufuri.

Știind că orizontul lagunar cu gipsuri și tufuri este concordant și în continuitate de sedimentare cu orizontul roșu al Miocenului și că între Tortonian și Levantin există aceeași continuitate de sedimentare, trebuie să admitem că faza de cutare, care provoacă discordanța dintre Meoțian și Miocenul cu tufuri, a avut loc în timpul cuprins între acest Miocen și Tortonianul fosilifer (Calcarele de Leitha), care, prin caracterele sale net marine, arată «începutul unei noi faze mediteraneene» (89, pag. 29).

Astfel situată în timp, această fază de cutare ar corespunde fazei de cutare stirică. Există însă oarecare fapte care se opun acestui punct de vedere. De pildă, pînă acum, literatura asupra regiunii nu semnalează vreo discordanță între Miocenul cu gipsuri și tufuri și depozitele tortoniene. În afară de aceasta, noi nu cunoaștem încă cu destulă precizie tectonica premeoțiană din vecinătatea cîmpiei și ne putem întreba, pe drept cuvînt, dacă transgresiunile și regresiunile marine constatate în decursul Neogenului nu sînt și acolo legate de adevărate mișcări tectonice și nu de simple oscilații ale fundului lacului neogen sau ale Carpaților.

Din aceste motive, deși constatăm existența neîndoielnică a unei faze de cutare înainte de Meoțian, ezităm totuși, pentru moment, să-i fixăm un loc definitiv în timp.

Această fază de cutare a avut importanța ei și este probabil că ea a afectat și depozitele paleogene din cuprinsul regiunii noastre. Peste această cutare s-a suprapus însă cutarea valahică dela sfîrșitul Pliocenului, astfel că stilul propriu de cutare al acestui moment de orogeneză a fost, fără îndoială, deformat. Totuși, în cursul expunerii asupra tectonicei de detaliu a marilor unități, vom căuta să precizăm, pe cît ne va fi cu putință, efectele acestei cutări.

## 3. FAZA DE CUTARE VALAHICĂ

Se știe astăzi că la sfîrșitul Levantinului a avut loc o puternică mișcare tectonică, ce a desăvîrșit structura de azi a Carpaților și Subcarpaților. Este faza de cutare valahică.

În cuprinsul regiunii noastre această fază de cutare are un rol foarte important. Cutele schițate în faza de cutare savică și accentuate probabil în faza de cutare premeoțiană, își capătă aspectul actual. Ele sînt îngrămădite și deversate mult spre S. În timpul acestei mișcări s-a produs încălecarea depozitelor paleo-

Institutul Geologic al României

gene din Pînza de Văleni—Buștenari peste depozitele neogene din fața lor. Vom vedea într-un capitol următor că această încălecare este foarte variabilă ca intensitate, în lungul liniei de încălecare.

Cutele postpliocene, deversate spre S, au în general direcția E—W, spre deosebire de cele postoligocene, deversate tot spre S, dar cu direcție de obicei NE—SW.

## C) VALOAREA OROGENICĂ A FAZELOR DE CUTARE

I. P. Voiteşti (122), discutînd valoarea orogenică a fazei de cutare valahică, spune că: « mişcările au fost atît de puternice, încît au încreţit nu numai formaţiunile mio-pliocene ale Carpaţilor pînă în fundamentul lor, dar au influenţat puternic şi cutele Flişului, ca şi pe acele ale zonelor de Cristalin şi Mesozoic, accentuînd numai pe unele, pe multe fracturîndu-le şi transformîndu-le în cute-solzi, imbricate dela interior spre exterior ».

În timpul acestei mişcări, spune el, « sarea a ieşit din culcuşul ei mai adînc, nu numai în Subcarpaţi, dar şi în zona Carpaţilor Flişului, străbătînd şi brecifiind ca sîmburi gigantici diapiri, pe unele locuri, întreaga stivă de strate ale anticlinalelor Flişului şi Subcarpaţilor, în lungul cărora masivele apar înşirate după linii de fracturi axiale » (122, pag. 143).

Aceeaşi importanţă o atribuie acestei faze de cutare şi M. G. Filipescu (31).

Este adevărat că această mişcare a fost extrem de puternică şi a produs încălecări şi străpungeri importante în regiunea depozitelor neogene din cîmpie, însă influenţa lor atît de mare asupra cutelor Flişului, şi în special asupra celor cristaline-mesozoice, ni se pare discutabilă într-o largă măsură.

In ultimul timp s-a exprimat părerea (76, 87) că şisturile din spatele masivelor de sare, considerate ca oligocene, ar fi de vîrstă miocenă, astfel că nu s-ar mai putea susţine că în timpul fazei de cutare valahică sarea de sub pînzele Flişului a străbătut aceste pînze, aducînd la suprafaţă klippele pomenite. În afară de aceasta, am arătat că transgresiunea Miocenului inferior găseşte unităţile mari ale regiunii deja individualizate, în forma lor actuală. Mai mult încă, în Pînza de Văleni—Buştenari, Miocenul este transgresiv peste cute deja formate, astfel că de fapt trebuie să admitem că aceste cute au fost numai accentuate în timpul cutării valahice şi probabil numai deversate ceva mai mult spre S, peste depozitele neogene.

Dacă se observă modul de cutare al Paleogenului, se constată că cutele din Pînza de Văleni—Buştenari, pe măsură ce înaintăm dela S spre N, devin din ce în ce mai largi, îşi pierd caracterul de cute-solzi şi trec la cute normale, bine reprezentate în Pînza de Homorîciu—Prăjani. Observaţia aceasta ne arată că mergînd dela S spre N, cutarea valahică îşi pierde din intensitate, astfel că depozitele cristalino-mesozoice poate nici nu au fost influenţate în timpul acestei cutări, sau, în orice caz, au fost influenţate într-o măsură foarte redusă.



Institutul Geologic al României

Faptul că mişcarea valahică îşi pierde din intensitate pe măsură ce înaintăm spre N, este evidenţiat şi prin aceea că cele mai nordice depozite pliocene din cuprinsul regiunii (Pliocenul dela Prăjani) sunt foarte puţin cutate, în comparaţie cu depozitele pliocene din S.

Judecînd după tectonica mai accentuată a depozitelor miocene, care suportă acest sinclinal de Pliocen, sîntem înclinaţi să credem că în această porţiune faza de cutare premeoţiană a fost mai puternică decît cutarea valahică. Mergînd dela E la W se poate constata că intensitatea încălecării depozitelor paleogene peste cele neogene scade treptat, astfel că în regiunea Buştenari, încălecarea este de foarte mică importanţă, iar la Telega dispare cu desăvîrşire. Aci Meoţianul este discordant şi transgresiv peste Paleogen şi Miocen. S-ar părea deci că intensitatea cutărilor valahice descreşte dela S spre N şi dela E spre W.

In acelaşi timp, explorările Miocenului din regiunile petrolifere (Gura Ocniţei, Moreni, Răzvad) au arătat o accentuată discordanţă între depozitele Miocenului inferior şi cele ale Pliocenului, mai accentuată decît aceea ce se poate constata la E, în cuprinsul regiunii noastre sau al regiunii învecinate. Faptul acesta pare să ne indice că intensitatea cutărilor premeoţiene descreşte dela W spre E, adică tocmai contrar mişcărilor valahice.

Suprapunerea acestor două cutări în zona sudică de cîmpie, în care cutarea valahică este foarte puternică, nu ne permite să putem aprecia intensitatea fazei de cutare premeoţiană, direcţia în care creşte sau descreşte şi modul cum influenţează depozitele.

In ceea ce priveşte cutarea savică, am arătat că în cuprinsul regiunii noastre, prin încălecările mari pe care le produce, ea este o mişcare puternică. Această mişcare a schiţat structura pînzelor Flişului marginal, în liniile ei mari, structură care apoi este numai completată, în măsură mai redusă, în timpul mişcărilor premeoţiene şi în special în timpul celor valahice care, în ordinea intensităţii, se situează imediat după mişcările post-oligocene.

Rezumînd şi sintetizînd aceste observaţii, trebue să facem constatarea că, pe măsură ce înaintăm dela S spre N, cutarea valahică îşi pierde din intensitate şi influenţează din ce în ce mai puţin depozitele, astfel că în regiunea cristalino-mesozoică nu credem că se mai poate vorbi de efecte propriu zise ale acestei cutări, ci numai de simple accidente, datorită unor rezolvări de tensiune. Depozitele cristalino-mesozoice şi chiar parte din depozitele paleogene (unitatea internă), rămîn în spatele zonei de orogeneză, care se manifestă puternic în cîmpie.

## *D*) UNITĂŢI TECTONICE

Am arătat în capitolul despre stratigrafie că cercetările anterioare lucrării de faţă stabiliseră în cuprinsul regiunii existenţa a două faciesuri, unul nordic, în Pintenul de Homorîciu—Prăjani, şi altul sudic, în Pintenul de Văleni.

Institutul Geologic al României

Cercetările noastre, precizînd și mai mult existența și constituția acestor faciesuri, au pus și mai acut problema relațiilor dintre ele.

Am arătat că partea inferioară a Eocenului din cele două unități de sedimentare este profund diferită ca alcătuire petrografică și că în cuprinsul regiunii nu am putut constata nicăieri depozite de tranziție, de întrepătrundere a celor două faciesuri.

Pentru Oligocen problema este ceva mai complicată, deoarece depozitele Oligocenului de tip oriental, reprezentate prin disodile și Gresie de Kliwa în Pintenul de Văleni, se întrepătrund în jumătatea lor inferioară cu depozite de tip occidental, Strate de Pucioasa, caracteristice și bine dezvoltate în unitatea de sedimentare internă. Astfel fiind, s-ar părea că Oligocenul din Pintenul de Văleni ar reprezenta, de fapt, depozitele de tranziție dintre un Oligocen intern, dezvoltat în facies de Pucioasa și un Oligocen mai extern, aci inaccesibil observațiilor directe, dezvoltat poate numai în facies extern, reprezentat exclusiv prin disodile și Gresie de Kliwa. Analizînd aceste întrepătrunderi de facies, am arătat că faciesul oriental este mai puternic dezvoltat și predomină asupra faciesului occidental, și că această predominanță se accentuează continuu, pe măsură ce mergem dela W spre E, din Valea Teleajenului spre Valea Buzăului.

Din cauza abundenței faciesului oriental, supoziția că depozitele oligocene din Pînza de Văleni—Bușteni ar reprezenta adevăratele depozite de tranziție dintre cele două faciesuri ale Oligocenului, ne apare numai în parte ca justă și în orice caz este discutabilă. Este mai probabil că aceste depozite reprezintă o variantă externă a faciesului de tranziție, pe care nu-l putem sezisa în regiune.

Aranjarea aceasta a faciesurilor, în contact, fără depozite intermediare, pe lîngă alte considerații și observații de teren, pe care le vom discuta la timp, ne obligă să admitem existența unor raporturi de șariaj între cei doi printeni, stabilind în cuprinsul regiunii noastre prezența a două mari unități tectonice:

Pînza de Homorîciu—Prăjani, la N, constituită din Eocen, dezvoltat în faciesul Gresiei de Tarcău, și din Oligocen, dezvoltat în facies occidental, sub formă de Strate de Pucioasa, din care lipsește cu desăvîrșire Gresia de Kliwa, dar în schimb este prezentă Gresia de Fusaru.

Pînza de Văleni—Bușteni, la S, constituită din Eocen dezvoltat în facies argilo-gresos, din care lipsește Gresia de Tarcău, și din Oligocen, reprezentat prin Gresia de Kliwa cu disodile și menilite, în jumătatea inferioară a căruia se intercalează, în diferite nivele și orizonturi, depozite de tip occidental, reprezentate prin Strate de Pucioasa și chiar Gresie de Fusaru.

Dacă desfășurăm aceste unități, cu cutele lor secundare și le aducem la orizontală, constatăm că depozitele paleogene au în total o lărgime vizibilă de 30 km.



Institutul Geologic al României

Pe această lărgime faciesurile se repartizează astfel:

Faciesul Paleogenului din Pînza de Homorîciu—Prăjani, 18—20 km (vizibil).

Faciesul Paleogenului din Pînza de Văleni—Buştenari, 9—10 km (vizibil).

Admiţînd că ţinutul din faţă a fost în general fix în decursul sedimentării, am putea calcula, cu oarecare aproximaţie, unde se găsea ţinutul din spate al basinului de sedimentare al Flişului paleogen, pentru a ne putea da seama de intensitatea şariajului dintre cele două unităţi tectonice.

Presupunînd că ţinutul din faţă ar ajunge pînă la Podenii Noi, unde, în jurul masivelor de sare, se observă numeroase blocuri de calcare jurasice şi roce verzi, — acestea din urmă caracteristice pentru Vorland —, pe o distanţă de 9 km, atît cît există între cele mai sudice aflorimente paleogene din Pînza de Văleni—Buştenari şi Podenii Noi, ar mai fi posibile cute ale Flişului care, desfăşurate, ar mai da încă o lărgime de depozite de cca 15 km. In felul acesta ar rezulta pentru depozitele Paleogenului din Pînza de Văleni—Buştenari o lărgime de cca 25 km. Ştiind că lărgimea depozitelor din Pînza de Homorîciu — Prăjani se evaluează la cca 25 km, trebuie să admitem că teritoriul ocupat de sedimentele celor două pînze din regiunea noastră ar avea o lărgime de aproximativ 45 km.

La aceasta trebuie să adăogăm şi lărgimea depozitelor de tranziţie, prinse sub Pînza de Homorîciu—Prăjani, lărgime care este greu de evaluat. Dacă socotim arbitrar că această lărgime ar fi de cca 10 km, trebuie să considerăm că ţinutul din spate al faciesului occidental de Pucioasa era situat cu aproximaţie la cca 55 km N de linia ţinutului din faţă stabilit.

Peste Pînza de Homorîciu—Prăjani este încălecată şi Pînza internă, cu Eocen de tip Şotrile care, desfăşurat, ne arată o lărgime de depozite de cca 20 — 25 km, ceeace ar da în total pentru marea Flişului paleogen o lărgime de 75 — 80 km, astfel că ţinutul din spate al acestei mări ajungea, spre N, pînă în regiunea Braşovului.

Ştiind că cele mai nordice depozite paleogene de tip Şotrile se cunosc la N de Măneciu, trebuie să admitem că ţinutul din spate al mării Flişului paleogen a înaintat, de la începutul Paleogenului şi pînă astăzi, cu distanţa dintre Măneciu şi Braşov, adică cu aproximativ 45 km.

In aceste calcule nu am ţinut seamă de faptul că Prof. G. MURGEANU (73) admite existenţa unei cordiliere, care separa faciesul Gresiei de Fusaru de depozitele echivalente din faciesul nordic al Eocenului de Şotrile. Dacă socotim şi această cordilieră, « cumană » cum o numeşte dînsul, este evident că ţinutul din spate al mării Flişului paleogen se mută mai spre N, iar înaintarea lui va fi şi mai mare.

Desigur, aceste date nu pot fi riguros exacte. Ele arată în orice caz un minimum şi ne pot da o măsură aproximativă a lărgimii zonelor de sedimentaţie, a întinderii faciesurilor şi a intensităţii fenomenelor de orogeneză.

Institutul Geologic al României

## 1. PÎNZA DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

### *a)* FRUNTEA PÎNZEI DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

Examinînd harta geologică a regiunii noastre, constatăm, cu rare excepții, că raporturile dintre cele două unități tectonice sunt mascate fie de cuvetele miocene, fie de terasele cuaternare. În special între V. Teleajenului și V. Bughea, depozitele Cuvetei miocene de Drajna, care se extinde aci mult spre S, peste Pînza de Văleni—Bușteni, fac imposibile orice observații directe.

Aparițiile izolate ale Stratelor de Cornu din Pînza de Homorîciu—Prăjani, de sub această cuvetă, nu ne dau nici un fel de indicații asupra naturii raporturilor dintre cele două unități tectonice.

La gura Văii Drajna, M. G. FILIPESCU, bazat pe existența unei gresii de tip Tarcău, în relații, de altfel cu totul neclare, cu masivul de sare de pe V. Drajnei, consideră sarea ca aparținînd Autohtonului, încălecat spre N de Pînza mediană (Pintenul de Homorîciu), iar spre S de Pînza marginală (Pintenul de Văleni).

Din cîte cunoaștem noi, la gura văii, chiar în firul Teleajenului, apare un pachet de gresii miocene, cu intercalații de marne roșcate. Este probabil că aceste gresii au fost considerate de M. G. FILIPESCU, ca aparținînd faciesului de Tarcău.

Faptul acesta ne apare cu atît mai plauzibil, cu cît la gura Văii Drajna, pe harta ce însoțește lucrarea sa, nu sînt figurate decît depozite eocene și depozite aquitaniene în fereastră. Aceste gresii aparțin, după noi, Miocenului inferior și se pot urmări fără întrerupere în flancul sudic al Cuvetei de Drajna, începînd de la Bughile de Sus pînă în V. Drajna.

Pentru a arăta natura relațiilor dintre cele două unități în această regiune, dăm cîteva profile care urmăresc acest contact din V. Teleajenului spre W.

In V. Teleajenului, în malul drept al văii, chiar în fața confluenței cu V. Drajna, se poate vedea un profil (fig. 13, C), care arată că depozitele Miocenului inferior, încălecate după o linie de falie de o importanță redusă, de depozitele Eocenului și constituite din conglomerate în bază și din marne roșcate cu gresii și tufuri la partea superioară, suportă Miocenul superior cu brecie cu sare, care înaintează pînă peste orizontul Stratelor de Cornu, din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Acest orizont suportă, la rîndul lui, o altă cuvetă de Miocen, separată de Cuveta mare de Drajna, printr-o linie de fractură, de-a lungul căreia, la Olteni, apare iarăși orizontul Stratelor de Cornu, care în V. Teleajenului este rămas în profunzime.

În ansamblu privit, acest profil ne arată clar că flancul sudic al Cuvetei de Drajna, înaintat mult spre S, în regiunea dintre V. Bughea și V. Teleajenului, pînă peste contactul dintre cele două unități, este îmbucătățit printr-o serie de falii longitudinale, constituind două cuvete mici, în fața Cuvetei de Drajna propriu zisă, fapt ce se poate urmări spre W pînă în V. Bughea. În

Institutul Geologic al României

V. Drajna, cea mai sudică dintre aceste cuvete se ridică şi dispare, în timp ce cea mai nordică pare a se continua şi spre E, dincolo de regiunea noastră.

În malul stîng al Văii Teleajenului (fig. 13, B) situaţia se prezintă neschimbată. Sarea din V. Drajna, de vîrstă miocenă, cum a arătat Gr. Popescu (87),

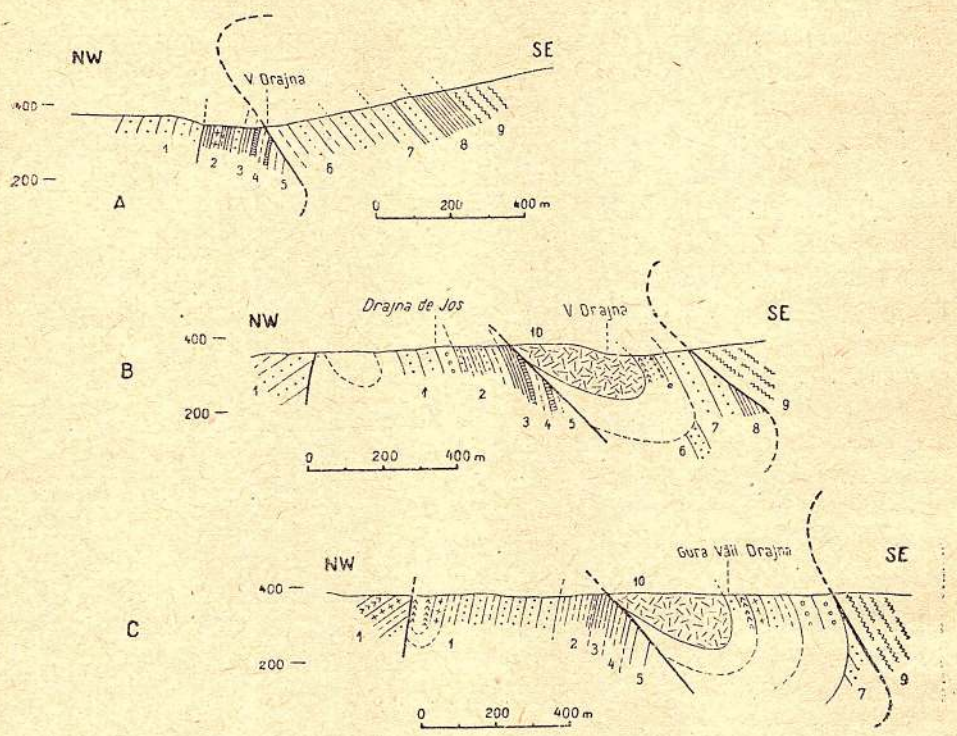



Fig. 13

A. — Raporturile dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani şi Pînza de Văleni — Buştenari, în V. Drajna, la Popeşti.

B. — Raporturile dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani şi Pînza de Văleni — Buştenari, în V. Teleajenului; la gura Văii Drajna (malul stîng).

C. — Raporturile dintre Pînza de Homorîciu — Prăjani şi Pînza de Văleni — Buştenari, în V. Teleajenului (malul drept), în faţa gurii Văii Drajna.

1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 3, Orizontul şisturilor disodilice sup.; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 6, Strate de Podul Morii; 7, Orizontul Gresiei de Kliwa inf.; 8, Orizontul şisturilor disodilice inf.; 9, Eocen; 10, Miocen sup. cu sare; 2—5, Pînza de Homorîciu-Prăjani; 6—9, Pînza de Văleni-Buştenari.

stă peste tufurile şi gipsurile Miocenului, ca şi în malul drept al văii, totul fiind răsturnat spre N.

Între cele două profile se poate vedea, chiar la gura Văii Drajna, în firul Teleajenului, cum aceste gipsuri alternează cu gresii micacee, între care apar şi strate subţiri de marne roşcate nisipoase. Ele se pot urmări pînă la cca 100 m de confluenţă, pe firul Văii Drajna în sus, în aceeaşi poziţie, de unde

Institutul Geologic al României

apoi dispar sub aluviuni, pentru a reapare în malul stîng al văii, în profilul descris. Problema raporturilor dintre cele două unități nu poate fi rezolvată tocmai din cauza acestor cuvete. Ceea ce apare clar este că de sub flancul nordic al cuvetei meridionale, iese orizontul Stratelor de Cornu și, în parte, și al șisturilor disodilice superioare din Pînza de Homorîciu—Prăjani, în timp ce în flancul ei sudic apare Eocenul și Gresia de Kliwa din Pînza de Văleni—Bușteni, fapt care ne face să credem că raporturile dintre cele două unități trebuie căutate sub această mică cuvetă.

Un profil ceva mai complet apare la cca 1 km E de gura Văii Drajna (fig. 13, A). De sub conglomeratele miocene apar aci șisturi argiloase cu aspectul disodilelor, marne albe tufacee cu Globigerine și alte Foraminifere, gresii cu Nummuliți, iar dedesubt șisturi disodilice masive, care se sprijină pe un pachet de strate, ce seamănă perfect cu Stratele de Izvoarele. Sîntem deci îndreptățiți să credem că ne aflăm în fața unei serii normale, care merge de la Stratele de Izvoarele în sus, pînă la Miocenul transgresiv și care aparține Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Totul cade net spre N. În firul văii nu se mai poate observa nimic, dar în malul stîng apar Strate de Podul Morii, reprezentate prin cele două nivele inferioare, care se sprijină pe Gresia de Kliwa, de sub care apar șisturile disodilice inferioare și apoi Stratele de Plopu ale Eocenului. Totul cade spre S în poziție inversă.

Privit în ansamblu, profilul ne arată că seriile stratigrafice ale celor doi pinteni, atît cît apar la zi, au direcții de înclinare diametral opuse, evidențiind o răsfrîngere spre N a Pînzei de Văleni—Bușteni, în timp ce în Pînza de Homorîciu—Prăjani orizonturile cad normal sub depozitele Cuvetei de Drajna.

Față de această situație am înclinat să cred că cele două unități iau contact în această regiune, de-a lungul unei puternice linii de dislocație, după care Pînza de Văleni—Bușteni se răsfrînge spre N, peste Pînza de Homorîciu—Prăjani. Faptul că această răsturnare spre N afectează și depozitele miocene, ne obligă să admitem că ea nu este efectul mișcărilor savice, ci un efect de recutare mai recent, datorit probabil cutărilor premeoțiene și accentuat, poate, în timpul cutărilor valahice.

Raporturile dintre cele două unități devin clare din V. Bughea spre W, pînă în V. Vărbilăului. Într-un profil care merge de la Bughile de Jos, peste Vf. Tîmpa, pînă în V. Bisericii, se observă o evidentă încălecare a Pînzei de Homorîciu—Prăjani peste Pînza de Văleni—Bușteni, dar ea nu este vizibilă decît pe o lățime de maximum 3 km (fig. 14).

Depozitele Eocenului, reprezentate prin Stratele de Plopu și puține Gresii de Tarcău, din Pînza de Homorîciu—Prăjani, se sprijină aci pe Stratele de Podul Morii și Gresia de Kliwa inferioară, reprezentînd Oligocenul din Pînza de Văleni—Bușteni. Peste Stratele de Plopu stau Strate de Pucioasa și gipsuri din orizontul Stratelor de Cornu, care la rîndul lor suportă transgresiv Miocenul din Cuveta de Vărbilău—Trestioara. Rădăcina acestui petec de acoperire

Institutul Geologic al României

indică o răsturnare a Pînzei de Homorîciu—Prăjani spre N. Nu avem nici un criteriu după care să judecăm faza de cutare în care s-a produs această răsturnare, dar după observațiile din profilele de la gura Văii Drajna, s-ar părea că

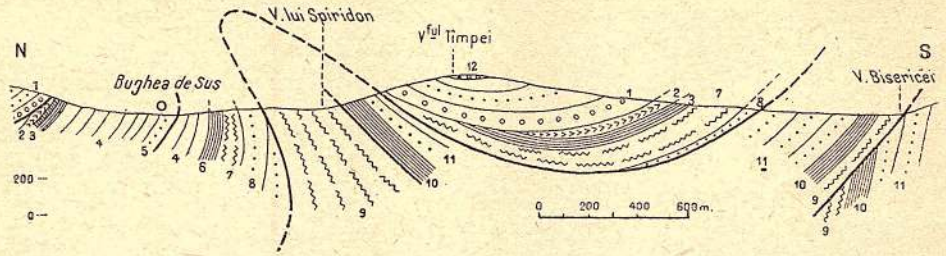



Fig. 14. — Secțiune la contactul dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani și Pînza de Văleni—Buștenari, între Bughea de Sus și V. Bisericii.

1, Miocen transgresiv; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 4, Strate de Pucioasa; 5, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Plopu; 8, Gresie de Tarcău (Pînza de Homorîciu—Prăjani); 9, Eocen; 10, șisturi disodilice inferioare; 11, Gresie de Kliwa inferioară; (Pînza de Văleni—Buștenari); 12, terasă.

această tendință de răsfrîngere spre N a Pînzei de Văleni—Buștenari peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, ar fi un aspect al fazelor de cutare ulterioare fazei de cutare savică.

In V. Vărbilăului fruntea Pînzei de Homorîciu — Prăjani este mascată de depozitele miocene. În V. Pietrosul, M. G. FILIPESCU (31, pag. 36) consideră că faciesul median de Fusaru — Tarcău constituie aci un petec de acoperire peste Pînza marginală, de sub care iese un autohton strîns cutat, care ar aparține Aquitanianului. De fapt, acest autohton reprezintă întreg Oligocenul. El începe în bază cu șisturi disodilice inferioare, care se sprijină pe Strate de Plopu și Gresie de Tarcău. Peste disodile stau Strate de Pucioasa, cu Gresii de Fusaru, Strate de Izvoarele, șisturi disodilice superioare și, în fine, Oligocenul cu gipsuri (Stratele de Cornu), care suportă transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Drajna (fig. 2). Acest Oligocen formează un flanc normal de sinclinal, ce aparține Pînzei de Homorîciu—Prăjani. La S, peste Gresia de Tarcău stau depozitele miocene ale Cuvetei de Vărbilău —

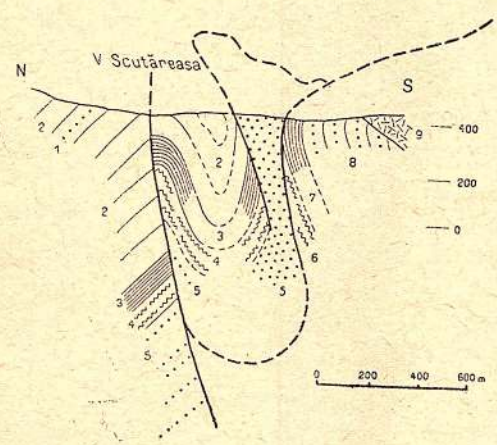



Fig. 15. — Secțiune pe V. Scutăreasa.

Pînza de Homorîciu—Prăjani: 1, Gresie de Fusaru; 2, Strate de Pucioasa; 3, șisturi disodilice inf.; 4, Strate de Plopu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pînza de Văleni-Buștenari: 6, Eocen; 7, șisturi disodilice inf.; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, Miocen transgresiv.

Institutul Geologic al României

Trestioara, care maschează cu desăvîrşire raporturile dintre cele două unități tectonice.

Fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani este iarăşi bine vizibilă la Cosminele—

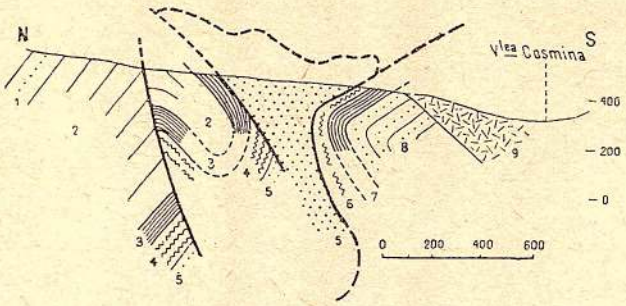



Fig. 16. — Secțiune la contactul dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani şi Pînza de Văleni—Buştenari, pe islazul Cosmina (Est Cosminele).

Pînza de Homorîciu—Prăjani: 1, Gresie de Fusaru; 2, Strate de Pucioasa; 3, şisturi disodilice inf.; 4, Strate de Plopu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pînza de Văleni—Buştenari: 6, Eocen; 7, şisturi disodilice inf.; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, Miocen transgresiv.

Podul Ursului. În regiunea Podul Ursului, pe V. Mănăului, M. G. FILIPESCU (31, fig. 11) figurează depozitele Pintenului de Văleni, ce suportă sinclinale normale de Oligocen şi Miocen, sprjinindu-se pe un autohton reprezentat

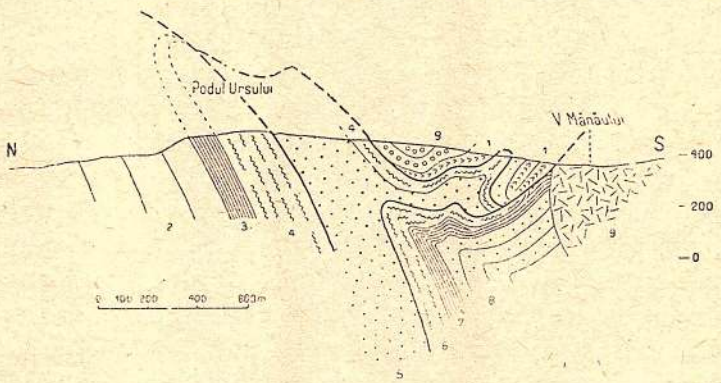



Fig. 17. — Secțiune la contactul dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani şi Pînza de Văleni—Buştenari, între Podul Ursului şi Valea Mănăului.

Pînza de Homorîciu—Prăjani: 1, Strate de Cornu; 2, Strate de Pucioasa; 3, şisturi disodilice inferioare; 4, Strate de Plopu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pînza de Văleni—Buştenari: 6, Eocen; 7, şisturi disodilice inferioare; 8, Gresie de Kliwa inferioară; 9, Miocen transgresiv.

prin depozite oligocen-superior - aquitaniene. Din acest fapt dînsul trage concluzia că Pintenul de Văleni este şariat peste Aquitanianul cu sare.

Institutul Geologic al României

Regiunea Văii Mănăului, fiind situată în fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani, este foarte complicată. Pentru a reprezenta cît mai bine posibil stilul tectonic al acestei regiuni, dau aci cîteva profile, începînd de la W spre E, considerînd ca prim profil din această serie, profilul unei sonde de la Cosmina (fig. 15).

Interpretarea profilului acestei sonde, prin măsurile de înclinare a straterlor şi prin interpretarea seriilor stratigrafice, ne arată că, după ce a străbătut Oligocenul intern de tip Pucioasa şi Stratele de Plopu, la 700 m a intrat în Gresia de Tarcău, în care a rămas pînă la adîncimea finală de 1300 m.

Un km mai la W (fig. 16) se constată că încălecarea Pînzei de Homorîciu — Prăjani peste Pînza de Văleni—Buştenari, numai schiţată în primul profil, se accentuează şi, pe măsură ce înaintăm spre E, ea devine tot mai evidentă (fig. 17) şi va culmina în încălecarea din V. Bughea (fig. 14). Acest petec de acoperire suportă sinclinale înguste de Oligocen, reprezentate prin Strate de Cornu (gipsuri, conglomerate, gresii cu Operculine), Strate de Izvoarele (marne, gresii cu hieroglife) şi chiar Strate de Pucioasa. Urmărind pretutindeni hieroglifele, atît în Eocen cît şi în Oligocen, hieroglife care, am arătat, se găsesc numai pe partea inferioară a straterlor, am putut constata că toate aceste formaţiuni, puternic deranjate, stau peste Eocen. Eocenul brecifiat, semnalat de M. G. Filipescu pe V. Rîpei, constituie, după noi, brecia de tip Cosmina, aşa cum a arătat Gr. Popescu (87) în lucrarea sa asupra breciei sării.

### *b)* TECTONICA PÎNZEI DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

Pînza de Homorîciu—Prăjani străbate neîntrerupt tot cuprinsul regiunii noastre, în partea ei nordică, între V. Drajna şi Meliceşti.

În V. Drajna, Pînza de Homorîciu—Prăjani formează o boltă anticlinală (fig. 3), cu flancul sudic normal reprezentat prin toată seria paleogenă, începînd cu Gresia de Tarcău şi terminînd cu orizontul Stratelor de Cornu, peste care stau transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Drajna. Flancul nordic al anticlinalului este afectat de o puternică linie de falie, după care o mare parte din strate sînt laminate, astfel că din toată seria paleogenă nu apare decît jumătatea ei superioară, peste care apoi se sprijină transgresiv Cuveta de Slănic (fig. 3).

Cu aceleaşi caractere acest anticlinal se continuă spre W, în V. Teleajenului, la Homorîciu (fig. 4), unde, în flancul nordic, se poate vedea cum depozitele Cuvetei de Slănic înaintează şi acoperă transgresiv Stratele de Cornu şi şisturile disodilice superioare, ajungînd pînă peste Stratele de Izvoarele. De aci spre W, pe măsură ce anticlinalul se scufundă, depozitele miocene ale Cuvetei de Slănic înaintează continuu spre S, astfel că la S de V. Faţa Bordeiului ele depăşesc flancul nordic şi ajung peste flancul sudic al anticlinalului (fig. 18), care nu mai este reprezentat decît printr-o fîşie foarte subţire de strate, ce se continuă spre W pînă în V. Prăjanilor, unde anticlinalul apare din nou la zi,

Institutul Geologic al României

reprezentat de această dată, în ambele flancuri, numai prin orizonturile superioare ale Oligocenului.

Axul anticlinalului corespunde aci cu o puternică linie de falie. La N el suportă Cuveta de Slănic, iar la S Cuveta de Drajna (fig. 18, 19). La nivelul Văii

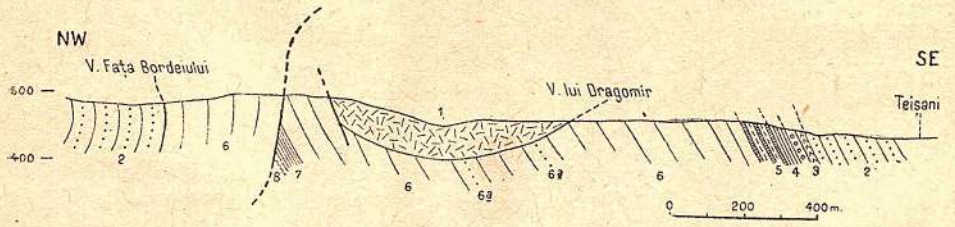



Fig. 18. — Secțiuni prin Pînza de Homorîciu—Prăjani, între V. Fața Bordeiului și Teișani.

1, Miocen superior cu brecie; 2, Miocen inferior; 3, Orizontul gipsurilor inferioare; 4, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 5, Strate de Izvoarele; 6, Strate de Pucioasa; 6a, Gresie de Fusaru; 7, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 8, Eocen.

Slănicului anticlinalul este rupt transversal de o puternică linie de falie și deplasat spre S. De aci flancul nordic se continuă spre W, peste V. Vărbilăului, pînă la fundul Văii Cosmina, unde dispare, în parte, sub cuveta mio-pliocenă de la Melicești.

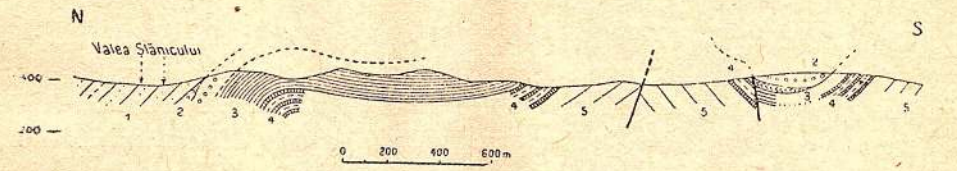



Fig. 19. — Secțiune în malul drept al Văii Slănicului, între Prăjani și Vărbilău.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa.

La N de acest anticlinal se schițează, începînd din regiunea Prăjani (malul drept al Văii Slănicului), un anticlinal secundar, evidențiat foarte bine în șisturile disodilice superioare și în orizontul gipsurilor inferioare (fig. 19), care se poate urmări, cu dezvoltare din ce în ce mai redusă, pînă la fundul Văii Cosmina.

La S, am văzut că bolta anticlinală de Drajna—Homorîciu suportă Cuveta de Drajna. În flancul sudic al acestei cuvete, care între V. Bughea și V. Teleajenului, după cum am arătat, înaintează pînă peste Pînza de Văleni—Buștenari, Oligocenul, reprezentat prin Stratele de Cornu, apare la zi de-a lungul liniei de contact dintre cei doi pinteni, în V. Teleajenului și V. Drajna (fig. 13, A și C), iar la N într-un anticlinal secundar, cu flancul sudic rupt, bine vizibil în V. Parasca la S de Olteni (fig. 20).

Acest anticlinal se efilează spre S de-a lungul faliei din flancul sudic și dispare în V. Teleajenului (fig. 13, B).

Institutul Geologic al României

La W de V. Parasca anticlinalul se continuă pînă în V. Bughea, unde-şi pierde caracterul de cută propriu zisă, resorbindu-se în flancul normal al Oligocenului, pe care se sprijină Cuveta de Drajna. În această poziție Oligocenul se continuă pînă în V. Slănicului, unde Cuveta de Drajna se ridică definitiv la suprafață.

Prins între bolta anticlinală de Drajna—Homorîciu, cu falia ei puternică din ax, şi linia de contact dintre cele două unități tectonice, sinclinalul oligocen,

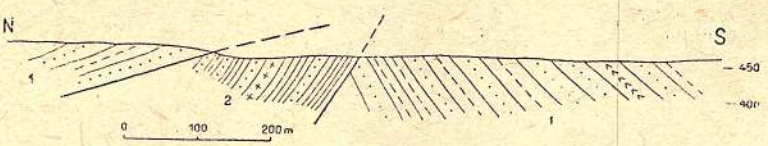



Fig. 20. — Profil pe V. Parasca, la Olteni.
1, Miocen; 2, Strate de Cornu.

care suportă Cuveta de Drajna, îşi pierde orizonturile superioare din ambele flancuri, se răstoarnă spre N, se îngustează din ce în ce mai mult şi se ridică continuu, pînă în V. Cosminei, unde dispare definitiv (fig. 15 şi 16).

### *c)* RAPORTURILE DINTRE PÎNZA DE HOMORÎCIU—PRĂJANI ŞI CUVETELE MIOCENE SUPRAPUSE

Pînza de Homorîciu—Prăjani suportă Cuveta de Slănic, Cuveta de Drajna, precum şi flancul nordic al Cuvetei de Meliceşti. Raporturile între aceste cuvete şi pînza propriu zisă sînt în majoritatea cazurilor normale. Peste Stratele de Cornu ale Oligocenului se aştern transgresiv depozitele Miocenului inferior, reprezentate prin conglomerate şi gresii (fig. 6, 10, 11). Miocenul superior, reprezentat prin brecii, vine în contact transgresiv cu oricare dintre orizonturile Paleogenului (Valea Rea, la Teişani, V. Bughea, fundul Văii Cosmina).

Încălecări ale pînzei peste cuvete se pot observa foarte rar (fig. 13, B) şi aceste încălecări se fac fără ca vreun termen al Miocenului să fie laminat.

Tot aşa de rar se observă şi contacte faliate şi atunci sînt de mică însemnătate. Mai important este contactul din flancul nordic al Cuvetei de Drajna, unde Miocenul ia contact cu Paleogenul Pînzei de Homorîciu—Prăjani, de-a lungul unei falii longitudinale (fig. 20), ce se poate urmări din V. Slănicului spre N, pînă în V. Bughea. Această linie este de vîrstă premeoțiană, de oarece peste ea se aştern transgresiv depozitele Pliocenului din Plaiul Prăjanilor.

### *d)* CONCLUZII

Rezumînd aceste date constatăm că Pînza de Homorîciu—Prăjani se comportă ca o mare depresiune, boltită la mijloc, constituind de o parte şi de alta a bolții, două depresiuni mai mici, care sunt respectiv Cuvetele de Drajna şi de Slănic. Această boltire este de vîrstă premeoțiană şi accentuată numai în faza

Institutul Geologic al României

de cutare valahică, pentru că Meoţianul, care pătrunde pînă peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, este puţin cutat în comparaţie cu Paleogenul şi Miocenul.

Celelalte cute, în general de mică importanţă, fie că sînt sau nu faliate, normale sau răsturnate spre N, nu schimbă cu nimic caracterul general al acestei forme tectonice majore. Sinclinalul ce suportă Cuveta de Drajna se ridică, începînd din regiunea Văii Cosmina, astfel că de aci spre W, Pînza de Homorîciu—Prăjani are net aspectul unui sinclinal normal ce suportă Cuveta de Slănic.

Contactele dintre depozitele paleogene şi cuvetele miocene sînt, în majoritatea cazurilor, normale.

## 2. PÎNZA DE VĂLENI—BUŞTENARI

### *a)* FRUNTEA PÎNZEI DE VĂLENI—BUŞTENARI

Asupra frunţii propriu zise a acestei pînze nu putem spune nimic deoarece este acoperită transgresiv de depozitele neogene. Pînza a fost însă evidenţiată în mod sigur sub aceste depozite, la Mislea—Runcu, prin lucrări de explorare. În această regiune, sub depozitele meoţiene, s-a găsit un Oligocen, constituit din Gresie de Kliwa, disodile şi strate de tip Pucioasa, la fel cu depozitele oligocene din Pînza de Văleni—Buştenari.

Prezenţa Oligocenului sub depozitele neogene ne este cunoscută şi la Ţintea (3), dar nu putem preciza dacă acest Oligocen aparţine Pînzei de Văleni—Buştenari, sau nu. Ion Atanasiu, bazat pe prezenţa gresiilor foarte bogate în glauconit, înclină să-l apropie mai mult de orizontul Stratelor de Cornu, din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Faptul acesta apare mai ales justificat prin aceea că în aceste gresii, dînsul citează porfire roşii, abundente în orizontul menţionat mai sus şi necunoscute, cel puţin pînă acum, în Pînza de Văleni—Buştenari.

În acest caz am putea presupune, fie că acest Oligocen reprezintă un petec de acoperire al Pînzei de Homorîciu—Prăjani, ceea ce este mai puţin probabil, dar nu cu desăvîrşire exclus, fie că ar reprezenta un facies lateral şi mai extern al Oligocenului superior din Pînza de Văleni—Buştenari, fie că ar reprezenta o unitate mai exterioară. În ambele din urmă cazuri ar trebui să presupunem însă că acest Oligocen constituia o lagună separată de restul Oligocenului din Pînza de Văleni—Buştenari şi că avea legături directe cu Oligocenul superior din Pînza de Homorîciu—Prăjani.

În ceea ce priveşte klippele paleogene din spatele masivelor de sare, de la S de Pintenul de Văleni, citate de D. M. Preda, de H. Grozescu şi de Voiteşti (38), M. G. Filipescu (33) le consideră ca reprezentînd continuarea Pînzei marginale, respectiv mediane, sub depozitele neogene. În timpul cutărilor valahice, spune dînsul, sarea a străbătut depozitele paleogene ale acestei pînze, aducînd la suprafaţă klippele menţionate.

Institutul Geologic al României

Lucrările recente ale lui Gr. Popescu şi Fl. Olteanu (87, 76) au arătat că aceste şisturi disodilice, aşa numitele « Strate cu Radiolari » (de remarcat că în Oligocen Radiolarii sunt aproape inexistenți), aparțin Miocenului, astfel că, fără a încerca să contest existența depozitelor paleogene sub Neogenul din această regiune, trebuie să remarc că totuşi, pînă acum, existența lor, în afară de ivirile de la Țintea şi de sondajele de la Runcu—Mislea, nu a mai fost evidențiată prin nimic.

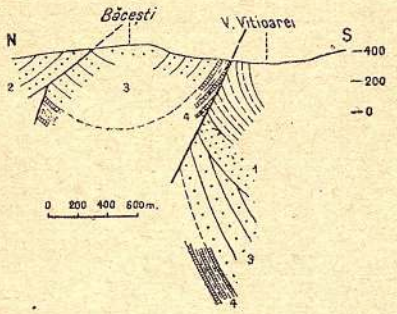



Fig. 21. — Raporturile dintre Pînza de Văleni—Buştenari şi Pliocen, la Copăceni.

1, Pliocen; 2, Miocen; 3, Gresie de Kliwa superioară; 4, Strate de Izvoarele.

Cum cel puțin pînă în regiunea Runcu—Mislea depozitele Pînzei de Văleni — Buştenari se prelungesc sub depozitele neogene, este evident că nu putem avea nici o idee, cît de vagă măcar, asupra frunții acestei pînze, astfel că în capitolul prezent vom trata raporturile dintre această pînză şi depozitele neogene de la S, raporturi marcate în general printr-o încălecare, variabilă ca intensitate, a depozitelor paleogene aparținînd acestei pînze, peste depozitele Neogenului, încălecare desăvîrşită în faza de cutare valahică.

Între Opăriți şi V. Vărbilăului se constată că Paleogenul încalecă net peste depozitele neogene. La E de Copăceni, peste flancul sudic al Pintenului de Văleni, invadează transgresiv Miocenul, constituind Cuveta de Vitioara—Predeal. În flancul sudic al cuvetei, Oligocenul străpunge la zi de-a lungul unei puternice linii de dislocație, laminînd parte din stratele de la sudul ei. Faptul acesta se vede bine într-un profil la Opăriți. Aci se constată, la partea superioară a Oligocenului (fig. 9), prezența unui masiv de sare, pe care se sprijină orizontul roşu al Miocenului. La S acest masiv încalecă peste orizontul cenuşiu cu gipsuri.

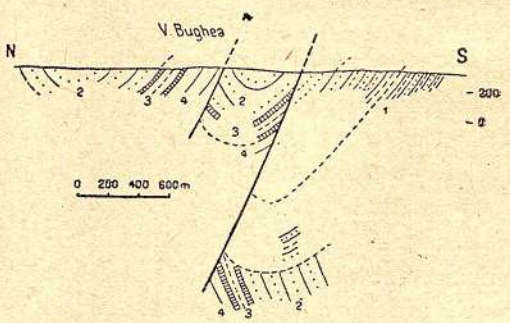



Fig. 22. — Raporturile dintre Pînza de Văleni—Buştenari şi Pliocen, în V. Bughea.

1, Pliocen; 2, Gresie de Kliwa; 3, Strate de Izvoarele; 4, Strate de Podul Morii.

Intr-un profil la Copăceni (fig. 21), se constată că la S de linia de încălecare a Paleogenului peste Pliocen, sub Meoțian apare un alt solz de Paleogen, căzut în adîncime, fapt care pare a confirma părerea lui D. M. Preda (89), că marginea de S a Pintenului de Văleni (respectiv a Pînzei de Văleni—Buştenari) constă

Institutul Geologic al României

din mai mulţi solzi aplecaţi spre S, ce coboară în trepte sub cîmpie, prinzînd adesea între ei cuvete de depozite mai noi. Acelaşi solz a fost constatat la Copăceni, pe Valea Teleajenului şi în Valea Bughea (fig. 22).

La Poiana Vărbilău, în V. Bisericii (fig. 23), Paleogenul încalecă peste Miocen, ceea ce arată că mergînd de la E spre W, încălecarea depozitelor paleogene peste cele neogene este din ce în ce mai redusă, termenii inferiori ieşind treptat de sub linia de încălecare.

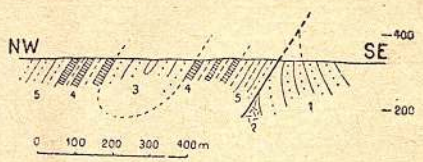



Fig. 23. — Raporturile dintre Pînza de Văleni—Buştenari şi Mio-Pliocen, în V. Bisericii, la Poiana Vărbilău.

1, Mio-Pliocen; 2, Miocen cu sare; 3, Gresie de Kliwa; 4, Strate de Izvoarele, 5, Strate de Podul Morii.

La W de Vărbilău, depozitele Cuvetei de Trestioara—Vărbilău invadează peste Pînza de Văleni—Buştenari, ajungînd la N pînă la contactul cu Pînza de Homorîciu—Prăjani, acoperind complet depozitele paleogene, ce reapar de sub cuvetă în V. Cosminei, pentru a constitui klippele paleogene din Vf. Rotundu de la Buştenari.

V. Vărbilăului pare a corespunde cu o puternică dislocaţie transversală, la W de care depozitele Paleogenului cad brusc în adîncime. Această falie afectează depozitele sarmaţiene şi meoţiene, astfel că ea este probabil de vîrstă valahică.

La Buştenari — Cosminele, în regiunea de la S de Plaiul Rotundu, Oligocenul încalecă peste depozitele Miocenului inferior, fără ca vreun termen al uneia sau alteia dintre formaţiuni să fie laminat. La Buştenari, peste Oligocen şi Miocen invadează Meoţianul, prins şi răsturnat spre S în faza de cutare valahică (fig. 24). Spre W Oligocenul dispare de-a lungul acestei falii. La N de ea stau depozitele sarmaţiene din Cuveta de Melicești, iar la S Meoţianul, căzînd normal spre S. De-a lungul acestei linii apar masivele de sare de la Telega. Aci Meoţianul este transgresiv şi discordant peste Miocen şi Oligocen.

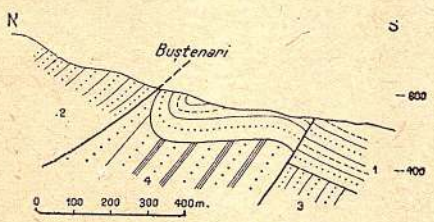



Fig. 24. — Secţiune geologică în Pînza de Văleni, la Buştenari.

1, Pliocen; 2, Miocen superior; 3, Miocen inferior; 4, Gresie de Kliwa superioară.

Rezumînd aceste date, constatăm evident că Paleogenul din Pînza de Văleni — Buştenari formează solzi care încalecă în general peste depozitele neogene din S, sub care el se continuă cel puţin pînă în regiunea Runcu—Mislea. În general, se observă că încălecarea solzilor este puternică în E (Copăceni) şi scade pe măsură ce înaintăm spre W, pentru a deveni nulă la Telega.

Institutul Geologic al României

Cuvetele de Vitioara—Predeal şi Vărbilău—Trestioara invadează din S peste Pînza de Văleni—Buştenari, ajungînd pînă peste Pînza de Homorîciu—Prăjani.

M. G. FILIPESCU crede că Pînza marginală sau Pînza mediană, adică Pînza noastră de Văleni—Buştenari, ar fi şariată peste Aquitanianul cu sare şi în sprijinul acestei păreri dînsul aduce, ca argumente, manifestările de sare de sub depozitele Pleogenului, care apar pe V. Parasca, V. Bughişoara, V. Bisericii, V. Vărbilăului, Vf. Măgura (31, pag. 60), precum şi cele de Vîlcăneşti, Cosminele, Podul Ursului, Buştenari.

Recent, GR. POPESCU (87) a arătat că aceste brecii, constituite aproape exclusiv din material paleogen (şi în special eocen), aparţin Miocenului superior, în speţă Tortonianului, şi sunt suportate de depozitele Miocenului inferior, astfel că nu au nici o legătură cu Paleogenul.

Este foarte probabil că GR. POPESCU va reveni asupra acestei probleme cu date încă mai complete, dar chiar admiţînd că aceste depozite ar aparţine formaţiunii cu sare a Oligocenului, va trebui să constatăm un fapt, care nu poate fi trecut cu vederea. Anume, că aceste brecii sunt constituite dintr-un material care aparţine Eocenului într-o proporţie de 80%. Acceptînd ipoteza unei structuri în pînze de şariaj, aşa cum o întrevede M. G. FILIPESCU, va trebui implicit să admitem că Autohtonul se găseşte sub un Eocen, care are minimum 500 m grosime şi care suportă un pachet de strate oligocene de aproximativ 1500 m grosime. In timpul cutărilor postpliocene, prin fenomenele de diapirism, sarea ar fi fost obligată să străpungă, fără nici o urmă de îndoială, 2000 m grosime de strate paleogene, din care cca 75% oligocene, şi totuşi să nu scoată în brecia ei material oligocen decît într-o proporţie de maximum 20 %.

La această grosime de strate trebuie să mai adăugăm încă aproximativ 2000 m de depozite mio-pliocene, a căror străpungere nu poate fi explicată prin concepţia aşa de sugestivă a Prof. G. MACOVEI (43), pentru motivul că în cazul nostru, în timpul depunerii acestor formaţiuni, pînzele Flişului erau deja formate, iar sarea prinsă sub Pintenul de Văleni, respectiv Pînza de Văleni—Buştenari. Lăsînd la o parte faptul că străpungerea unei stive de strate de 4000 m grosime este discutabilă, aşa cum o arată şi Prof. G. MACOVEI (43), nu ne putem explica în nici un fel care au fost cauzele care au făcut ca această sare să nu aducă la suprafaţă decît aproape numai Eocen, în timp ce normal era să scoată mai mult Pliocen, acesta fiind termenul cel mai superior, sau numai Miocen, în cazul cînd Pliocenul lipseşte.

Din aceste motive credem că sarea din localităţile citate de M. G. FILIPESCU, nu aparţine Autohtonului Pînzei de Văleni—Buştenari şi nici orizontului cu sare al acestei pînze, deoarece în acest caz prezenţa elementelor de Fliş eocen în cantitate aşa de mare ne apare tot inexplicabilă, dacă ne gîndim că între această sare şi Eocen se interpun peste 1500 m grosime depozite oligocene.

Institutul Geologic al României

Tot în sprijinul ipotezei unui șariaj al Pînzei de Văleni—Buștenari peste un Autohton cu sare, M. G. FILIPESCU (31, pag. 60) citează prezența sub strate paleogene vechi, a gipsurilor din V. Teleajenului, de la S de Frînghești (malul stîng al văii), care ar apare, după dînsul, într-un anticlinal de diatomite și Gresie de Kliwa.

Problema acestor gipsuri de mult semnalate, a fost viu discutată, din cauza modului lor de apariție. În adevăr, la prima vedere, ele par că stau în anticlinal, sub diatomite și Gresie de Kliwa, astfel că nu este de mirare că în majoritatea cazurilor au fost considerate ca Autohtonul Pintenului de Văleni.

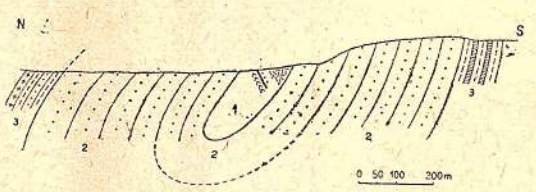



Fig. 25. — Profil în malul stîng al Teleajenului, la S de Frînghești.

1, Orizontul Gipsurilor superioare; 2, Orizontul Gresiei de Kliwa superioară; 3, Orizontul Stratelor de Izvoarele.

Primul care le-a considerat ca fiind în sinclinal a fost D. M. PREDA (90), dar dînsul le clasa în Miocen. În cursul anului 1944 (78) le-am atribuit, ca și M. G. FILIPESCU, Oligocenului, arătînd însă că stau în sinclinal și nu în anticlinal.

Am urmărit aceste gipsuri pînă sub creasta care separă V. Teleajenului de V. Gardurilor, dar nicăieri nu am găsit un profil, unde poziția lor să apară nediscutabilă. În V. Teleajenului se constată că Gresia de Kliwa se sprijină spre S pe Strate de Izvoarele (fig. 25), iar spre N suportă aceleași strate, astfel că ea constituie neîndoios un sinclinal cu flancul de N răsturnat spre S. Peste gipsuri stă un banc de Gresie de Kliwa de cca 2 m grosime. Deasupra lui, la S, pe o distanță de aproximativ 100 m, nu se mai poate vedea nimic, după care apare iarăși Gresie de Kliwa, căzînd tot spre N, ca și gresia de la N de gipsuri. Între această gresie masivă și gipsuri se interpune o vale, care urcă pînă la creastă. În fața acestei văi s-a creeat o nouă exploatare de nisip. Pentru a se mări platforma de depozitare s-a săpat din mal. Cu această ocazie am constatat că bancul de Gresie de Kliwa de peste gipsuri suportă o brecie destul de groasă (8 — 10 m) cu blocuri de gips prinse în ea, a cărei mișcare continuă din deal spre vale necesită permanente lucrări de întreținere a platformei. Această brecie ține de orizontul cu gipsuri, astfel că apariția bancului de Gresie de Kliwa dintre ea și gipsuri pare bizară. Urmărind această gresie spre creastă, se constată că ea dispare repede într-o mică șea, în care apar fragmente de gipsuri, ce apoi se pot urmări continuu pînă sub creastă, fără ca la S de ele să mai apară Gresie de Kliwa. Faptul acesta mă face să cred că această gresie este căzută din deal, iar în cădere a alunecat împreună cu gipsurile, rupîndu-le și inversîndu-le sensul înclinării, astfel că ele par a ieși de sub Gresia de Kliwa. În realitate stau deasupra într-un sinclinal culcat spre S, iar acest mod de a vedea



Institutul Geologic al României

corespunde cu toate datele de teren, ce rezultă din poziția stratigrafică a Gresiei de Kliwa față de Stratele de Izvoarele (fig. 26).

Rezumînd această expunere trebuie să constatăm că nici unul din argumentele aduse de Prof. FILIPESCU nu este concludent pentru un șariaj al Pînzei de

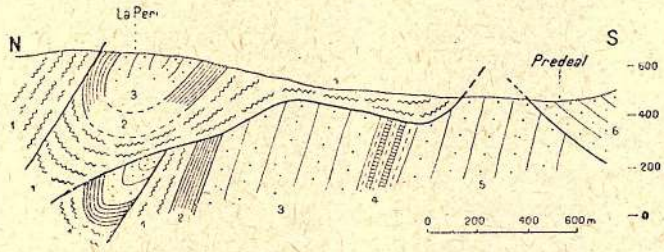



Fig. 26. — Secțiune prin Pînza de Văleni—Bușteni, între Vf. La Peri și Predeal.

1, Eocen; 2, șisturi disodilice inferioare; 3, Gresie de Kliwa și Strate de Podul Morii; 4, Strate de Izvoarele; 5, Gresie de Kliwa superioară; 6, Miocen transgresiv.

Văleni—Bușteni peste un Autohton cu sare. Chiar dacă acest șariaj ar exista în realitate, nici o dată de teren nu-l confirmă, astfel că pentru noi problema rămîne încă deschisă.

### *b)* TECTONICA PÎNZEI DE VĂLENI—BUȘTENARI

Pînza de Văleni—Bușteni se detașează din zona Flișului la E de V. Buzăului, pătrunde oblic în Subcarpați și, după ce taie V. Teleajenului la Vălenii de Munte, ajunge la Poiana Vărbilău, în V. Vărbilăului, unde se ascunde sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care reapare la Cosminele—Bușteni, constituind klippele paleogene din această regiune.

Tectonica Pînzei de Văleni—Bușteni este mai complicată decît acea a Pînzei de Homorîciu—Prăjani. În ansamblu se pot distinge în această unitate două digitații:

Digitația de Arsenesele, la interior, caracterizată prin prezența unui Oligocen, din care lipsește Gresia de Kliwa superioară și orizonturile de deasupra ei;

Digitația de Bughea, la exterior, caracterizată prin prezența unui Oligocen, în care Gresia de Kliwa superioară este foarte bine dezvoltată.

Între aceste două digitații, fiecare la rîndul ei recutată în cute secundare, există raporturi de încălecare de la N spre S, Digitația de Arsenesele încălecînd, în mod vizibil, peste Digitația de Bughea (fig. 26).

*Digitația de Arsenesele* constituie înălțimile care domină versantul de E al Văii Teleajenului, între V. Rea la S și V. Drajna la N. Spre W ea se continuă pînă la V. Vărbilăului, unde se afundă sub Cuveta de Trestioara—Vărbilău, de sub care reapare la Cosmina.

Institutul Geologic al României

În această digitație se pot distinge trei solzi:

Solzul nordic (Solzul de Drajna), care se poate urmări din marginea de E a regiunii noastre, de pe malul stîng al Văii Drajna, de la Pițigoiul, pînă în V. Teleajenului, unde se afundă sub Cuveta de Drajna, de sub care nu mai iese decît în P. Bughișoara și în P. Tecii, unde se ridică complet. Pînă în V. Teleajenului el este răsturnat spre N, astfel că încalecă peste Pînza de Homorîciu—Prăjani. În P. Tecii, ca și în P. Bughișoara, acolo unde se ridică, apare ca un sinclinal normal.

Solzul median (Solzul de Arsenesele), care se urmărește din marginea de E a regiunii noastre, pe la S de Plaiul Arseneselor, S de Vf. La Peri, pînă în V. Teleajenului, la N de confluența cu V. Rea, iar de aci, pe la N de Vălenii de Munte, pînă în V. Bughea, unde ia o mare dezvoltare și dispare apoi în V. Vărbilăului. Este strîns cutat și răsturnat spre S (fig. 26) pînă în P. Tecii; de aci spre W se lărgește, capătă aspectul unui sinclinal normal, dezvoltîndu-se din ce în ce mai mult, astfel că între V. Bughea și V. Vărbilăului susține petecul de acoperire al Pînzei de Homorîciu—Prajani de la Bughile de Sus (fig. 15). În V. Vărbilăului el se afundă brusc de-a lungul dislocației transversale a Vărbilăului.

Solzul sudic (Solzul de V. Bisericii), bine dezvoltat la exteriorul solzului median între V. Vărbilăului și V. Teleajenului. Începînd de aci spre E asistăm la o puternică înaintare a solzului median, care depășește solzul extern și ajunge pînă peste Digitația de Bughea (fig. 26). Solzul extern nu mai apare de sub această încălecare decît la W de V. Turburea, de unde apoi se poate urmări pînă în creasta care separă V. Turburea de V. Zimbroaia, unde dispare iarăși sub linia de încălecare. Spre W, în V. Vărbilăului, solzul acesta se afundă de-a lungul dislocației Vărbilăului, sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care apare din nou la Cosminele, iar la Poiana Trestiei se afundă ub Cuveta de Melicești.

*Digitația de Bughea* constituie înălțimile care domină malul stîng al Văii Teleajenului, între Vălenii de Munte și gura Vitioarei. Spre E ea se afundă sub Cuveta de Vitioara—Predeal, de sub care apare la zi în V. Turburea și în V. Zimbroaia. La W ea trece Teleajenul și se continuă pînă în V. Vărbilăului. Prinsă între linia de contact dintre cele două digitații la N, și linia după care încalecă peste depozitele neogene la S, digitația de Bughea își laminează continuu marginea externă în special și dispare la Poiana Vărbilău, sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care reapare la Cosminele—Buștenari.

În această digitație se pot deosebi două mari sinclinale, separate între ele printr-o linie de fractură:

Sinclinalul intern (Sinclinalul V. Gardurilor). În E este vizibil în V. Zimbroaia, dar se scufundă repede sub Cuveta de Vitioara—Predeal, de sub care iese la V. Gardurilor, trece Teleajenul la S de Frânghești, iar de



Institutul Geologic al României

aci, pe la S de Bughea de Jos, se continuă pînă în V. Bisericii, unde se afundă sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de-a lungul dislocației Vărbilăului. De sub această cuvetă reapare la Cosminele—Buștenari, constituind Vf. Rotundu și dispare la Buștenari, sub depozitele neogene ale Cuvetei de Meliceşti.

Sinclinalul extern (Sinclinalul Copăceni) apare de sub Cuveta de Vitioara—Predeal, la Copăceni, trece Teleajenul pe la N de gura Vitioarei și se continuă peste Vf. Gorganul, pînă în V. Bughea, unde dispare pe linia de încălecare a Digitației de Bughea, peste depozitele neogene. În V. Cosminei reapare ca o fîșie îngustă, care apoi se lărgește continuu pînă la Buștenari, unde constituie Oligocenul exploatat în acest șantier. Klippa de la Telega este probabil ultima apariție la zi a acestui sinclinal.

Cele două sinclinale sînt separate între ele printr-o zonă anticlinală, puternic faliată, de-a lungul căreia se laminează termenii inferiori ai ambelor sinclinale. Această cută faliată se poate urmări începînd din V. Gardurilor, de la Copăceni, peste V. Teleajenului, pe la N de Vf. Gorganul, pînă aproape de Poiana Vărbilău, unde dispare pe linia ce mărginește la S Digitația de Bughea. La Cosminele—Buștenari ea are evident caracterul unei simple falii și apoi dispare sub cuveta miocenă de la Meliceşti.

### *c)* RAPORTURILE DINTRE PÎNZA DE VĂLENI—BUȘTENARI ȘI CUVETELE MIOCENE SUPRAPUSE

Pînza de Văleni—Buștenari suportă Cuveta de Vitioara—Predeal, capătul nordic al Cuvetei de Vărbilău—Trestioara, parte din Cuveta de Meliceşti și cuvetele de Miocen superior de la Cosmina. Ele stau discordant peste Paleogen și nu se poate vorbi nicăieri despre raporturi tectonice importante. Singura excepție este în V. Turburea, unde Miocenul ia contact cu Paleogenul pe o linie de fractură care însă se normalizează foarte repede

Mai demnă de remarcat este existența puternicei fracturi transversale a Văii Vărbilăului, care afectează într-o largă măsură, atît depozitele Neogenului, cît și pe ale Paleogenului.

Această fractură provoacă o denivelare a celor două pînze, căci în timp ce în malul stîng al Văii Vărbilăului apar la zi depozitele paleogene, în malul drept, în fața lor, stau depozite sarmațiene și pliocene. Această fractură se continuă spre N în lungul Văii Vărbilăului pînă la Alunișul. Faptul că afectează și depozitele meoțiene ne face să credem că ea este de vîrstă recentă, dar nu avem nici un element după care să putem judeca dacă ea nu reprezintă cumva un ecou al unei linii tectonice mai vechi.

### *d)* CONCLUZII

Rezumînd aceste date, putem conchide că, privită în ansamblu, Pînza de Văleni—Buștenari reprezintă o zonă mare de cutare, compusă din mai

Institutul Geologic al României

multe cute secundare, ce se grupează în două digitaţii, cu raporturi de şariaj între ele: Digitaţia de Arsenesele, la N şi Digitaţia de Bughea la S.

Din V. Teleajenului spre E marginea internă a Digitaţiei de Arsenesele este răsturnată spre N, astfel că în această porţiune Pînza de Văleni—Buştenari apare ca o mare cută în evantai. Această răsturnare prinde sub ea şi depozite miocene, fapt ce ne face să credem că ea nu poate fi pusă în legătură cu faza de cutare savică, ci cu faze de cutare mai noi.

Cuvetele miocene stau transgresiv peste Paleogen şi nu schimbă cu nimic aspectul general al acestei zone de cutare.

## *E*) PARALELIZĂRI CU UNITĂŢILE TECTONICE DIN CARPAŢII ORIENTALI ŞI MERIDIONALI

Am întrebuinţat pentru unităţile tectonice din cuprinsul regiunii noastre, denumiri locale, deoarece paralelizările ce s-ar putea face cu unităţile stabilite în W şi în special cu cele stabilite în E, în Carpaţii Moldovei, sunt discutabile, cel puţin pentru moment, din cauza nepotrivirilor de facies.

Recent, Ion Atanasiu (6), dezbătînd problema unităţilor tectonice în funcţie de variaţiile transversale ale faciesurilor Paleogenului, stabileşte în Carpaţii Moldovei, de la interior spre exterior, următoarele unităţi tectonice:

Pînza internă (figurată numai pe hartă);

Pînza Gresiei de Tarcău (în parte Pînza mediană a Prof. G. Macovei şi D. M. Preda), în care caracterul esenţial este dat de prezenţa Gresiei masive de Tarcău în Eocen;

Pînza intermediară, Pînza de Tazlău (în parte Pînza mediană a Prof. G. Macovei şi D. M. Preda), a cărei caracteristică o constituie alternanţa Gresiei de Tarcău cu Eocenul marginal;

Pînza marginală, în care Gresia de Tarcău lipseşte cu desăvîrşire, Eocenul fiind constituit numai din argile verzi, în alternanţă cu gresii cu hieroglife;

Pînza submarginală, al cărei caracter esenţial este dat de prezenţa conglomeratelor verzi în Oligocen, ce se substituie Gresiei de Kliwa.

Bazat pe distribuţia faciesurilor Oligocenului, dînsul separă în Pînza marginală două digitaţii, una marginală internă, cu Gresie de Lucăceşti în baza Oligocenului şi una marginală externă, în care Gresia de Lucăceşti este substituită prin Stratele de Bisericani.

Toate aceste unităţi sînt în raporturi de şariaj, pînzele mai interne încălecînd peste cele externe.

Mergînd de la N spre S asistăm la dispariţia treptată a unităţilor externe. În regiunea Piatra Neamţ dispare Pînza submarginală, iar în V. Zăbalei dispare Pînza marginală. Un rest din unitatea marginală se mai citează în V. Slănicului, a Lopătari, dar prezenţa lui este discutabilă.

Institutul Geologic al României

În regiunea noastră și în W, cercetările lui MRAZEC și VOITEȘTI (59) au arătat, exceptînd pînzele vechi cretacice, mergînd de la N spre S, adică tot de la interior spre exterior, următoarele unități tectonice:

Pînza Gresiei de Siriu.

Pînza marnelor roșii senoniene, constituită din Senonian, Eocen de tip Șotrile și Oligocen.

Prof. G. MURGEANU (70) consideră aceste două pînze ca formînd o singură unitate tectonică, Pînza internă, în care separă Digitația de Teșila (internă), corespunzînd cu Pînza Gresiei de Siriu a lui MRAZEC și VOITEȘTI, și Digitația de Comarnic (externă), corespunzînd cu Pînza marnelor roșii senoniene.

Pînza Gresiei de Fusaru (admisă și de MEYER și de Prof. MURGEANU) constituită din Eocen de tip Fusaru, Strate de Pucioasa și disodile. M. G. FILIPESCU denumește această unitate Pînza mediană și înglobează în ea și așa numita zonă de solzi, adică o parte a Digitației de Comarnic a Prof. G. MURGEANU.

Pînza marginală, constituită din Senonian, Eocen marginal și Oligocen, cu disodile și Gresie de Kliwa. Recent, M. G. FILIPESCU înglobează și această pînză tot în Pînza mediană (32).

Demonstrînd (79) că Gresia de Fusaru aparține Oligocenului și că reprezintă o intercalație normală în faciesul de Pucioasa, bine dezvoltat în Pînza de Homorîciu—Prăjani, Pînza Gresiei de Fusaru nu reprezintă de fapt decît continuarea spre W a Pînzei de Homorîciu—Prăjani.

Am arătat că baza Pînzei de Homorîciu—Prăjani este constituită din Gresie masivă de Tarcău, astfel că după facies și după poziția stratigrafică a acestui facies, Pînza de Homorîciu—Prăjani nu ar reprezenta decît continuarea din Carpații Moldovei a Pînzei Gresiei de Tarcău, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (6).

Dacă privim acum aceeași problemă din punct de vedere al poziției tectonice a Pînzei de Homorîciu—Prăjani, constatăm că ea este foarte discutată în regiunea noastră, din cauza lipsei unor raporturi tectonice clare.

Am arătat că M. G. FILIPESCU consideră că Eocenul de tip Șotrile este distribuit atît în Pînza internă, cît și în Pînza mediană. În această Pînză mediană, în ultima concepție a lui M. G. FILIPESCU (32), intră toate cele trei faciesuri ale Eocenului din regiunea Văii Teleajenului și Văii Prahovei: Eocenul de Șotrile, Eocenul de tip Tarcău și Eocenul din Pintenul de Văleni. Aceasta pentrucă, spune dînsul, între Siriul Mare și Vîrful Gîlma, în V. Buzăului, Eocenul de Șotrile, ce se sprijină concordant peste Senonian, suportă, tot concordant, gresii de tip Fusaru-Tarcău, care la rîndul lor, la Nehoiul, suportă Eocen de tipul celui din Pintenul de Văleni. După dînsul, cele trei faciesuri nu mai sînt faciesuri sincrone, ci depozite care se suprapun normal în seria stratigrafică.

Institutul Geologic al României

Lucrînd mai la W, la Comarnic, în V. Prahovei, Prof. G. MURGEANU (70) ajunge la cu totul alte concluzii. Stabilind existența unei cordiliere antesenoniene (73) în așa zisul Geosinclinal al Flișului, dînsul admite că această cordilieră separă două avant-fose care, în urma cutărilor de la sfîrșitul Oligocenului, s-au individualizat în două unități tectonice, cea din urma cordilierei constituind Pînza internă a Flișului, cu Senonian roșu și Eocen de tip Șotrile, iar cea dinaintea cordilierei constituind Pînza Gresiei de Fusaru, cu Eocen de tip Fusaru și Strate de Pucioasa. După dînsul, această linie ar corespunde cu linia care, în V. Prahovei și la W de ea, mărginește la S Cuveta de Slănic.

Punctul acesta de vedere tinde, pe drept cuvînt, să considere faciesul de Șotrile al Eocenului ca aparținînd unei unități mai interne, în raporturi de șariaj cu o unitate mai externă, Pînza Gresiei de Fusaru, care, din punct de vedere al faciesului, corespunde cu Pînza de Homorîciu—Prăjani din regiunea noastră.

În Carpații Moldovei Pînza Gresiei de Tarcău este încălecată de Pînza internă, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (7), astfel că din punct de vedere al poziției tectonice, Pînza de Homorîciu—Prăjani, situîndu-se la exteriorul Pînzei interne, de care este încălecată, ar constitui un echivalent tectonic al Pînzei Gresiei de Tarcău din Carpații Moldovei și al Pînzei Gresiei de Fusaru din Carpații meridionali, aceasta din urmă nefiind de fapt decît continuarea Pînzei Gresiei de Tarcău din Moldova, pînă în V. Ialomiței.

Odată stabilită poziția tectonică și componenții stratigrafici ai Pînzei de Homorîciu—Prăjani, s-ar părea că Pînza de Văleni—Bușteni se încadrează de la sine în ansamblul stabilit în Carpații Moldovei de ION ATANASIU (6).

În realitate lucrurile nu par să fie tocmai așa. În Moldova, Pînza de Tazlău sau Pînza intermediară este caracterizată printr-o întrepătrundere a faciesului de Tarcău, intern, cu faciesul marginal, extern. În regiunea noastră, această întrepătrundere, acest facies de tranziție, n-a putut fi observat nicăieri, fapt care ne-a determinat, într-o mare măsură, să admitem existența unei structuri în pînze de șariaj, astfel că din punct de vedere al faciesului, Pînza de Văleni—Bușteni, deși situată la exteriorul Pînzei Gresiei de Tarcău, ca și Pînza de Tazlău, nu mai corespunde cu aceasta din urmă.

În regiunea noastră am admis existența unui facies de tranziție, prins sub Pînza de Homorîciu—Prăjani, facies care ar fi echivalentul Pînzei de Tazlău. În acest caz, Eocenul vizibil din Pînza de Văleni—Bușteni ne-ar apare ca un echivalent extern al acestui facies, adică ar corespunde cu un facies marginal aparținînd unei unități marginale. Cum în V. Buzăului, în prelungirea directă a Pînzei de Văleni—Bușteni, în baza Oligocenului este bine dezvoltată Gresia de Lucăcești, care ne arată un facies mai intern al Oligocenului din Pînza marginală, ar trebui să presupunem că Pînza de Văleni—Bușteni corespunde cu digitația marginală internă din Carpații Moldovei, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (6).

Institutul Geologic al României

Unitatea marginală însă dispare ca atare în V. Slănicului, la Lopătari, iar de aci spre S prezența ei nu a mai fost semnalată, astfel că acest punct de vedere nu poate fi menținut, cu atît mai mult cu cît Gresia de Lucăcești nu este strict caracteristică pentru Pînza marginală. Ea este bine dezvoltată atît în Pînza Gresiei de Tarcău cît și în Pînza de Tazlău.

Din aceste motive am spus la început că aceste paralelizări sînt încă discutabile. Ele vor fi posibile atunci cînd vom avea o imagine ideală a distribuției faciesurilor între V. Oituzului și V. Buzăului, așa cum au fost ele separate de ION ATANASIU (6) în Moldova, de N. GRIGORAȘ în V. Buzăului (36) și de noi în V. Teleajenului.

Pentru moment înclinăm să credem că, după poziția tectonică, Pînza de Văleni—Buștenari este, cel puțin în parte, echivalentul Pînzei de Tazlău din Carpații Moldovei, iar faciesul argilo-gresos al acestui Eocen ar reprezenta o variație longitudinală a părții frontale a faciesului Pînzei de Tazlău.

Astfel precizate, pînzele din regiunea noastră ar avea, spre E și spre W, următorii echivalenți tectonici:

Pentru Pînza de Homorîciu—Prăjani:

Pînza Gresiei de Fusaru (MRAZEC și VOITEȘTI, Prof. MURGEANU),
Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1934),
Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1936),
Pînza mediană (în parte) Prof. MACOVEI și PREDA,
Pînza Gresiei de Tarcău, ION ATANASIU 1943;

Pentru Pînza de Văleni—Buștenari:

Pînza marginală, MRAZEC și VOITEȘTI (1911),
Pînza marginală, M. G. FILIPESCU (1934),
Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1936),
Pînza intermediară (Pînza de Tazlău) (în parte) ION ATANASIU (1943).

## IV. REZULTATE ȘI CONCLUZII

Numărul mare de lucrări prezentate asupra regiunii care a făcut obiectul studiului de față, ne impune să degajăm din cuprinsul lui, care este aportul propriu la clarificarea problemelor de stratigrafie și tectonică, interesînd regiunea.

O primă contribuție o constituie delimitarea precisă a celor două etaje ale Paleogenului, Eocenul și Oligocenul, net caracterizate în ambele pînze și foarte tranșant separate, spre deosebire de ultimele lucrări asupra regiunii, care admiteau existența unor orizonturi de trecere între cele două etaje, orizonturi reprezentate prin Stratele de Pucioasa în Pintenul de Homorîciu și prin Stratele de Podul Morii în Pintenul de Văleni.

Institutul Geologic al României

În Eocen am separat un orizont inferior al Gresiei de Tarcău, în aceeaşi poziţie stratigrafică şi cu aceleaşi caractere petrografice ca şi Gresia de Tarcău din Flişul Carpaţilor Moldovei (6, pag. 152). Odată cu aceasta am exclus denumirea de facies de Fusaru—Tarcău, întrebuinţată de M. G. FILIPESCU, arătînd prin comunicările anterioare, cît şi prin lucrarea de faţă, că Gresia de Fusaru este de vîrstă oligocenă şi în afară de caracterul petrografic nu are nimic comun cu Gresia de Tarcău. În acelaşi timp am precizat poziţia argilelor roşii din depozitele Eocenului, atribuindu-le, pe considerente de ordin stratigrafic, părţii superioare a Eocenului, paralelizîndu-le cu Stratele de Plopu din Pînza Gresiei de Tarcău din Carpaţii Moldovei.

În Eocenul Pînzei de Văleni—Buştenari am separat, pentru prima dată, două orizonturi bine caracterizate, unul inferior, reprezentat prin argile verzi şi gresii cu hieroglife, şi altul superior, cu aceeaşi constituţie lithologică, la care se adaugă prezenţa unor intercalaţii de strate de argile roşii. Acest din urmă orizont l-am paralelizat cu orizontul Stratelor de Plopu din Eocenul Pînzei de Tazlău, din Flişul marginal al Carpaţilor moldoveneşti.

În Oligocen, remarcînd şi admiţînd ca juste deosebirile de facies dintre cei doi pinteni, constatate anterior de MRAZEC şi TEISSEYRE, apoi de D. M. PREDA, şi în urmă de M. G. FILIPESCU, am putut totuşi aduce noi contribuţii în orizontarea acestui etaj, separîndu-l în orizonturi, fie cu treceri gradate între ele, fie net distincte.

În general, am admis că Oligocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani este dezvoltat în facies occidental, reprezentat prin Stratele de Pucioasa, la care am adăugat pentru prima dată şi faciesul Gresiei de Fusaru, în timp ce Oligocenul din Pînza de Văleni—Buştenari este dezvoltat în facies oriental, în care am remarcat prezenţa unor intercalaţii de strate dezvoltate în facies occidental, datorită întrepătrunderii celor două faciesuri, ceea ce dă Oligocenului din această pînză un caracter de facies de tranziţie axială, între faciesul curat occidental şi un facies sudic, tipic oriental, inaccesibil aci observaţiilor directe.

În Pînza de Homorîciu—Prăjani, prin comunicările anterioare (75, 78, 79), cît şi prin lucrarea de faţă, am evidenţiat existenţa, în baza Oligocenului, a unui orizont de şisturi disodilice inferioare, spre deosebire de lucrările lui M. G. FILIPESCU, care considerau aceste şisturi ca oligocen-medii-superioare (31). Aceste şisturi constituie suportul Stratelor de Pucioasa, pe care le-am atribuit exclusiv Oligocenului. Pentru considerente de ordin petrografic, denumirea de Strate de Pucioasa, întrebuinţată de MRAZEC numai pentru orizontul cuprins între Gresia de Fusaru şi şisturile disodilice superioare, am extins-o şi la orizonturile mai inferioare ale Oligocenului, arătînd că Stratele de Pucioasa pot avea nu numai un conţinut stratigrafic, dar şi unul petrografic, caracterizînd un facies de dezvoltare al Oligocenului.

De comun acord cu D. M. PREDA (89), am considerat că Gresia de Fusaru, din cuprinsul regiunii, aparţine Oligocenului, dar nu am paralelizat-o cu Stratele

Institutul Geologic al României

de Bisericani, cum făcea dînsul, deoarece are o poziție superioară acestor strate, dezvoltarea ei fiind strict legată de partea mijlocie a Oligocenului, constituind în parte, corespondentul stratigrafic al Stratelor de Podul Morii din Pînza de Văleni—Buștenari și al Gresiei de Kliwa inferioară din V. Buzăului, în prelungirea aceleeași unități. Odată cu aceasta am arătat pentru prima dată, că în Paleogenul din cuprinsul regiunii și din regiunile învecinate, există două gresii, masive, greșit echivalate în timp de VOITEȘTI și MRAZEC, iar în urmă de M. G. FILIPESCU, Gresia de Tarcău, eocenă, și Gresia de Fusaru, oligocenă.

În Pînza de Homorîciu—Prăjani am separat pentru prima dată, la partea superioară a Stratelor de Pucioasa, un orizont marno-gresos, prezentînd asemănări de facies cu Eocenul, pe care l-am denumit « Strate de Izvoarele » și a cărui prezență am putut s-o pun în evidență și în Pînza de Văleni—Buștenari.

În ceea ce privește Stratele de Cornu, analizînd argumentele de natură paleontologică aduse de M. G. FILIPESCU în sprijinul vîrstei lor aquitaniene și aducînd alte noi date de orizontare paleontologică, am emis părerea că acest orizont ar putea să aparțină mai degrabă Chattianului.

În Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari am stabilit, bazat și pe cercetările lui N. GRIGORAȘ în V. Buzăului, existența a două orizonturi de Gresie de Kliwa, unul inferior și altul superior, separate în regiunea noastră prin Orizontul Stratelor de Podul Morii. Precizînd poziția acestor din urmă strate, am arătat că ele reprezintă un facies cu totul special, rezultat din întrepătrunderea transversală a faciesului de Pucioasa cu faciesul sudic al Gresiei de Kliwa.

Pentru a preciza și evita confuziile rezultate dintr-o necunoaștere a stratigrafiei regiunii, nivelul superior al Stratelor de Podul Morii, cu aspect foarte caracteristic, datorit recurențelor de facies flișoid și intercalațiilor de cinerite, le-am denumit Strate de Izvoarele, din cauza asemănărilor pe care le prezintă cu Stratele de Izvoarele din Pînza de Homorîciu-Prăjani, denumire cu conținut stratigrafic și petrografic bine definit.

În cadrul de orizontare a Oligocenului am precizat poziția unor șisturi disodilice, cu intercalații rare de menilite și de marne albe bituminoase, în baza Oligocenului din regiune, precum și prezența în acoperișul Gresiei de Kliwa superioară a unor gaize-diatomite, reprezentînd echivalentul stratigrafic al menilitelor superioare din V. Buzăului și Carpații Moldovei.

Gipsurile din V. Teleajenului, considerate cînd miocene în sinclinal (90), cînd aquitaniene în fereastră anticlinală sub Pintenul de Văleni (31), le-am atribuit Oligocenului, considerîndu-le în sinclinal normal peste gaize-diatomite. Tot în legătură cu acest orizont am arătat, prin interpretarea profilelor normale, existența sigură, la partea lui superioară, a unor masive de sare, de o grosime greu de precizat.

Pe baza unor orizonturi și depozite sincrone, atît în Eocenul cît și în Oligocenul celor două unități, am stabilit existența unor echivalenți stratigrafici, valabili cel puțin în cadrul regiunii noastre.

Institutul Geologic al României

Analizînd condiţiile de sedimentare din Flişul paleogen, am stabilit că aceste depozite aparţin tipului de sedimentare paralică.

Din punct de vedere tectonic, examinînd ultimele concepţii asupra tectonicei regiunii, am arătat că ele s nt discutabile într-o largă măsură şi bazîndu-ne pe diferenţele de facies precum şi pe lipsa unor depozite evidente de tranziţie între cele două faciesuri, am separat în regiune două mari unităţi tectonice:

Pînza de Homorîciu—Prăjani la N, constituită din Eocen dezvoltat în faciesul Gresiei de Tarcău, şi din Oligocen dezvoltat în facies de Pucioasa cu Gresie de Fusaru;

Pînza de Văleni—Buştenari, la S, constituită din Eocen argilo-gresos, fără Gresie de Tarcău, şi din Oligocen cu disodile şi Gresie de Kliwa, între care, în partea inferioară şi medie, se intercalează şi depozite de tip Pucioasa şi Fusaru.

Judecînd tectonica realizată, în funcţie de mişcările de orogeneză din trecut, am arătat că structura de azi a depozitelor Flişului a fost schiţată în faza de cutare savică de la sfîrşitul Oligocenului şi apoi desăvîrşită în fazele de cutare ulterioare (faza de cutare premeoţiană şi faza de cutare valahică). Structura în pînze de şariaj am considerat-o, pe bază de argumente tectonice, ca fiind de vîrstă savică.

Analizînd şi urmărind în lungul regiunii fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani, am arătat că parţial se pot constata dovezi evidente despre un şariaj al acestei pînze peste Pînza de Văleni, iar în unele locuri am dovedit că Pînza de Văleni—Buştenari se răsfrînge spre N peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, dar că această răsfrîngere este un efect al cutărilor ulterioare cutării savice.

Discutînd în detaliu tectonica Pînzei de Homorîciu—Prăjani şi raporturile dintre această pînză şi cuvetele miocene suprapuse, am arătat că în general această pînză se prezintă ca o mare depresiune, boltită la mijloc, constituind de o parte şi de alta a acestei bolte două cuvete mici, Cuveta de Drajna la S şi Cuveta de Slănic la N, şi că raporturile dintre aceste cuvete şi depozitele paleogene sînt în majoritatea cazurilor normale.

Studiind Pînza de Văleni—Buştenari, am arătat că ea se continuă sub depozitele neogene de la S, dar că pînă acum existenţa ei sub aceste depozite n-a fost evidenţiată decît prin ivirile de la Ţintea şi prin sondajele de la Runcu—Mislea. În acelaşi timp, analizînd argumentele aduse de M. G. Filipescu în sprijinul ipotezei unui şariaj al Pintenului de Văleni peste un Autohton constituit din depozite aquitaniene, am arătat că pînă azi nu avem nici o dovadă pozitivă în acest sens.

În general, am arătat că depozitele acestei pînze încalecă spre S peste depozitele neogene şi că această încălecare este variabilă ca intensitate în lungul liniei de încălecare.

Discutînd tectonica de detaliu a pînzei de Văleni—Buştenari, am separat pentru prima dată în această unitate două digitaţii:

Institutul Geologic al României

Digitația de Arsenesele, la interior, caracterizată prin prezența unui Oligocen din care lipsește cu desăvîrșire Gresia superioară de Kliwa;

Digitația de Bughea, la exterior, în care Gresia superioară de Kliwa este bine dezvoltată.

Digitația de Arsenesele încalecă evident peste digitația de Bughea. Fiecare din aceste digitații este compusă din cute secundare, normale sau faliate.

Paralelizînd unitățile din regiune, așa cum au fost ele stabilite, cu unitățile din Carpații moldovenești și cei occidentali, am arătat pentru prima dată că atît din punct de vedere al faciesului, cît și din punct de vedere al poziției stratigrafice, Pînza de Homorîciu—Prăjani este prelungirea directă a Pînzei Gresiei de Tarcău din Carpații moldovenești și a Pînzei Gresiei de Fusaru din Carpații occidentali, demonstrînd prin aceasta că Pînza Gresiei de Fusaru nu este altceva decît continuarea Pînzei Gresiei de Tarcău, așa cum a fost ea stabilită în Carpații Moldovei de ION ATANASIU (6).

În ceea ce privește Pînza de Văleni—Bușteni, am arătat că stabilirea poziției ei, în raport cu unitățile din E și din W, este discutabilă, din cauza faciesurilor sub care se prezintă atît Eocenul cît și Oligocenul, astfel că am ezitat să fixez un loc definitiv acestei unități. După poziția ei tectonică față de Pînza Gresiei de Tarcău (Pînza de Homorîciu—Prăjani), am paralelizat-o pentru moment, cel puțin în parte, cu Pînza de Tazlău din Moldova, faciesul argilo-gresos al Eocenului reprezentînd o variantă a părții frontale a faciesului Pînzei de Tazlău.

*Primit: Mai 1947*

Institutul Geologic al României

## BIBLIOGRAFIE


1. ANTON SEVER. Bentonitele de la Rugi (Severin) şi argilele bentonitice paleogene dintre Brebu şi Prăjani (Prahova); rezumat german. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. III, Nr. 1, 1943—1944, pag. 20—36.
2. ARADI V. Jun. Asupra microfaunei Terţiarului regiunii Cîmpina-Buştenari. *An. Acad. Rom. Mem. Secţ. Şt.* Ser. II, Tom XXVIII, pag. 395, 1906.
3. ATANASIU I. şi ŞTEFĂNESCU D. Asupra prezenţei Oligocenului la Ţintea. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, pag. 40, 1927.
4. — A propos d'une roche à glauconie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX, pag. 26, 1930—1931.
5. — Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928.
6. — Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, pag. 149, 1943.
7. ATHANASIU S. Discuţiuni la comunicarea lui O. Protescu: « Asupra originei unor gresii cu hieroglife ». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 63, 1912.
8. — Clasificarea terenurilor neogene şi limita stratigrafică între Miocen şi Pliocen în Romînia. Volum-omagiu P. Poni, 1906.
9. — *Raport anual Inst. Geol. Rom.* Vol. I. Bucureşti, 1907.
10. — Discuţiuni asupra vîrstei formaţiunii salifere din Romînia. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 22, 1913.
11. — Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole*, III-ème sess. (1907), Guide 4, pag. 161.
12. BEJAN P. N. Studiu geologico-tehnic asupra regiunii Runcu. *Mon. Petr. Rom.* XXV, 24. Bucureşti, 1925.
13. BELOUSOV V. V. Forţele care schimbă faţa pămîntului. *Gosghealizdat.* Moscova, 1952.
14. BIEDA F. şi HORWITZ L. Essai de Stratigraphie du Flysch du Podhalle. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, livr. 4, pag. 781, Varsovie, 1931.
15. BOUÉ A. Sur les gisements de sel de la Roumanie et sur les grès carpatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3-ème sér., t. III, No. 2, (pag. 52), 10, 4.
16. BOTEZ GH. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. 2, 1908, pag. 195, 1909.
17. CANTUNIARI S. Sur le sable blanc oligocène de Vălenii de Munte. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVI, pag. 86, 1937—1938.
18. CAPELLINI. Giacimenti petroliferi di Valachia e loro rapporti coi terreni terziari dell' Italia centrale. *Mem. dell'Acad. Sc. dell'Inst. di Bologna*, t. VII, pag. 323.


Institutul Geologic al României

19. CIZANCOURT H. DE. Sur quelques Nummulites du Flysch carpatique et sur leur signification pour la stratigraphie des Carpates. *Kosmos*, Vol. 53, livr. 2—3, Lwow, 1928.
20. COBÎLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale Romîniei. *Mem. geol. ale Șc. Milit. Iași.* 1883.
21. COQUAND H. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2-ème série, t. XXIV, pag. 505, 1867.
22. FABIAN H. Eine neue Tabelle des Jung-Tertiärs der Muntenia (Südrumänien). *Oel und Kohle*, 39, No. 31/32, pag. 710, 1943.
23. FILIPESCU D. Contribuțiuni la studiul zăcămintelor de petrol din Romînia. *An. Min. Rom.* An. VIII, Vol. III, 14, pag. 531, 1925.
24. FILIPESCU G. M. Notă asupra unor fenomene solfariene din regiunea Cosminele—Podul Ursului (Jud. Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 41. București, 1928.
25. — Notă asupra vîrstei conglomeratelor de pe flancul sudic al Cuvetei de Slănic. *Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 127, 1930.
26. — Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftănețului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 127, 1930.
27. — Studiul petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Vălenii. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 225. 1930.
28. — Sur la nature des roches siliceuses de l'Éperon de Vălenii de Munte. *Bull. Sect. Scient de l'Acad. Roum.* XIII, 6, pag. 6, 1930.
29. — Étude microscopique du sable siliceux de Kliwa. *Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roum.* XV, 8, 1932.
30. — Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII, 1933.
31. — Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftanei. Teză. București, 1934.
32. — Étude géologique dans la région comprise entre la Vallée du Teleajen et les Vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București.* Vol. II, 1937.
33. — Sur les roches siliceuses d'origine organique et chimique de l'Oligocène des Carpates roumaines. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 192, pag. 1040, 1931.
34. — Contribution à l'étude microscopique du Flysch des Carpates roumaines (grès de Kliwa). *C. R. somm. de la Soc. Géol. de Fr.* No. 4, pag. 52, 1932.
35. FUCHS TH. Studien über Fucoïden und Hieroglyphen. *Denkschr. d. Math.-Naturwiss. Cl. d. k. Akad. Wiss.* Wien, 1895.
36. GRIGORAȘ N. Faciesurile Paleogenului în regiunea Văii Buzăului. (Comunicare la Inst. Geol. Rom.) Inedit.
37. GROZESCU H. Condițiile de sedimentare ale Formațiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 97, 1915.
38. — VOITEȘTI I. P. și PREDA D. Asupra prezenței unor clipe de Paleogen în partea de răsărit a regiunii colinelor din jud. Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 13, 1917.
39. HORWITZ L. À propos de l'âge des couches ménilitiques dans les Carpates. *Bull. du Serv. Géol. Pologne.* Vol VIII, 4 Varsovie, 1937.
40. KOCH ANTON. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. Budapesta, 1894.
41. LAGOTALLA H. À propos des nappes de charriage dans les Subcarpates de Roumanie. *An. Soc. de Physique et Sc. Nat.* Genève, 1926.
42. MACOVEI GH. Asupra vîrstei formațiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 32, 1913.

Institutul Geologic al României

43. MACOVEI GH. Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din Romînia. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 99, 1916.
44. — Considerațiuni asupra înrudirii dintre petrol și șisturile bituminoase. *An. Min. Rom.* VIII, Nr. 6, 1925.
45. — La formation des gisements de pétrole en Roumanie. *Trav. du I-er Congr. Internat. de Forage.* București, 1925.
46. — Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *II-ème Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpates. Guide des excursions,* 1927.
47. — Les gisements de pétrole. Paris, 1938.
48. MEYER E. Contribution à l'étude des Carpates roumaines, entre la Dîmbovița et le Buzău. *Bull. Lab. Géol. Lausanne,* No. 45, 1930.
49. MRAZEC L. La dépression subcarpatique. *Bul. Soc. Științe București,* IX, pag. 637, 1900.
50. — și TEISSEYRE W. Ueber oligocaene Klippen am Rande der Karpaten. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.,* Bd. 51, H. 2. 1901.
51. — Despre un zăcămînt de sulf la Vărbilău. *Bul. Soc. Științe București,* XIV, pag. 327, 1905.
52. — Despre prezența Bartonianului în Jud. Prahova. *Bul. Soc. Științe București,* XV, pag. 15, 1906.
53. — și TEISSEYRE W. Structura geologică a regiunii Cîmpina-Bușteni. *Mon. Petr. Rom.* Vol. VII, pag. 931, 1906.
54. — Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *Congr. Internat. du Pétr.* III-ème Sess. București, 1907.
55. — Despre formarea zăcămintelor de petrol din Romînia. Discurs de recepție la Acad. Rom. 1907.
56. — și TEISSEYRE W. I. Esquisse tectonique de la Roumanie. II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. III. Esquisses tectoniques des Subcarpates de la vallée de la Prahova. *Congr. Internat. du Pétr.* III-ème Sess. *Guide,* No. 1, 1907.
57. — La tectonique de l'Éperon paléogène de Văleni. *Revue du Pétr.* I, No. 8, pag. 247, 1908.
58. — Les gisements de pétrole. București, 1910.
59. — și VOITEȘTI I. P. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 528, 1911.
60. — și VOITEȘTI I. P. Date noi pentru clasificarea Flișului carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* III, pag. 33, 1912.
61. — Les plis diapirs. *C. R. Inst. Géol. Roum.* VI, pag. 226, 1915.
62. — Discuțiuni la lucrarea D-lui Preda: «Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* X, pag. 5, 1921.
63. — Răspuns la comunicarea D-lui Macovei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, București, 1924.
64. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague, 1931.
65. — Aperçu sur les caractères des gisements de pétrole en Roumanie. Prague, 1931.
66. MURATOV M. V. Tectonica U.R.S.S. Vol. II, Moscova, 1949.
67. — și MASLAKOVA I. I. Stratigrafia Cretacicului din Carpații răsăriteni. *Docladi Acad. Nauk SSSR.* Tom. 81, Nr. 2, pag. 261—264.
68. MURGEANU GH. Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Petroșiței și Bezdeadului (Jud. Dîmbovița). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV, pag. 120, București, 1925—1926.

Institutul Geologic al României

69. MURGEANU GH. Zona internă între Prahova și Bizdidel. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1930.
70. — La nappe interne dans les environs de Comarnic. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, pag. 282, 1931.
71. — Sur l'âge des schistes ménilithiques et des gypses inférieurs de Munténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXV, 1937.
72. — Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valea Vîlsanului *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVI, pag. 63, 1938.
73. — Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI, 1933.
74. — Deuxième note sur le Paléogène de Corbșori. *C. R. Acad. Sc. Roum.* T. VII, pag. 264, 1943—1945.
75. NOTH R. și PĂTRUȚ I. Contribuțiuni la cunoașterea Paleogenului din Jud. Prahova. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit).
76. OLTEANU FL. Brecia sării. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
77. ONCESCU N. Le Flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Départ. de Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXVIII, pag. 3—14.
78. PĂTRUȚ I. Comunicare preliminară asupra Paleogenului din regiunea Vălenii de Munte-Cosminele. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
79. — Vîrsta Gresiei de Fusaru și relațiile ei cu Numuliticul getic. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
80. PAUCĂ M. Fossile Fische aus dem rumänischen Alttertiär. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* XII, pag. 4—5.
81. — Quelques remarques biologiques sur les faunes ichthyologiques oligocènes des Carpates. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* XVI, No. 6—7.
82. — Die sogen. « Meletta »- und « Meletta crenata »-Schuppen. *Centralblatt f. Min.* Abt. B, No. 8, pag. 337.
83. — Neue Fische aus dem Oligocän von P. Neamtz. *Bull. Scient. Ac. Roum.* t. XIV, No. 1—2, 1931.
84. — Poissons fossiles de l'Oligocène de Bezdead. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX, pag. 78—80, 1932.
85. PAZDRO Z. Les Bryozoaires fossiles des schistes ménilithiques de Skalnik et leur signification pour la stratigraphie. *Kosmos.* Rocznik LIV, pag. 140, Lwow, 1929.
86. PILIDE C. D. Sur le bassin néogène de la région située au N de Ploești. *Bull. Soc. Géol. de Fr.* Sér. III, t. VI, pag. 22, 1877.
87. POPESCU GR. Observațiuni asupra brecciei sării și a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
88. PREDA D., VOITEȘTI I. P. și GROZESCU H. Clasificarea Mediteraneanului în Romînia. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 69, 1917.
89. — Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, pag. 1—62, 1921.
90. — Géologie de la vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpatiques. *II-ème Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpates. Guide des excurs.*, pag. 143, 1927.
91. PROTESCU O. Asupra originii unor gresii cu hieroglife. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. III. pag. 76,
92. — Comunicare preliminară asupra etajului tortonian în regiunea Melicești (Jud. Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, pag. 8, 1912.
93. — Cîteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile—Brebu—Breaza. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, pag. 433, 1914.

Institutul Geologic al României

94. PROTESCU O. Contribuţiuni la studiul faunei de Foraminifere din Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, pag. 251, 1915.
95. — şi MURGEANU GH. Géologie de la vallée de la Prahova. *II-ème Réun. de l'Assoc. pour l'Avanc. de la Géol. d. Carpates. Guide des excursions*, pag. 195. Bucureşti. 1927.
96. — La microfaune des marnes à glauconie de la région Ţintea. *Publ. Soc. Natur. din Rom.* 1932.
97. PUSTOWKA A. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens. I. Über rumänische Salzton-Aufbrüche. *N. Jahrb. f. Min.* Beilage-Bd. LXI, Abt. B, pag. 317. Stuttgart, 1928.
98. ROGALA W. Sur la faune et l'âge des couches de Popiele. *Kosmos*, Vol. 50, fasc. II—III. Lwow, 1925.
99. — Sur la faune et l'âge des couches de Polanica. *Kosmos*, Vol. 50, fasc. IV. Lwow, 1925.
100. — Nouvelles données sur la stratigraphie du Flysch carpatique. *Mém. de la I-ère Réun. de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. des Carpates en Pologne*, pag. 95—103. Varsovie, 1926—1927.
101. SAPORTA G. Sur les organismes problématiques des anciennes mers. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XII, 1884.
102. ŞTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie (Thèse). Lille, 1897.
103. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului (Jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* VIII, No. 1, pag. 64—85, 1943—1944.
104. SWIDERSCKI B. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates orientales polono-roumaines. *Mém. de la I-ère Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpates en Pologne*, pag. 107—126, Varsovie, 1926—1927.
105. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* XLVII. Wien, 1897.
106. — Ridicări geologice în anul 1906. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, pag. LXXXII. 1906.
107. TERCIER J. Dépots marins actuels et séries géologiques. *Eclogae Geol. Helvetiae*, Vol. 32, No. 1, 1939.
108. UHLIG W. Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. der k. Akad. Wissensch.* CXVI, H. VI, pag. 871, 1907.
109. VASSOEVICI N. B. Flişul şi metodica studierii lui. *Gostoptehizdat*, 1948.
110. — Condiţiile de formare ale Flişului. *Gostoptehizdat*, 1951.
111. VIALOV O. S. Schema subîmpărţirii Miocenului Precarpaţilor. *Docladi Akad. Nauk SSSR*, No. 5, T. 78, pag. 967—970, 1951.
112. VOITEŞTI I. P. Discuţiuni la lucrarea D-lui Protescu: « Asupra originii unor gresii cu hieroglife ». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III.
113. — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 275, 1909—1910.
114. — Asupra relaţiei dintre Pînza Gresiei de Fusaru şi Pînza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 125, 1911.
115. — Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flişului Subcarpaţilor meridionali etc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 332, 1915.
116. — PREDA D. şi GROZESCU H. Formaţiunea cu masive de sare. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 69, 1916.
117. — Quelques remarques sur l'âge du sel carpatique. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 4-ème série, t. XIX, 1919.
118. — Discuţiuni la lucrarea D-lui Preda: « Geologia şi Tectonica părţii de răsărit a Jud. Prahova ». *D. d. S. Inst. Géol. Rom.* Vol. IX, pag. 33, 1921.



Institutul Geologic al României

119. VOITEȘTI I. P. Contribution à l'établissement de l'âge du Paléogène du faciès de Fusaru. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.*, I, No. 1, pag. 17, 1927.

120. — Quelques nouvelles données sur la genèse du pétrole des régions carpatiques roumaines. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. IV, No. 7, 1930.

121. — Aperçu sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. III, No. 1, 1929.

122. — Evoluția geologico-paleogeografică a pământului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. V, No. 2, 1935.

123. — L'Oligocène de Rîul Doamnei. L'âge des calcaires à Orbitoïdes de Corbșori L'âge des gypses inférieurs. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, VII, pag. 257, 1943—1945.

Institutul Geologic al României

I. PĂTRUȚ

# DETALII DE CONSTITUȚIE IN EOCENUL PÎNZELOR DE VĂLENI-BUȘTENARI ȘI HOMORÎCIU-PRĂJANI

Planșa I

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN EOCENUL PÎNZEI
DE VĂLENI-BUȘTENARI

Fig. 1

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN EOCENUL PÎNZEI
DE HOMORÎCIU-PRĂJANI

Fig. 2






Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

I.PĂTRUȚ

# DETALII DE CONSTITUȚIE IN OLIGOCENUL PÎNZEI DE HOMORÎCIU – PRĂJANI

Planșa II

DETALII DE CONSTITUȚIE IN NIVELUL GRESIILOR DE FUSARU

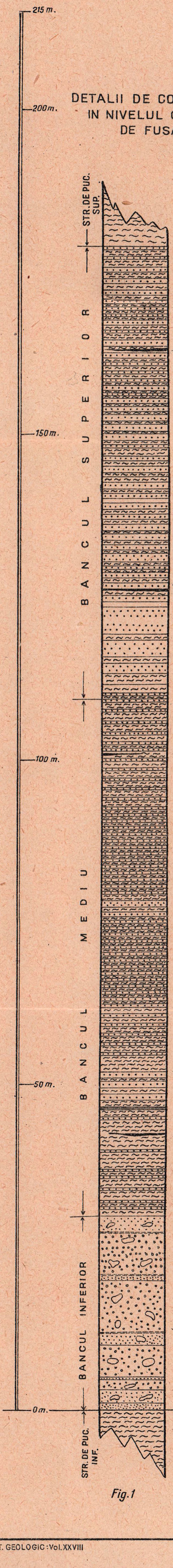
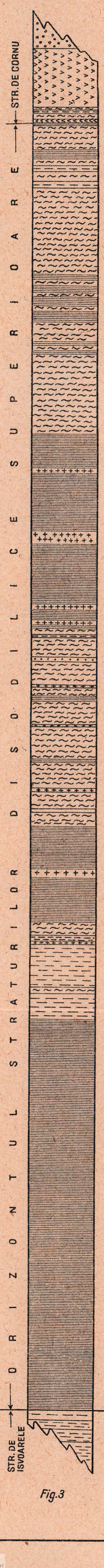



Fig.1

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE SUPERIOARE




DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL STRATELOR DE ISVOARELE

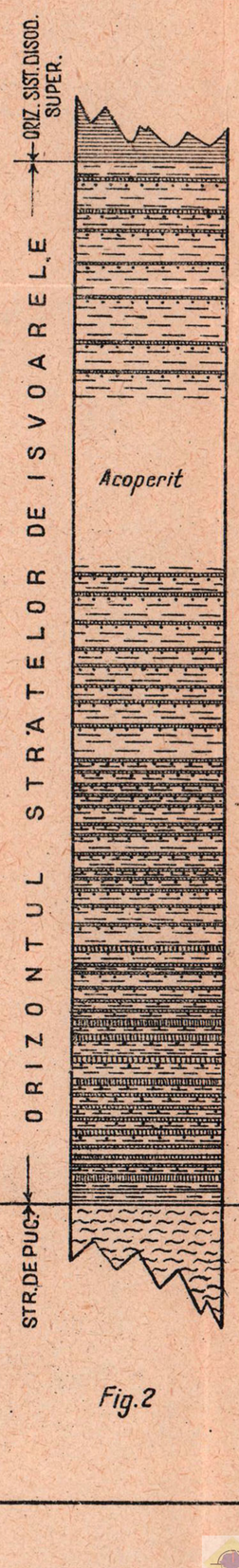



Fig.2




Fig.3

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL STRATELOR DE CORNU

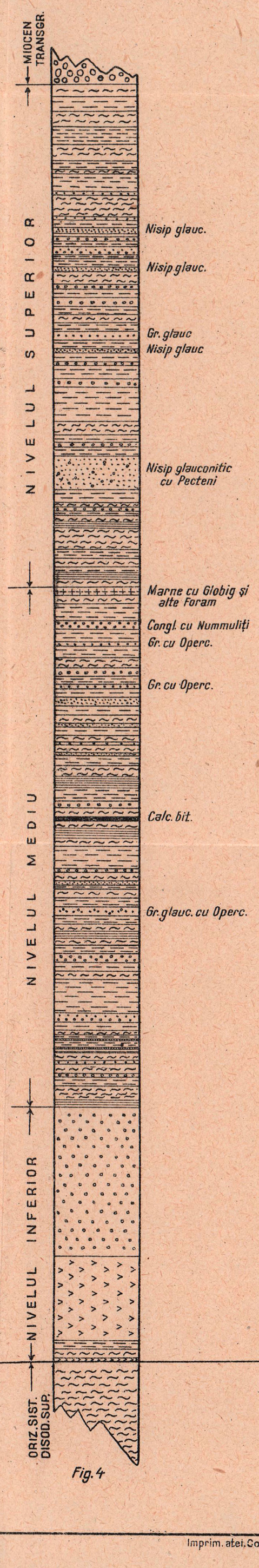



Fig.4



Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

I.PĂTRUȚ

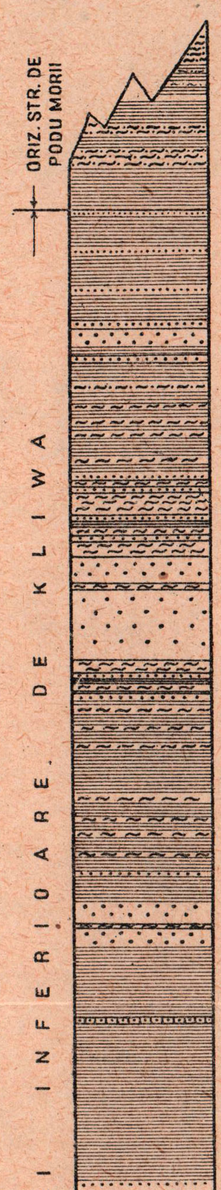
# DETALII DE CONSTITUȚIE IN OLIGOCENUL PÎNZEI DE VĂLENI-BUȘTENARI

Planșa III

**LEGENDA**

- Argile socolații (tip. Str. de Pucioasa
- Gresii
- Sisturi disodilice
- Argile cu marno calcare galbene
- Sișuturi disodilice cu menilite
- Marne albe bituminoase
- Tuf

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI INFERIOARE DE KLIWA (VALEA TELEAJENULUI)




DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE (VALEA TELEAJENULUI)

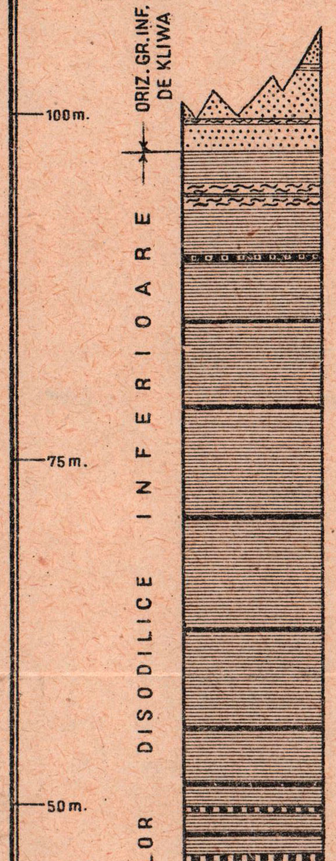



Fig. 1




Fig. 2

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI INF. DE KLIWA (PÎRÎUL TECEI) (SOLZII INTERNI DIN PÎNZA DE VĂLENI-BUȘTENARI)

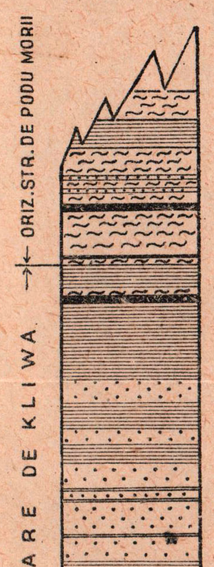



Fig. 3

DETALII DE CONSTITUȚIE IN NIVELUL INFERIOR AL STRATELOR DE PODU MORII (V-LEA TELEAJENULUI LA PODU-MORII)

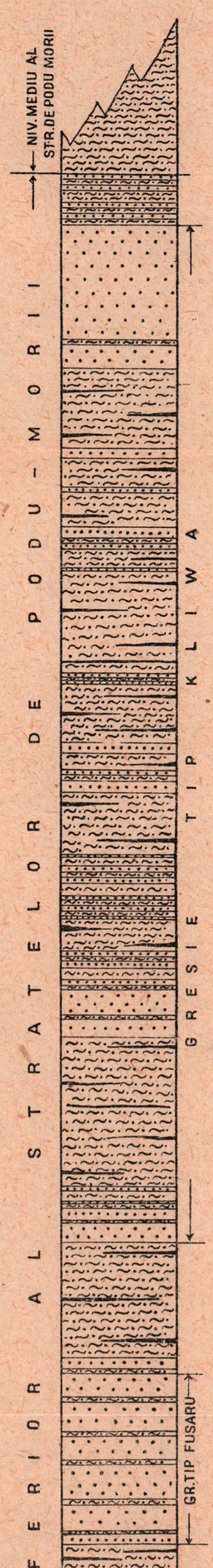



Fig. 4

DETALII DE CONSTITUȚIE IN STRATELE DE ISVOARELE NIVELUL SUP. AL STR. DE PODU MORII (MALUL STG. AL VĂII TELEAJENUI LA GURA VITIOAREI)

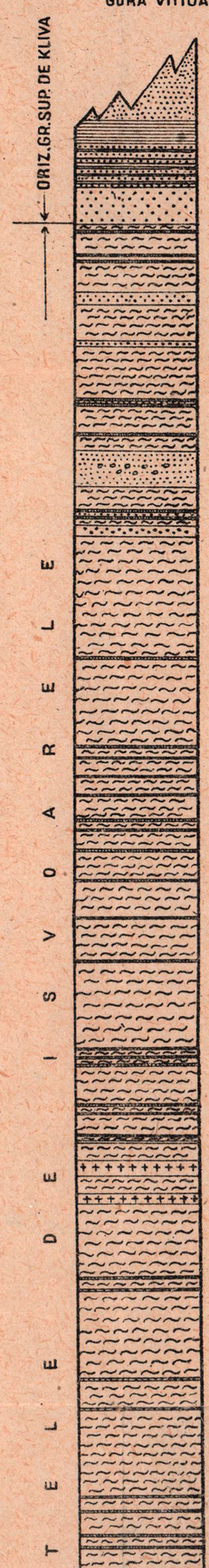



Fig. 5

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI SUPERIOARE DE KLIWA (VALEA TELEAJENULUI)

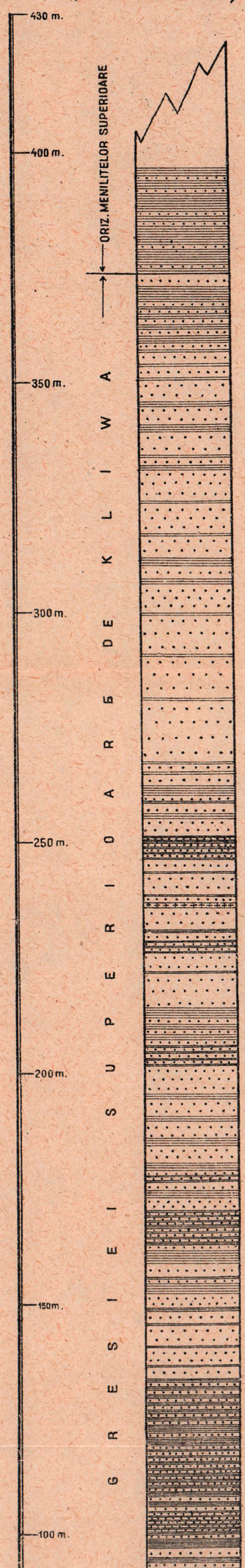



Fig. 6



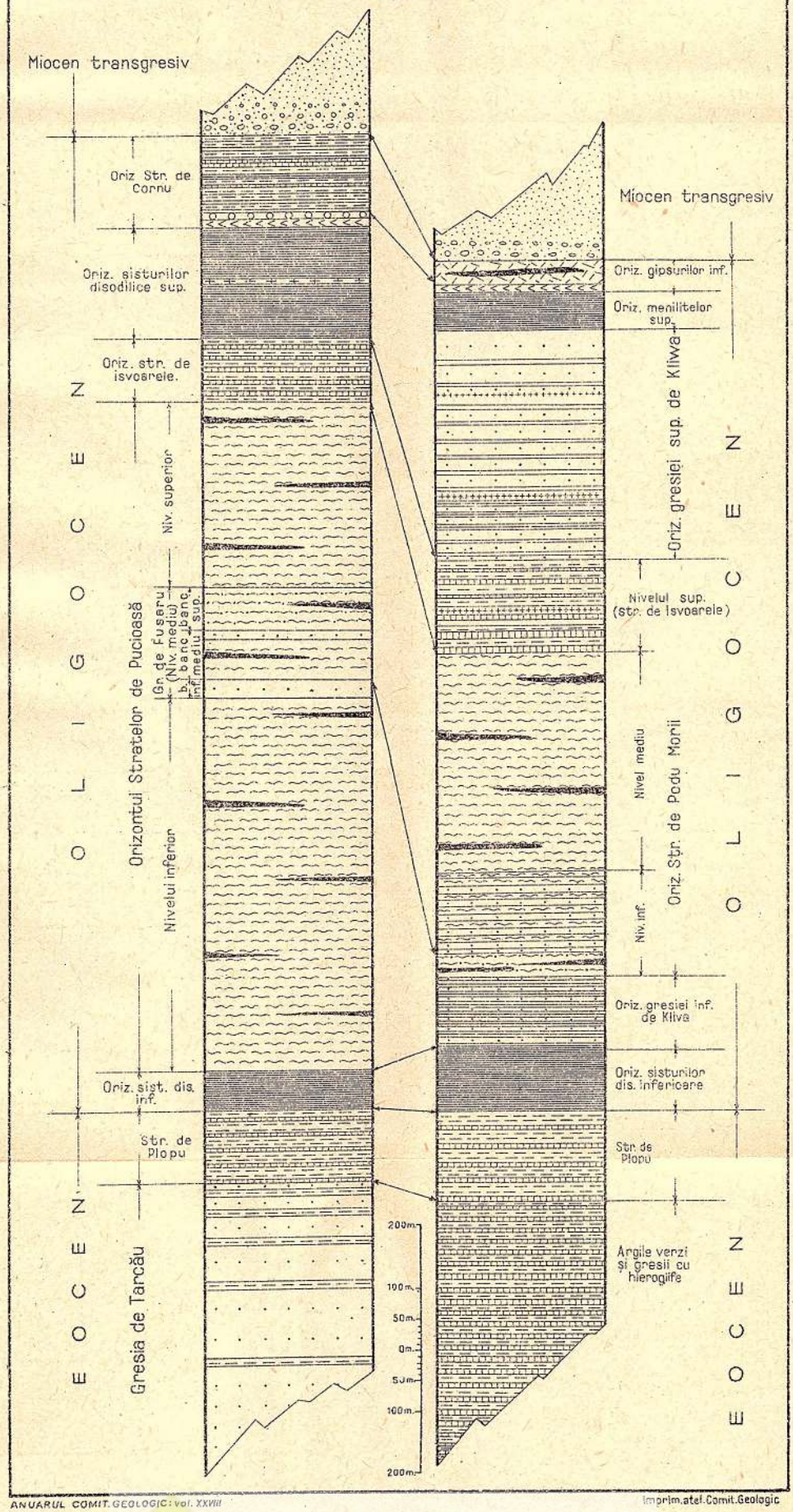
Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

I.PĂTRUȚ

# CORESPONDENȚI STRATIGRAFICI IN CELE DOUĂ PÎNZE

Planșa IV






Imprim. atel. Comit. Geologic

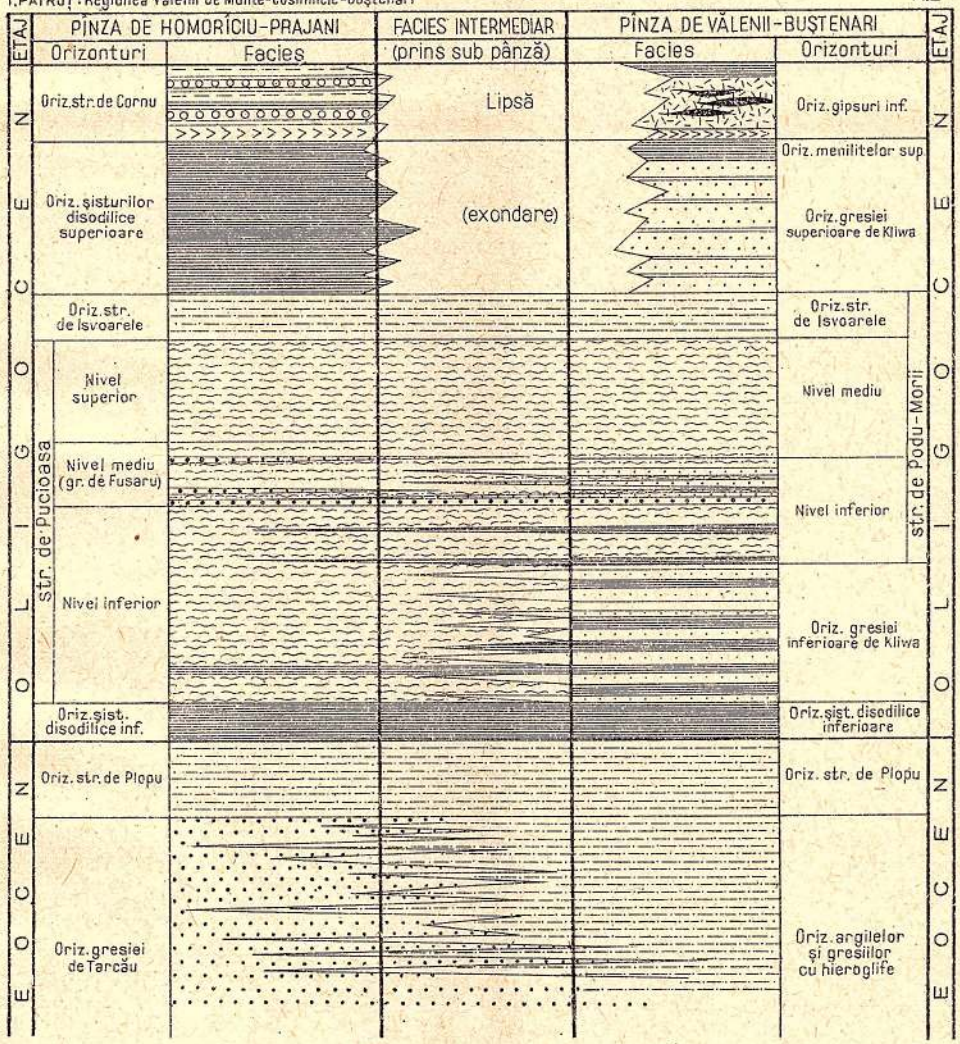
Institutul Geologic al României

I. PĂTRUȚ

# DISTRIBUȚIA ȘI ÎNTREPĂTRUNDEREA FACIESURILOR ÎN CELE DOUĂ PÎNZE

I. PĂTRUȚ : Regiunea Vălenii de Munte-Cosminele-Bușteni

Pl. V






Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

# STUDIUL COMPARATIV AL FACIESURILOR PALEOGENULUI DINTRE PUTNA ŞI BUZĂU

DE

N. GRIGORAŞ

## CUPRINSUL

| | Pag. |
|---|---|
| Introducere | 101 |
| Istoric | 103 |
| Stratigrafie | 128 |
| I. Senonianul | 128 |
| *A)* Pînza mediană | 128 |
| *B)* Unitatea inferioară | 131 |
| 1. Şisturile negre | 131 |
| 2. Stratele de Tisaru *str. s.* | 132 |
| 3. Vîrsta Şisturilor negre şi a Stratelor de Tisaru *str. s.* | 135 |
| II. Eocenul | 138 |
| *A)* Pînza mediană | 138 |
| 1. Faciesul vestic (intern) | 139 |
| *a)* Orizontul inferior | 139 |
| *b)* Orizontul superior (Stratele de Plopu) | 141 |
| 2. Faciesul estic (extern) | 142 |
| 3. Faciesuri intermediare | 144 |
| *a)* Orizontul inferior | 144 |
| *b)* Orizontul mijlociu | 145 |
| *c)* Orizontul superior | 145 |
| *B)* Unitatea inferioară | 149 |
| 1. Faciesul de Fliş (Faciesul calcaros) | 149 |
| *a)* Orizontul inferior | 149 |
| *b)* Orizontul superior | 150 |
| 2. Faciesul de Caşin | 150 |
| *a)* Conglomeratele de Piatra Streiului | 150 |
| *b)* Stratele de Caşin | 151 |
| *c)* Stratele de Bucieş | 152 |
| *d)* Stratele de Bisericani | 153 |
| III. Oligocenul | 156 |



Institutul Geologic al României

*A)* Pînza mediană . . . . . 156
1. Oligocenul din P. Vineţişu . . . . . 158
*a)* Orizontul Gresiei de Lucăceşti . . . . . 158
*b)* Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare . . . . 158
*c)* Orizontul şisturilor disodilice . . . . . 158
*d)* Orizontul Gresiei de Kliwa . . . . . 158
*e)* Orizontul Gresiei de Fuzaru . . . . . 158
*f)* Orizontul Stratelor de Vineţişu . . . . . 159
*g)* Orizontul menilitelor superioare . . . . . 159
2. Oligocenul din Gîrla Fişicilor . . . . . 164
*a)* Orizontul Gresiei de Lucăceşti . . . . . 164
*b)* Orizontul Stratelor de Lingureşti . . . . . 165
*c)* Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare . . . . . 166
*d)* Orizontul şisturilor disodilice . . . . . 167
*e)* Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa . . . . . 167
*f)* Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.* . . . . . 170
*g)* Orizontul superior al Gresiei de Kliwa . . . . . 173
*h)* Orizontul menilitelor superioare . . . . . 174
*i)* Orizontul de trecere . . . . . 175
*B)* Unitatea inferioară . . . . . 179
1. Subunitatea externă . . . . . 179
*a)* Marne bituminoase . . . . . 179
*b)* Şisturi disodilice . . . . . 179
*c)* Gresie de Kliwa . . . . . 180
*d)* Conglomerate verzi . . . . . 180
*e)* Şisturi disodilice . . . . . 180
*f)* Menilite superioare . . . . . 180
2. Subunitatea internă . . . . . 181
IV. Aquitanianul . . . . . 182
*A)* Pînza mediană . . . . . 182
*B)* Unitatea inferioară . . . . . 185
1. Subunitatea internă . . . . . 185
2. Subunitatea externă . . . . . 186
V. Miocenul . . . . . 187
Consideraţiuni generale asupra faciesurilor Paleogenului. Echivalenţi stratigrafici . 189
1. Consideraţiuni generale . . . . . 189
*a)* Eocenul . . . . . 190
*b)* Oligocenul . . . . . 191
2. Echivalenţi stratigrafici (Relaţiuni între faciesurile Paleogenului) . . . . 193
*a)* Eocenul . . . . . 194
*b)* Oligocenul . . . . . 195
Tectonica . . . . . 197
*A)* Pînza mediană . . . . . 197
*B)* Unitatea inferioară . . . . . 208
1. Subunitatea internă . . . . . 208
2. Subunitatea externă . . . . . 209
Concluziuni . . . . . 210
I. Stratigrafie . . . . . 210
II. Tectonica . . . . . 211
Bibliografie . . . . . 212

Institutul Geologic al României

# INTRODUCERE

În campania intensă de prospecțiuni geologice întreprinse în special în ultimii 15 ani, zona Flişului paleogen din Carpații Orientali a constituit unul dintre obiectivele principale.

Interesul ştiințific pe care-l prezentau diferitele probleme de stratigrafie şi tectonică şi mai ales interesul economic au justificat atenția deosebită acordată de către cercetători zonei de Fliş paleogen.

Institutul geologic pe de o parte şi diferitele societăți petrolifere pe de altă parte, au întreprins prin reprezentanții lor, fie recunoaşteri regionale pentru zonele mai puțin cunoscute, fie lucrări mai amănunțite în regiunile în care obiectivul, cunoscut deja ca importanță practică, necesita un studiu de detaliu pentru începerea eventualelor lucrări de explorare.

În cadrul acestor cercetări, am executat lucrări geologice de cartare în zona Flişului paleogen dintre Văile Trotuş şi Buzău.

Excursii făcute la N de Trotuş, în bazinul Tazlăului, mi-au dat posibilitatea să compar observațiile făcute acolo de I. ATANASIU, cu cele făcute de mine la S de Trotuş, în special la S de Năruja, pentru zona de pînză; pentru « Zona marginală » am găsit elemente de comparație în excursii făcute în V. Bistriței şi afluenții săi, P. Doamna şi P. Bisericani. La W de Buzău, excursii făcute în V. Teleajenului, în regiunea unde lucra GR. POPESCU, mi-au înlesnit precizarea unor puncte de vedere de ordin stratigrafic în legătură cu Oligocenul. În felul acesta observațiile şi concluziile referitoare la Stratigrafie capătă valoare regională, ele găsindu-şi aplicare pe foarte mare distanță în lungul Carpaților Orientali.

Harta geologică prezentată[1]) este limitată la N de bazinul Văii Năruja. Între V. Năruja şi V. Putna observațiunile mele sînt incomplete, aşa încît întocmirea hărții în această regiune nu a fost posibilă.

Deoarece însă concluziunile în legătură cu Paleogenul « Zonei marginale » sînt legate în special de profilul Văii Putna, am prezentat încă o hartă cuprinzînd observațiile făcute în lungul acestei văi, precum şi o secțiune geologică în această regiune.

În zona Flişului, cercetătorul este confruntat în primul rînd, pe de o parte, cu o sărăcie generală în documente paleontologice şi pe de altă parte, cu o variație însemnată a caracterelor petrografice. Elementele de macrofaună lipsind sau fiind în orice caz extrem de rare, iar caracterele micropaleontologice fiind de resortul lucrărilor ulterioare de laborator, cercetătorul este obligat să folosească pentru deslegarea problemelor puse în prima fază a lucrărilor de teren, orice observație, orice criteriu, din care să poată trage concluzii asupra caracteristicelor şi a raporturilor dintre formațiunile întîlnite.

[1]) Din motive tehnice, hărțile şi profilele geologice (planşele 1—4) nu au putut fi tipărite la data imprimării prezentei lucrări.

Institutul Geologic al României

Este fapt deja cunoscut că depozitele Flișului sînt caracterizate printr-o sedimentație ritmică accentuată, prin numeroase ornamentații de suprafață — în special hieroglife — printr-o structură curbicorticală a stratelor de gresii și printr-o alternanță deasă de depozite moi (marne, argile) cu depozite dure (gresii, gresii-calcare), de unde și relieful puternic, aproape dințat al deschiderilor.

Primele două caractere — sedimentația ritmică și ornamentațiunile de suprafață — au pentru cercetătorul din zona Flișului, rolul de fosil conducător.

Redus la dimensiunile stratelor ce constituesc seriile flișoide, fenomenul de sedimentație ritmică este observat constant, ori de cîte ori avem de-a face cu o alternanță de depozite pelitice cu depozite mai grosiere, psamitice sau psefitice. Totdeauna materialul mai grosier stă la baza stratelor componente ale seriei, indiferent dacă aceste strate sînt conglomeratice, grezoase sau numai marne nisipoase. Dela baza stratului cu elemente grosiere, se poate urmări o trecere gradată în sus, spre depozite din ce în ce mai fine, peste care urmează apoi brusc un nou strat, marcînd din nou un aranjament identic al elementelor după dimensiune.

Poziția normală sau răsturnată a unui strat sau a unui pachet de strate se poate deci ușor deduce din observarea riguroasă a fenomenului de sedimentație ritmică.

Același lucru pentru ornamentațiunile de suprafață.

În toate profilele stratigrafice normale, ornamentațiile de suprafață cunoscute sub numele de urme de scurgeri și mai ales hieroglifele — sub formă de ace, de butoni sau de reliefuri alungite paralel—se găsesc totdeauna numai pe fața inferioară a stratelor de gresie. Dacă hieroglifele se găsesc uneori pe fața geometric superioară a stratelor, acele strate sînt totdeauna în poziție răsturnată. Faptul acesta se poate verifica acolo unde se găsesc serii inversate, de exemplu în pachete în care Eocenul stă geometric peste Oligocen și în care contactul dintre aceste două formațiuni este sigur normal.

Am folosit în mod constant în toate observațiunile mele de teren atît sedimentația ritmică cît și ornamentațiunile de suprafață — în special hieroglifele — trăgînd în mod logic din aceste observațiuni, concluzii asupra poziției normale sau răsturnată a diferitelor formațiuni flișoide întîlnite.

Pentru documentarea științifică a considerațiunilor făcute cu privire la caracterizarea formațiunilor întîlnite, am folosit și rezultatele studiilor de micropaleontologie și observații făcute pe un număr restrîns de secțiuni subțiri.

O colectare sistematică de probe pentru analize micropaleontologice a fost făcută în Eocenul de la Colți și din V. Putnei, în Oligocenul de la Colți—Călugărițele—V. Buzăului, în Oligocenul din P. Vinețișu, precum și în Cretacicul superior din V. Putnei.

Institutul Geologic al României

Analizele au fost făcute de către G. VOICU.

Un număr restrîns de secţiuni microscopice a fost studiat de către SEVER ANTON. Rezultatele acestui studiu au fost deasemenea adăogate la observaţiunile noastre stratigrafice.

## ISTORIC

Un studiu geologic de ansamblu al zonei de Fliş paleogen dintre văile Putna şi Buzău nu se cunoaşte în literatura geologică romînă pînă în prezent.

Numeroasele lucrări care s-au făcut în regiune şi care sînt deja publicate, se referă numai la porţiuni mai restrînse din zona Flişului paleogen.

Harta geologică a Romîniei, publicată în 1937 (foaia 5-a), reprezintă singura sinteză a lucrărilor publicate sau în manuscris şi totodată cea mai nouă imagine a geologiei Carpaţilor Orientali din zona de curbură sudică.

Cele mai vechi date geologice în legătură cu Flişul paleogen dintre Putna şi Buzău le deţinem dela GRIG. COBÎLCESCU, din 1883 (32). Într-o secţiune geologică prin ţărmul drept al Slănicului, la Lopătari, COBÎLCESCU figurează un orizont al Gresiei de Măgura (Gresia de Kliwa) şi un orizont reprezentînd formaţiunea menilitică. Spre deosebire de Moldova (Bacău) şi Bazinul Transilvaniei, aici în Buzău, nu poate separa marnele inframenilitice.

Un an mai tîrziu, în 1884, membrii biroului geologic menţionează în Munţii Purcelul, Carîmbul şi Piatra Penii, Eocen reprezentat prin şisturi menilitice şi gresii şi citează intercalaţiuni de sare în marnele cu Fucoide de la Poenile Sării (154). Acest orizont cu sare ar fi, după GRIG. ŞTEFĂNESCU, mai vechi decît cel de la Reghiu, Spulberu şi V. Sării şi este «evidentŭ eocenicŭ», fiind cuprins între stratele de gresii şi marne-calcare cu Fucoide şi hieroglife.

GR. ŞTEFĂNESCU dă cu această ocazie şi o secţiune prin malul stîng al Zăbalei, la Poenile Sării, care arată «incontestabilŭ intercalarea sării în sistemulŭ cu Fucoide şi prin urmare, vârsta sa eocenică».

Paleogenul nostru de astăzi este atribuit de GR. ŞTEFĂNESCU «sistemului Eocenicŭ», cu două orizonturi: unul, superior, care ar corespunde cu Oligocenul şi Miocenul inferior şi altul, inferior, care ar corespunde Eocenului actual şi Senonianului. Cretacicul lui GR. ŞTEFĂNESCU corespunde tot Eocenului actual.

În 1885, GR. COBÎLCESCU (33) întinzîndu-şi cercetările la W şi la N de Rîul Buzău, afirmă că Gresia de Măgura şi şisturile menilitice se pot urmări spre N, peste Piatra Neculele pînă în bazinele Milcovului şi Putnei, constituind acolo Măgura Odobeştilor. In V. Buzăului, sînt descrise strate menilitice pînă în dreptul satului Benga, în contact direct cu Sarmaţianul (Calcare de Istriţa).

Institutul Geologic al României

Între Mlăjet şi Nehoiaş, COBÎLCESCU descrie o formaţie curioasă nefosiliferă, pe care o denumeşte provizoriu « formaţiunea argiloasă de Nehoiaşu » şi care ar sta în contact tot cu Sarmaţianul. Potrivit descrierii detailate dată de autor, se pare că este vorba de orizontul cu Diatomite. Extinderea lor pînă în dreptul Nehoiaşului este însă o eroare, deoarece cartările mai noi nu au dovedit nici o formaţie care să corespundă « formaţiunii de Nehoiaşu » a lui COBÎLCESCU, pînă în acea regiune.

Ridicările efectuate 2 ani mai tîrziu (1897) în R. Sărat, de SABBA ŞTEFĂNESCU (155), aduc mai multe detalii în observaţiile făcute pe teren, dar consideraţiunile făcute asupra vîrstei diferitelor orizonturi separate, se deosebesc de cele actuale în aceeaşi măsură în care se deosebesc cele ale biroului geologic din 1884. Astfel SABBA ŞTEFĂNESCU deosebeşte la Piatra Neculele o serie bazală, reprezentată prin şisturi marnoase, uneori micacee, peste care urmează şisturile menilitice, apoi Gresia de Kliwa, dar consideră toate aceste trei orizonturi de vîrstă oligocenă. Oligocen cu şisturi menilitice în bază şi cu Gresie de Kliwa la partea superioară, mai este citat de S. ŞTEFĂNESCU în Muntele Carîmbu, apoi la Pleşi, Recea şi Muntele Monteoru. Denumirea de Gresie de Kliwa este introdusă acuma în literatura geologică romînă, fiind împrumutată de la PAUL şi TIETZE, care au aplicat-o pentru o gresie sincronă cu Gresia de Măgura din Carpaţii polonezi.

În 1902, MRAZEC şi TEISSEYRE (92) separă în Flişul paleogen trei orizonturi: un orizont inferior cu gresii micacee, un orizont mijlociu, Strate cu hieroglife, în care apar şi conglomerate cu mici elemente verzi şi un orizont superior = şisturile menilitice. Toate aceste trei orizonturi pot avea intercalată o formaţie saliferă, constituită din gresii marnoase cu vine de calcit, calcare de ciment şi marne cenuşii foarte argiloase, în care se găsesc zăcăminte de sare. Între aceste zăcăminte paleogene sînt citate masivele de sare de la Tg. Ocna, Grozeşti şi Cerdac (Jud. Bacău), apoi ivirile de sare din P. Hîjma, Mişina şi Bălosu (Jud. Putna) şi Plaiul Milii (Jud. Buzău). Vîrsta masivelor de sare care apar de-a lungul marginei Flişului (la Coza, la S de Herestrău, la Nereju, în V. Rîmnicului, la Jitia şi în V. Slănicului, la Luncile) nu este dată ca sigur paleogenă, aceste masive prezentînd o tectonică complicată.

Caracteristic este însă faptul — după aceşti autori — că în Salifer paleogen, gipsul lipseşte adeseori, iar conglomeratele cu roce verzi sînt frecvente în special în vecinătatea acestui Salifer paleogen. Materialul acestor conglomerate ar proveni « dela o coastă formată de roce verzi a grupului superior cristalin al Carpaţilor ».

Cîţiva ani mai tîrziu, în 1907, MRAZEC (94) revine asupra consideraţiunilor făcute împreună cu TEISSEYRE în legătură cu vîrsta formaţiunii salifere şi atribuie toate apariţiunile de sare de la Tg. Ocna, Grozeşti, precum şi pe cele din Jud. Putna şi Buzău, Miocenului. Masivele de sare din lungul marginii Flişului, ar fi de vîrstă miocenă şi încălecate doar de marginea Flişului, iar cele

Institutul Geologic al României

care apar în interiorul zonei de Fliş, ar apărea în « sinclinale (ferestre?) », reprezentînd, deci, tot Miocenul. Paleogenul rămîne mai departe divizat în cele trei orizonturi stabilite în 1902.

Problema care se punea acum era repartizarea la anumite subdiviziuni stratigrafice a diferitelor orizonturi separate ca atare în Carpaţii Orientali.

Gresia de Uzu, denumită astfel de HERBICH, fusese considerată de vîrstă cretacic-superioară, iar TEISSEYRE o situase sub stratele sale de Tg. Ocna (1897) pe care le considera eocen-superioare. SAVA ATHANASIU o considera ca Eocen mijlociu (15), iar un an mai tîrziu, tot SAVA ATHANASIU va introduce denumirea de « Gresie de Tarcău » (16), care se păstrează şi astăzi în literatra noastră.

Orizontul imediat superior, cu gresii cu hieroglife, marne cu Fucoide şi intercalaţiuni de conglomerate sau brecii verzi cu Nummuliţi, etc. (parte din Stratele de Tg. Ocna, TEISSEYRE) este considerat de SAVA ATHANASIU ca Eocen superior (Bartonian).

În acest orizont sînt menţionate însă şi intercalaţiuni de gresii micacee asemănătoare Gresiei de Uzu. Punctul acesta de vedere nu mai corespunde celui actual, întrucît asemenea intercalaţii de gresii micacee sînt considerate astăzi ca ţinînd de un facies lateral, mai extern, al Gresiei de Tarcău.

Peste Eocenul superior urmează — tot după descrierea lui S. ATHANASIU (15) — orizontul şisturilor menilitice şi orizontul Gresiei de Kliwa. Partea bazală a şisturilor menilitice fusese considerată de TEISSEYRE ca un echivalent al Stratelor de Şipote şi înglobată în Stratele de Tg. Ocna.

Deja în 1907, SAVA ATHANASIU observă că din punct de vedere petrografic, nu este uşor de deosebit Stratele de Şipote de şisturile menilitice propriu zise, iar un an mai tîrziu, va constata că ceea ce TEISSEYRE a considerat Strate de Şipote, la Tg. Ocna, în realitate nu sînt decît şisturi menilitice (16).

Începînd cu anul 1908, cercetările geologice din bazinul Putnei şi spre S intră într-o fază nouă.

SAVA ATHANASIU (16) separă în Paleogenul Putnei o zonă internă a Flişului, corespunzînd zonei cu Gresie masivă de Tarcău şi o zonă marginală, care se întinde dela confluenţa Putna—P. Mărului pînă la Coza.

În constituţia Zonei marginale, SAVA ATHANASIU separă Oligocenul, Eocenul superior şi Senonianul, cunoscute deja din celelalte regiuni ale Flişului marginal din Moldova. În plus, mai separă în V. Putnei un complex de strate caracteristice, pe care le denumeşte « Strate de Tisaru » şi pe care le consideră ca un echivalent al Şisturilor negre de la Poiana Uzului, al Stratelor de Audia şi al Stratelor de Şipote din Bucovina.

Conglomeratele din Piatra Streiului, constituite din « blocuri mari de roce cristaline verzi, de calcare mesozoice, de cuarţ, de Gresie de Uzu şi de Hornsteine din Stratele de Tisaru », sînt considerate de SAVA ATHANASIU ca Oligocen inferior.

Institutul Geologic al României

Vom vedea mai departe că acest punct de vedere nu concordă cu cel actual, întrucît conglomeratele de mai sus sînt intercalate normal în baza Stratelor de Caşin şi deci nu pot fi socotite decît ca Eocen inferior.

În ceea ce priveşte Oligocenul, SAVA ATHANASIU consideră că în V. Putnei este caracteristică « prezența deasă a conglomeratelor verzi în diviziunea şisturilor menilitice ».

Tot în anul 1908, G. BOTEZ (28) cercetează zona Flişului paleogen din Jud. Putna şi determină în această zonă prezența Eocenului şi a Oligocenului.

Eocenul este reprezentat prin calcare silicioase, gresii micacee cenuşii, asemănătoare Gresiei de Uzu, şisturi marnoase cu Fucoide şi gresii cu hieroglife.

Oligocenul este constituit din şisturi disodilice cu intercalații de silex — menilit — şi din Gresie de Tiseşti.

După observațiile făcute la Coza, în V. Putnei şi la Nereju, în V. Zăbala, BOTEZ constată că « marginea de E a Flişului paleogen este şariată peste Saliferul miocen, iar prezența izvoarelor sărate şi a masivelor de sare în plină zonă a Flişului (izvor sărat în P. Lepşei, masiv de sare în V. Zăbalei sub curmătura Pietrosu, masiv de sare în V. Bălosu) ne arată că Flişul paleogen formează o pînză de supracutare, ce acoperă Saliferul miocen, care apare în ferestre în mijlocul zonei Flişului ».

Cîțiva ani mai tîrziu, în 1912, G. BOTEZ reia cercetările în bazinul Putnei şi confirmă rezultatele la care ajunsese în 1908 (29). De data aceasta Oligocenul este prezentat ca fiind constituit, în afară de şisturi menilitice şi Gresie de Tiseşti, şi din « straturi de conglomerate foarte dure, formate din roce verzi ».

Este, de altfel, confirmarea observațiilor făcute în 1908 de SAVA ATHANASIU, care în V. Putnei constatase aceste conglomerate « pretutindeni intercalate în şisturile menilitice ».

Din V. Lepşei, G. BOTEZ citează un mic bloc de conglomerat mărunt cu fragmente de roce verzi şi cu fragmente de fosile. Este foarte probabil vorba de intercalațiile de « lumachelle » din baza Oligocenului, observate de noi în V. Putnei, mai la vale de P. Mărului şi sub Piatra Scrisă şi cunoscute din V. Oituzului la Hîrja şi Piatra Runcului.

Originea conglomeratelor verzi a fost foarte mult discutată de cercetătorii romîni şi polonezi.

Cu referire specială la regiunea cuprinsă între Putna şi Buzău, menționăm deocamdată pe MRAZEC, care în 1908 (95), le considera de origine dobrogeană şi le explica prin remanierea horstului dobrogean « împins sub regiunea arcului carpatic ».

Pînzele de supracutare ale Carpaților « s'ar fi revărsat asupra lui în timpul Terțiarului, formînd conglomeratele în chestiune şi ascunzîndu-l în adîncime ».

Institutul Geologic al României

În 1910, I. SIMIONESCU (151), comparînd şisturile verzi din conglomeratele dela Bîrseşti cu cele dela Baspunar şi Peceneaga, ajunge la concluzia că sînt identice şi adaogă acest fapt «la probabilitatea unei origini comune care nu poate fi explicată decît prin prelungirea Munţilor Dobrogei spre NW. Marea frecvenţă a acestor conglomerate verzi în arcul carpatic, este o probă în plus în sprijinul acestei ipoteze».

În anul 1912, Munţii Vrancei sînt cercetaţi şi de HORIA GROZESCU (62). El constată existenţa unei pînze marginale, încălecată la W de pînza internă.

Pînza marginală este alcătuită din Eocen şi Oligocen, formaţiuni în care GROZESCU constată intercalaţiuni destul de dese şi la diferite nivele de conglomerate verzi breciforme. Această constatare îl duce la concluzia că «sedimentaţia a fost continuă din Eocen pînă la finele Oligocenului şi că sorgintea din care au provenit rocele verzi din conglomerate (ţărm sau insule) a fost necontenit deschisă şi supusă abraziunii, în tot timpul duratei mărilor eocene şi oligocene».

Pînza marginală încalecă, după GROZESCU, peste formaţiunea saliferă.

In sprijinul acestei afirmaţii, acest autor citează o serie de ferestre de Salifer, unele sigure: P. Hîjmei, P. Mişina, P. Verde, P. Bălosul, V. Căşăriei sub Muntele Coza, Rîul Putna la Vama Putna, P. Coza şi altele probabile: sub Vf. Betegosul în Zăbala, sub Vf. Arişoaia şi în satul Herestrău.

Pînza marginală cuprinde doi solzi separaţi de o linie orientată aproximativ N—S şi care ar trece prin gura P. Brusturosul, pe la E de Condratu şi Sburătura şi s-ar continua spre S prin şeaua dintre Munţii Arişoaia şi Păişele. Menţionez în mod special această linie, deoarece după cum vom vedea, ea corespunde cu o linie de demarcaţie între două faciesuri de Eocen.

Pînza internă care încalecă la W peste Pînza marginală, este constituită din «marne bariolate roşii-vişinii, uneori grezoase, după care urmează apoi o gresie masivă, micaferă, lipsită de fosile (Gresia de Siriu, după MRAZEC şi VOITEŞTI)».

În sprijinul încălecării, H. GROZESCU consideră ca foarte interesantă apariţia unui masiv de sare, exploatat de localnici, într-o scursură de sub Vf. Gorul.

Un an mai tîrziu, în 1913, sînt reluate cercetările în Jud. R. Sărat de către ŞT. MATEESCU (83).

Pe linia Vf. Stejicul —Piatra Neculele—Purcelul, el întîlneşte depozite paleogene, reprezentate prin şisturi disodilice bituminoase cu eflorescenţe de sulfaţi, şisturi menilitice negre şi Gresie de Kliwa, pe care le atribuie Oligocenului.

În urma unei excursii făcută în 1914 sub conducerea prof. SAVA ATHANASIU, MATEESCU recunoaşte că, în afară de depozitele oligocene menţionate, pe aceeaşi linie Vf. Stejicul—Purcelul, apar în bază şi depozite eocene, reprezentate prin gresii şi marne cu Fucoide (84). În acelaşi timp constată că Flişul paleogen este încălecat peste formaţiunea saliferă, fapt dovedit prin observaţiile făcute în

Institutul Geologic al României

P. Sărăţelul şi de-a lungul Culmei Piatra Neculele—Stejicul, precum şi prin petece de Fliş eocenic, care «repauzează pe Salifer ca nişte klippe fără rădăcină».

În 1915, tot MATEESCU (85), revizuind observaţiile sale anterioare, găseşte că depozitele Paleogenului, care formează marginea munţilor, sînt reprezentate prin Eocen, alcătuit din marne dure cu Fucoide, calcare litografice, gresii şi conglomerate mărunte şi prin Oligocen alcătuit din marne grezoase, conglomerate verzi, şisturi menilitice şi Gresie de Măgura.

În 1927, cu ocazia susţinerii tezei de doctorat, MATEESCU a prezentat un studiu complet asupra Pealeogenului din partea externă a curburii sud-estice a Carpaţilor, dar asupra acestei lucrări vom reveni mai tîrziu.

Tot în anul 1915, G. MACOVEI (76) lucrînd în V. Buzăului, între Păltineni şi Cislău, atribuie depozitele paleogene întîlnite, Eocenului şi Oligocenului.

Eocenul este constituit din marne nisipoase cu structură curbicorticală, cu hieroglife şi cu rare intercalaţiuni de gresii fine, micafere, în plăci subţiri.

Oligocenul este reprezentat prin etajul şisturilor menilitice şi al Gresiei de Kliwa, prezentînd particularitatea că « Gresia de Kliwa este desvoltată mai mult la partea inferioară a etajului».

Ca şi alţi cercetători de mai tîrziu, G. MACOVEI consideră pachetul flişoid, intercalat între cele două orizonturi de Gresie de Kliwa (Strate de Podu Morii *stricto sensu*), ca fiind de vîrstă eocenă, de unde şi concluzia că Gresia de Kliwa invadează Oligocenul inferior.

În lucrarea sa de sinteză din 1927, asupra Carpaţilor Orientali (79), G. MACOVEI subliniază schimbările de facies care au loc în Eocen şi Oligocen, atît în sens transversal cît şi în sens longitudinal.

Astfel, în Eocen se poate vorbi de un facies marnos la marginea externă a Flişului şi de unul grezos în zona cea mai internă, între cele două faciesuri extreme existînd tranziţii gradate.

Stratele de Pasieczna, Stratele de Doamna, Stratele de Popiele, Stratele de Tg. Ocna, calcaro-marnoase sau marnoase, ar reprezenta faciesul extern pe care prof. G. MACOVEI îl denumeşte «facies marginal».

Gresia de Moineşti a lui TEISSEYRE şi parte din Gresia de Fusaru a lui POPESCU-VOITEŞTI, ar reprezenta un facies de tranziţii grezos-marnos, iar Gresia de Tarcău, cu corespondentul său din Galiţia occidentală — Gresia de Ciezkowicz — ar reprezenta un facies intern grezos.

Oligocenul cu cele trei orizonturi ale sale: Stratele de Bisericani, şisturile disodilice (cu menilite în bază) şi Gresia de Kliwa, prezintă schimbări de facies, care, spre deosebire de Eocen, sînt vizibile mai ales în sens longitudinal.

Schimbările de facies în sens transversal nu se pot urmări, pentru că «zona de desvoltare a formaţiunilor oligocene corespunde jumătăţii externe a zonei Flişului, denumită obişnuit zona marginală.» Pe marginea internă, apariţiile

Institutul Geologic al României

de Oligocen sînt sporadice, ele au fost distruse de eroziune, şi acolo unde se văd (Tg. Secuesc şi Brețcu), ele prezintă un Oligocen care începe la bază cu conglomerate grosiere, cu elemente de origină carpatică (5, 79).

Vom vedea mai departe că, în ceea ce priveşte variațiunile de facies în sens transversal ale Oligocenului, tocmai acestea apar mai evidente în zona Flişului dintre Putna şi Buzău, ele fiind comparabile cu variațiunile constatate în Eocen şi în Oligocenul Carpaților polonezi.

Descriind variațiile de facies în sens longitudinal, G. MACOVEI remarcă în V. Buzăului un angrenaj între faciesul Oligocenului cu Gresie de Kliwa cunoscut în Moldova şi faciesul marnos şi grezos al Stratelor de Polanica: «alternanțe repetate de şisturi disodilice şi marne cenuşii, de Gresii de Kliwa şi gresii micacee cenuşii, uneori galben-verzui, şistoase, cu structură curbicorticală». Aceste marne şi gresii micacee curbicorticale, foarte asemănătoare Eocenului, fuseseră considerate, în 1915, ca Eocen şi determinaseră pe G. MACOVEI pe de o parte să remarce invadarea Gresiei de Kliwa în orizontul de sub ea, iar pe de altă parte să interpreteze zona de Paleogen din Buzău ca fiind cutată «sub formă de anticlinale aplecate spre SE sau sub formă de solzi scurți, încălecați tot în acelaşi sens».

În ceea ce priveşte conglomeratele verzi, G. MACOVEI remarcă prezența lor în Oligocen şi anume în partea superioară a orizontului de şisturi disodilice şi în orizontul Gresiei de Kliwa. În amîndouă aceste orizonturi, conglomeratele ar avea o dezvoltare locală.

Cît despre vîrsta depozitelor oligocene, este interesant faptul că G. MACOVEI, considerînd orizontul şisturilor disodilice ca Oligocen mijlociu, iar orizontul Gresiei de Kliwa ca Oligocen superior, atribuie Oligocenului inferior o parte din Gresia de Tarcău şi se întreabă dacă nu chiar întregul orizont al Gresiei de Tarcău şi partea superioară a Eocenului în facies marginal, n-ar putea fi atribuite Oligocenului inferior.

Regiunea Lopătari—Ivăneţu a fost cercetată în 1923 de O. PROTESCU (143). După acest autor, Eocenul este alcătuit din gresii conglomeratice verzi, gresii micacee cu structură curbicorticală şi cu herioglife, şisturi argilo-marnoase şi marne cu Fucoide. Vîrsta bartoniană a acestor depozite este dată de prezența Orbitoidelor în gresii.

Oligocenul din această regiune este format din conglomerate breciforme, şisturi marno-argiloase cu eflorescențe de sulfați, şisturi argiloase negre, bituminoase, intercalațiuni de menilite şi Gresii de Kliwa.

Sub şisturile din Vf. Brazău, O. PROTESCU descrie Gresia de Fusaru. Este desigur vorba de Gresia de Buştea care, petrograficeşte, aminteşte varietăți ale Gresiei de Fusaru, dar care este de vîrstă aquitaniană.

În 1927, ŞT. MATEESCU îşi trece teza de doctorat cu subiectul: «Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaților romîni» (86). Dezvoltînd rezultatele comunicate cu caracter preliminar în anii 1913—1915,

Institutul Geologic al României

MATEESCU ajunge la următoarele concluzii în legătură cu zona de Fliş studiată:

Flişul cercetat se încadrează în Zona marginală aşa cum a fost separat de S. ATHANASIU, MRAZEC şi TEISSEYRE, MRAZEC şi VOITEŞTI. În constituţia sa intră Eocenul şi Oligocenul.

*a)* Eocenul constituit din marne şi gresii calcaro-marnoase şi cu intercalaţiuni de conglomerate cu elemente verzi, apare sub forma a două benzi: una, externă, în regiunea Vf. Piatra Neculele—Vf. Urzicăriei şi alta, internă, dezvoltată la W de sinclinalul de Oligocen ce trece prin Vf. Piatra Neculele—Carîmbu—Cucurbata Mare.

În ambele benzi, ŞT. MATEESCU împarte Eocenul în 3 orizonturi şi anume: Orizontul marnelor vărgate inferioare, Orizontul mijlociu calcaros şi Orizontul superior al Stratelor cu hieroglife.

În banda internă, ŞT. MATEESCU menţionează în Orizontul superior, prezenţa unei gresii fine care aminteşte Gresia de Lucăceşti şi în Orizontul mijlociu, prezenţa unei gresii grosiere, micacee, care « aminteşte faciesul Gresiei de Tarcău (SAVA ATHANASIU) sau al Gresiei de Fusaru (P. VOITEŞTI) ».

Orizontul marnelor vărgate inferioare ar reprezenta « depozite terigene marine pentrucă ele alternează cu marne cu Fucoide a căror origine marină e indiscutabilă ». Materialul remaniat ar proveni din laterite formate pe ariile continentale în zonele cu climat fluvial optim. Prin analogie cu stratele vărgate din Bazinul Transilvaniei, ŞT. MATEESCU consideră orizontul inferior de vîrstă paleogenă.

Orizontul mijlociu ar reprezenta un facies neritic cu treceri dese spre cel litoral. Prezenţa Nummuliţilor şi a Coralierilor denotă condiţiuni mai prielnice dezvoltării vieţii. Gresia de Tarcău reprezintă « un facies de coastă a cărui dezvoltare a fost mai mare în zona insulară de creastă a Carpaţilor şi mai redusă în zonele mai depărtate, unde nu se putea forma decît probabil în jurul unor insule sau funduri ridicate, stîncoase ».

Orizontul superior reprezintă un facies neritic cu treceri laterale şi pe verticală, de la rocele pelitice la cele psefitice « ceea ce dovedeşte că depunerea marnelor vărgate nu s-a făcut în zone bathyale ci în zone neritice, legate de curenţi de fund, cu o sedimentaţie intensă de mîl adus de pe continent ».

Culoarea roşie ar fi datorită materialului adus de pe continent prin remanierea marnelor roşii senoniene sau a argilelor lateritice « incomplet remaniate în epocile anterioare ».

După ce face o comparaţie cu Eocenul polonez, ŞT. MATEESCU conchide că « succesiunea orizonturilor din seria eocenă, precum şi condiţiile de geneză a lor, se păstrează în tot Flişul carpatic din Romînia şi Polonia, cu aceleaşi caractere generale şi adeseori cu aceleaşi caractere speciale ».

*b)* Oligocenul, răspîndit tot în 2 benzi sinclinale, cuprinde, după MATEESCU, 3 orizonturi: un orizont inferior al marnelor inframenilitice, constituit din

Institutul Geologic al României

marne nisipoase vinete-verzui cu rare intercalaţii de conglomerate verzi calcaroase; un orizont mijlociu al şisturilor menilitice, alcătuit din şisturi menilitice, şisturi disodilice şi marne silico-calcaroase brun-negricioase; un orizont superior, cu Gresii de Kliwa.

Această împărţire a Oligocenului nu concordă cu cea adoptată astăzi de majoritatea geologilor, orizontul inferior al marnelor inframenilitice fiind trecut la Eocen. MATEESCU adoptă orizonturile separate de GROZESCU în Bazinul Tazlăului (63) şi consideră orizontul marnelor inframenilitice de vîrstă oligocen-inferioară, pe baza Nummuliţilor şi Orbitoizilor citaţi de PROTESCU la Şotrile—Breaza (142). Orizontul şisturilor menilitice este considerat ca Oligocen mijlociu, pe baza faunei citată în literatura geologică.

În privinţa modului de formare, este de acord cu D. PREDA că şisturile menilitice ar reprezenta « un facies neritic depus într-o mare rece nordică — geosinclinalul oligocen — » şi cu SAVA ATHANASIU care, pe baza observaţiunilor lui N. COSMOVICI pe ţărmul Mării Negre, conchide că şisturile menilitice « sînt formate la o mică adîncime, sub un regim lagunar, unde s-au putut dezvolta o microfaună şi o microfloră bogată ». În sprijinul acestei ipoteze, MATEESCU citează şi conglomeratele verzi întîlnite, afirmînd că « variaţiuni pe verticală aşa de brusce şi numeroase dela menilite la conglomerate nu se acordă nici într-un caz cu un regim de mare adîncă » iar forma lenticulară a conglomeratelor din V. Coita « denotă un regim litoral, poate chiar deltaic, intercalat regimului lagunar ori neritic ».

În ceea ce priveşte orizontul superior al Gresiei de Kliwa, MATEESCU crede că această formaţiune ar putea reprezenta un facies de dune de coastă, total sau parţial, în sensul arătat de MRAZEC (94) şi SAVA ATHANASIU (15).

La sfîrşitul Oligocenului, o parte din regiunile ocupate de Marea oligocenă nordică a fost exondată, aşa că Mediteraneanul, « s-a depus într-o mare ce se întindea numai în marile zone sinclinale ale Flişului ».

Din punct de vedere tectonic, MATEESCU ajunge la concluzia că zona marginală a Flişului încalecă peste zona pericarpatică, încălecarea « transformîndu-se uneori în adevărat şariaj pe o suprafaţă largă de peste 2 km ». Şariajul ar fi avut loc « posterior stratelor mediterane cu tuf dacitic ».

Indiferent de vîrsta masivelor de sare, MATEESCU constată că Flişul din P. Sărăţel, « încalecă atît peste conglomerate cît şi peste marnele roşcate ori cenuşii cu gipsuri (sare roşie) şi chiar peste stratele cu tuf dacitic ale Mediteraneanului zonei pericarpatice ». Concluzia sa în această privinţă este categorică: « şariajul a avut loc în timpul Tortonianului, în partea lui inferioară ».

Cu oarecari modificări, observaţiunile făcute de MATEESCU cu privire la Paleogenul din regiunea de curbură a Carpaţilor, rămîn încă şi astăzi în cea mai mare parte valabile. Mult mai diferite de punctele actuale de vedere, sînt însă observaţiile sale din 1928—1929, în legătură cu structura geologică a Flişului din V. Putnei (87).

Institutul Geologic al României

Potrivit concepțiilor existente la data comunicării sale, MATEESCU consideră Flișul din V. Putnei ca reprezentînd Zona mediană și în constituția acestei zone, descrie următoarele formațiuni:

Cretacicul inferior (Barremian) este constituit din conglomerate verzi la partea inferioară și din șisturi argilo-silicioase la partea superioară. Conglomeratele verzi, de 70—80 m, sînt conglomeratele noastre eocen-inferioare (Conglomerate de Piatra Streiului), iar șisturile argilo-silicioase (= Strate de Audia după MATEESCU), deschise între Piatra Streiului și P. Ciuta, sînt Stratele de Caşin.

Senonianul = Strate de Tisaru *str. s.*, cuprinde orizontul marnelor silicioase și al silexurilor roșii și verzi la partea inferioară și orizontul calcarelor silicioase cenușii și al marnelor cu Fucoide la partea superioară.

Eocenul cuprinde un orizont inferior cu Gresia de Tarcău și un orizont superior cu marne vărgate roșii și verzi (citat de SAVA ATHANASIU în P. Greșului). Această subîmpărțire nu mai poate fi susținută astăzi, întrucît orizonturile citate de MATEESCU, aparțin la două subunități tectonice diferite.

Oligocenul este subdivizat ca și în zona Flișului din R. Sărat, în 3 orizonturi: un orizont inferior cu marne nisipoase negricioase-verzui, conglomerate verzi și gresii silicioase slab calcaroase, un orizont mijlociu cu menilite, șisturi disodilice și conglomerate verzi brecifiate și un orizont superior cu Gresie masivă de Kliwa și cu intercalațiuni subțiri de marne nisipoase și conglomerate verzi. Nici această împărțire a Oligocenului nu mai coincide cu cea actuală, deoarece orizontul inferior este considerat eocen.

Miocenul mediteranean, constituit din marne vinete-negricioase, șisturi grezoase roșietice, conglomerate verzi, gipsuri secundare, argile și brecii cu sărătură, apare în sinclinale strivite de Eocen (V. Lepșa) sau Oligocen (V. Mărului).

Prezența acestor sinclinale de Miocen s-ar explica, după MATEESCU, prin pătrunderea apelor miocene în interiorul Flișului după o perioadă de eroziune importantă, iar sedimentele respective au fost depuse transgresiv, cînd peste Eocen, cînd peste Oligocen. Odată cu mișcările din Miocenul superior, aceste sinclinale au fost prinse și strivite între cutele Flișului.

Prin această explicație, MATEESCU respinge interpretarea în pînză a Zonei marginale așa cum era prezentată de S. ATHANASIU, G. BOTEZ și H. GROZESCU și pune în discuție chiar problema mare a pînzelor carpatice, așa cum fuseseră stabilite pînă la data comunicării sale.

În 1932, G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU (102), studiind Flișul din regiunea de curbură a Carpaților, ajung la concluzia că în această regiune se pot deosebi 2 pînze:

1. Pînza marginală, constituită din Senonian, Eocen marnos și Oligocen, avînd ca autohton, Aquitanianul. Această pînză cuprinde o digitație superioară limitată la E pe marginea actuală a Flișului și una inferioară care s-ar întinde

Institutul Geologic al României

pînă la marginea platformei Vorlandului. Vîrsta Pînzei marginale ar fi post-aquitaniană, dar accidentul care a provocat formarea digitaţiilor ar fi post-helveţiană.

2. O zonă mediană, cu caracter de pînză = Pînza Gresiei de Tarcău, constituită din Senonian, Eocen grezos şi Oligocen, ar fi fost decolată în post-helveţian, din zona internă, unde era aria ei de sedimentare şi încălecată apoi peste Pînza marginală.

Date asupra stratigrafiei formaţiunilor care intră în alcătuirea celor două pînze nu avem, întrucît comunicarea respectivă nu a fost publicată. Relaţiunile menţionate mai sus în legătură cu tectonica, sînt luate din lucrarea lui I. BĂNCILĂ (22).

În acelaşi an, 1932, M. G. FILIPESCU publică un studiu petrografic detailat al Stratelor de Tisaru din V. Putnei (50).

Sub această denumire, M. G. FILIPESCU descrie între Piatra Ciutei şi Plaiul Noveselor o serie de depozite cutate sub forma unui anticlinal, cu conglomeratele din Piatra Streiului în ax. Anumite intercalaţii de roce marno-calcaroase sau marno-argiloase, prezintă accidente silicioase sub formă de concentrări de silice cu «treceri gradate dela roca marno-calcaroasă ori marno-argiloasă, la accidentul silicios». Originea silicei ar fi organică şi anume în numeroasele organisme silicioase întîlnite în rocele Stratelor de Tisaru.

Şisturile negre din complexul Stratelor de Tisaru nu pot fi echivalate cu Stratele de Audia — aşa cum le considera MATEESCU (87) — din motive petrografice şi faunistice.

Bazat pe resturile organice întîlnite (Inocerami şi Nummuliţi) şi pe raporturile cu Oligocenul, M. G. FILIPESCU consideră că «acest complex stratigrafic — Complexul de Tisaru — reprezintă o serie continuă de depozite mergînd dela Senonian pînă la Oligocen».

În anul 1935, M. G. FILIPESCU prezintă un studiu al regiunii dintre Teleajen şi Slănic — Bîsca Mare (51). În această regiune el separă în Fliş, următoarele zone:

*a)* Zona internă a Flişului, constituită din depozite albiene (cu 3 orizonturi: orizontul marno-grezos, orizontul grezos-conglomeratic şi orizontul Conglomeratelor de Zăganu, cu insule de calcare cu Caprotine în bază), depozite senoniene (marne roşii şi cenuşiu-albicioase cu Rosaline şi Inocerami, marne roşii şi verzi cu Foraminifere şi Radiolari, marne negre, şistoase, bituminoase cu Foraminifere, tufuri vulcanice) şi depozite paleogene de tip Şotrile.

*b)* Zona mediană a Flişului, cu 2 unităţi: Subzona de solzi şi Pintenul de Homorîciu.

1. Subzona de solzi este constituită din:

Albian (orizontul marno-grezos);

Senonian: marne roşii cu Rosaline (*Rosalina linnéi* D'ORB. şi *Rosalina stuarti* J. DE LAPP.), marne cenuşiu-albicioase, intercalaţii de pietrişuri cu



Institutul Geologic al României

elemente de feldspat roșu, apoi șisturi negre silicioase. Mai puțin numeroase în V. Siriului, Șisturile negre ajung să constituiască aproape în întregime Senonianul din V. Buzăului. Aceste Șisturi negre sînt considerate, prin analogie cu cele dela Covasna, de vîrstă senoniană.

Eocen: depozite de tip Șotrile și gresii de tip Fusaru—Tarcău. Aceste 2 tipuri de depozite reprezintă 2 faciesuri laterale, contemporane ale Eocenului.

Oligocen și Aquitanian, cu sedimente identice cu cele descrise la W de Teleajen (49).

2. Pintenul de Homorîciu este constituit din:

Senonian cu marne roșii și cenușii, la Homorîciu.

Eocen de tip Fusaru—Tarcău: gresii micacee cu hieroglife și Fucoide, gresii micacee grosiere, bancuri de conglomerate și intercalații de marne verzui sau roșii.

Oligocen: șisturi bituminoase cu Pești, accidente silicioase și Gresii de Kliwa.

Aquitanian: șisturi bituminoase, gresii glauconitice, conglomerate și gipsuri.

*c)* Zona externă a Flișului (Pintenul de Văleni), constituită din:

Eocen: gresii micacee cu hieroglife și Fucoide, marne roșii sau negricioase și conglomerate verzi cu Nummuliți.

Oligocen: șisturi bituminoase, diatomite, accidente silicioase și Gresii de Kliwa. Procesul de menilitizare este mai accentuat la E de Buzău.

În baza Pintenului de Văleni, la Nehoiu, se constată existența Eocenului de tip Fusaru—Tarcău, Eocen caracteristic pentru Pintenul de Homorîciu.

Sprijinindu-se pe aceste observații, M. G. FILIPESCU crede că cei 2 pinteni împreună cu zona de solzi, aparțin aceleiași unități tectonice și anume Pînzei mediane. De sub această pînză ar apărea la Cătina, Pătîrlage, Murătoarea și Lunca—Lopătari, depozite aquitaniene (marne, gresii cu gips și sare), care ar aparține Autohtonului.

*d)* În ceea ce privește masivele de sare, M. G. FILIPESCU le consideră aquitaniene și le grupează în două categorii: unele, cu învelișul alcătuit din material de Fliș (Bertea—Vulpea, Slănic—Prahova, Lunca—Lopătari), altele, cu învelișul format din material exotic, de natură extracarpatică (șisturi verzi șisturi cristaline, granite roșii, calcare mesozoice, etc.). În această categorie intră Masivele Lopătari—Săreni, Pietrari—Punga, Rușavăț—Bădila, Lapoș—V. Unghiului.

Din punct de vedere tectonic, regiunea prezentată de FILIPESCU cuprinde Pînza internă, care corespunde zonei interne a Flișului și Pînza mediană, alcătuită din zona de solzi, Pintenul de Homorîciu și Pintenul de Văleni. Pînza marginală așa cum a fost definită în 1932, împreună cu G. MURGEANU, n-a mai putut fi reprezentată la S de Zăbala.

Punerea în loc a pînzelor a avut loc după depunerea Aquitanianului cu masive de sare. Sarea depusă în Aquitanianul pînzelor a fost dizolvată, spălată

Institutul Geologic al României

de precipitaţiuni atmosferice şi de apele aduse de transgresiunea burdigaliană, iar cea depusă pe Autohton, protejată de pînzele Flişului şi depozitele Neogenului, a fost puternic afectată în mişcările post-levantine şi scoasă la suprafaţă sub forma de masive însoţite de o brecie tectonică.

Într-o lucrare revizuită şi extinsă ceva mai spre N (52) M. G. FILIPESCU publică, în 1937, următoarele precizări cu privire la stratigrafia şi tectonica regiunii dintre Teleajen şi Bîsca Mică:

1. Şisturile negre dela Covasna conţin intercalaţii de gresii calcaroase cu *Rosalina stuarti* J. DE LAPP., formă senoniană. Prezenţa acestei forme, precum şi intercalaţiile de gresii grosiere cu elemente de feldspat roşu din Şisturile negre deschise la Zagon şi în P. Dămăcuşa, constituesc argumente în sprijinul vîrstei senoniene a Şisturilor negre. Ele confirmă observaţiunile lui D. PREDA şi I. BĂNCILĂ, susţinute cu argumente de ordin stratigrafic (19, 140).

2. Stratele de Şotrile conţin uneori Rosaline şi trec gradat la marnele roşii senoniene; ele ar reprezenta Paleocen—Eocenul inferior.

Între V. Bîsca fără cale şi V. Siriului, Gresia de Tarcău, uneori conglomeratică, conţine blocuri remaniate din Stratele de Şotrile. Între Siriul Mic şi Gîlma, Senonianul suportă Stratele de Şotrile, iar acestea sînt acoperite de Gresia de Tarcău—Fusaru. Aceste observaţiuni îl fac pe FILIPESCU să conchidă că Gresia de Tarcău—Fusaru, « e mai recentă decît Stratele de Şotrile şi nu sincronă » cum afirmase în 1935.

3. Complexul Stratelor cu hieroglife conţine adesea, la E de Teleajen, intercalaţii foarte subţiri de menilite şi Gresii de Kliwa, ceea ce ar pleda pentru o vîrstă oligocenă a sa. În alte părţi (Lunca—Nuc, Colţi—Ploştina), conţine gresii şi conglomerate mărunte cu Nummuliţi şi Orbitoide, deci argumente pentru vîrsta eocenă. Din cauza acestor observaţiuni contradictorii şi neconcludente, FILIPESCU atribuie în mod provizoriu complexului Stratelor cu hieroglife o « vîrstă intermediară Eocen superior — Oligocen inferior ».

4. Concluziile referitoare la masivele de sare şi tectonică sînt cele publicate în 1935. Ideia că Pintenul de Homorîciu şi cel de Văleni aparţin aceleiaşi unităţi tectonice, este întărită de faptul că în V. Buzăului şi Bîsca Mare lipsesc raporturi anormale între cei 2 pinteni, cel de Văleni ocupînd « normal o poziţie superioară ».

Comparînd această regiune cu V. Zăbalei, unde apare şi a treia pînză, mai externă — Pînza marginală — FILIPESCU conchide că « Pintenul de Homorîciu şi Pintenul de Văleni reprezintă Pînza mediană a Flişului ».

Într-o serie de lucrări publicate între 1933 şi 1944, M. G. FILIPESCU pune remanierea materialului exotic în Senon—Paleogenul Zonei marginale, ca şi prezenţa acestui material în învelişul unor masive de sare, pe seama unei cordiliere situată la periferia Carpaţilor — Cordiliera pericarpatică —.

Apariţia acestei cordiliere este legată de fazele de orogeneză post-cenomaniană şi în legătură cu ea, acest autor explică apariţia mineralizărilor dela



Institutul Geologic al României

exteriorul Carpaților și chiar tufurile vulcanice din Senon-Levantin, produse ale unui vulcanism extracarpatic.

În studiul său asupra chihlimbarului din Romînia, O. PROTESCU publică în 1937 (145) o serie de date privind geologia regiunii cuprinsă între Văile Buzău și Slănic.

După PROTESCU, regiunea cercetată dintre Buzău și Slănic, aparține Zonei marginale a Flișului și cuprinde următoarele formațiuni:

Senonianul — marne cenușiu-albăstrui sau roșietice cu intercalații de gresii micacee cu Foraminifere (*Globigerina, Rosalina linnéi* D'ORB.) — afleurează în V. Hîrboca, în contact anormal cu seria marno-grezoasă a Eocenului.

Eocenul apare sub formă de benzi și anume:

În interiorul Zonei marginale, un Eocen desvoltat în regiunea Mușa Mare, constituit din marne cenușii satinate, șisturi marnoase cenușii-albicioase și intercalații de gresii micacee cu hieroglife.

În partea mediană a Zonei marginale, 2 benzi (cea mai externă între Păltineni și Poiana Țigăncei), al căror Eocen este constituit din gresii conglomeratice cu mici elemente de roce verzi și cu Nummuliți, gresii fine micacee cu hieroglife și Fucoide și intercalații de argile, marne șistoase și gresii micacee cu *Nodosaria.*

În partea externă a Zonei marginale (Muntele Măceșu, Ivănețul), Eocenul este alcătuit din marne șistoase negricioase-verzui, gresii micacee cu hieroglife, gresii conglomeratice cu elemente verzi cu Nummuliți și Orthophragmine și gresii curbicorticale cu vine de calcit.

Din cauza bogăției de resturi organice a Eocenului din cuprinsul regiunii cercetate, PROTESCU ajunge la concluzia că o «clasificare a Zonei marginale în facies intern, median și marginal, după frecvența sau absența fosilelor, n-ar putea fi susținută».

Oligocenul cuprinde trei subdiviziuni:

Oligocen inferior (Lattorfian): marne nisipoase în alternanță cu marne foioase cenușiu-negre, cu ripple-marks și hieroglife. Deschideri la gura Pîrîului Vinețișu, în contact anormal cu gipsurile helvețiene în prelungirea estică a Cuvetei de Drajna.

Oligocen mijlociu (Ruppelian): șisturi menilitice, șisturi disodilice cu solzi de Pești, marne cenușiu-închise cu dungi fine nisipoase, argile șistoase cenușiu-negricioase și gresii nisipoase galben-brune, uneori albicioase (Facies de Kliwa), în bancuri subțiri. În regiunea Pătîrlage—Sibiciu, complexul menilitic este reprezentat prin diatomite, care «reprezintă formațiuni litorale cu caracter lagunar».

Oligocen superior (Chattian): Gresii de Kliwa și argile șistoase. În regiunea Lopătari, Gresia de Kliwa trece gradat, prin intermediul unui pachet de disodile, la seria aquitaniană.

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere tectonic, OTTO PROTESCU consideră zona Flişului marginal cercetată, ca fiind formată «dintr-o serie de solzi eşalonaţi dela interior spre exterior şi încălecîndu-se în aceeaşi direcţie». Marginea externă a Flişului ar fi constituită dintr-o serie de mici pinteni, orientaţi nord-est—sud-vest, între care sînt citaţi pintenul dela Malul Alb, şi pintenul dela Valea Lupului.

Tot în 1937, cu ocazia prezentării în manuscris a hărţii geologice a regiunii Vrancea (Jud. Putna), MATEESCU publică şi un text asupra regiunii respective (88) din care, în esenţă, extragem următoarele:

Flişul din Munţii Vrancea aparţine la 2 unităţi tectonice şi anume:

1. Unitatea zonei Gresiei de Tarcău, constituită din: Şisturi negre barremiene analoage cu cele dela Covasna la bază şi Gresie de Tarcău (Fusaru) la partea superioară. Blocurile cu *Ervilia podolica* rulate în P. Lepşa, ar reprezenta lambouri transgresive de Sarmaţian.

2. Unitatea Zonei marginale, alcătuită din:

Şisturi negre = Strate de Tisaru, barremiene (marne silicioase negre, silexuri verzi, albastre, cenuşii, conglomerate cu elemente verzi); lame sinclinale de Senonian (argile silicioase şi silexuri roşii, calcare silicioase cu conglomerate verzi, marne cu Fucoide, gresii);

Eocen (argile grezoase roşii-verzi = Stratele bariolate, marne albastre, gresii, conglomerate verzi cu Nummuliţi, gresii de tip Tarcău subţiri şi gresii curbicorticale);

Oligocen (marne, gresii silicioase negre şi conglomerate = Strate de Bisericani; şisturi disodilice, menilite, conglomerate verzi şi Gresii de Kliwa):

Mediteraneanul (cu masive de sare, conglomerate burdigaliene, argile grezoase roşii, marne şi argile cu gips, etc.), apare sub formă de sinclinale şi nu de ferestre tectonice.

Tectoniceşte, zona Gresiei de Tarcău încalecă peste Zona marginală — ceea ce explică conturul său în regiunea Munţilor Macradeu şi Giurgiu — iar Zona marginală, este încălecată la rîndul ei peste Mediteraneanul zonei pericarpatice (dovadă klippele de şariaj dela Coza, Măgura Spineşti).

Într-o lucrare publicată un an mai tîrziu, în 1938 (89), MATEESCU se ocupă din nou de complexul Şisturilor negre din V. Putnei. Acest complex este descris ca fiind alcătuit din marne silicioase negre, uneori foioase şi bituminoase, silexuri verzui-negricioase sau liliachii şi intercalaţii de gresii conglomeratice verzi. Tot complexul formează o zonă anticlinală, cu conglomeratele din Piatra Streiului în ax. Pe flancul de E, între Piatra Streiului şi Piatra Ciutei, Şisturile negre au o grosime de cca 800 m. Flancul vestic pînă la gura Pîrîului Brusturoasa, este recutat şi în sinclinalele sale secundare este păstrat Senonianul: argile silicioase şi silexuri roşii vărgate cu verde, calcare cu conglomerate breciforme verzi şi marne cenuşii cu Fucoide.

Zona anticlinală de Şisturi negre este acoperită pe flancuri de Eocen roşu.

Institutul Geologic al României

În ceea ce priveşte vîrsta Şisturilor negre, MATEESCU nu se declară de acord cu G. MACOVEI (Stratele de Tisaru de vîrstă senoniană în V. Oituzului), M. FILIPESCU (Stratele de Tisaru = Senonian-Eocen) şi D. PREDA (Stratele de Tisaru = Stratele de Audia—Şipote = facies marginal al marnelor roşii senoniene) şi menţine părerea exprimată în 1929 (87), anume că Şisturile negre sînt de vîrstă barremiană, aşa cum le considerase mai înainte SAVA ATHANASIU (16). Ca o consecinţă a acestui punct de vedere, el admite că remanierea Şisturilor verzi de tip dobrogean, a început în Barremian.

În anii 1938—1939, N. ONCESCU ocupîndu-se de regiunea dintre Buzău şi Slănic şi anume într-o publicaţie tratînd despre masivul de sare dela Budeşti (113), atrage atenţiunea mai întîi asupra unei ferestre tectonice în cuprinsul «zonei marginale» a Flişului, fereastră în care apare diapir masivul respectiv şi apoi asupra încălecării de 4—5 km a Flişului peste Salifer.

În anii următori, 1939—1940, N. ONCESCU prezintă rezultatul cercetărilor întreprinse în zona paleogenă dintre Bîsca Chiojdului şi Bîsca Mică (114).

Eocenul cartat de ONCESCU prezintă două faciesuri:

Faciesul Gresiei de Tarcău = orizonturi de Gresii de Tarcău de 200—300 m grosime, separate prin intercalaţiuni de marne grezoase moi, şi

Faciesul grezos-marnos verde = alternanţă de gresii micacee cu hieroglife şi de marne moi de culoare verde închis.

În Eocenul marno-grezos verde se găseşte rar cîte o intercalaţie de Gresie de Tarcău (Gura Varlamului), sau de conglomerate verzi cu Nummuliţi (Terca, Ivăneţ). Vîrsta eocenă a complexului verde este considerată ca atare nu atît pe baza Nummuliţilor găsiţi, cît mai ales pe baza poziţiei sale constantă sub orizontul menilitelor şi disodilelor inferioare, adică în aceeaşi poziţie cu Gresia de Tarcău.

Între cele două faciesuri, ONCESCU constată o «trecere gradată, fără nici o linie tectonică de oarecare importanţă» între ele.

Oligocenul începe cu un orizont de menilite şi disodile în baza căruia se găseşte un pachet de 20 m de gresie tip Kliwa, analoagă Gresiei de Lucăceşti. Deasupra orizontului de menilite şi disodile, urmează orizontul Gresiei de Kliwa suportînd în V. Varlamului, un banc gros de menilite[1]).

În Oligocenul flancului vestic al Anticlinalului Bîsca Rosiliei, se intercalează un orizont de cca 100 m, format din gresii silicioase, gălbui, cu structură curbicorticală «al căror bob este asemănător aceluia din Gresia de Kliwa obişnuită».

Masivul de sare dela Plaiul Milii şi izvoarele sărate dela gura Pîrîului Secuiului, sînt considerate de către ONCESCU, ca ţinînd de Miocenul Cuvetei de Drajna, sub formă de «lambouri prinse între Eocen şi Oligocen».

---

[1]) Prezenţa «nivelelor compacte de menilite» la partea superioară a Oligocenului, este prima dată menţionată în literatura geologică românească publicată de către N. ONCESCU.

Institutul Geologic al României

Contactul dintre Miocen şi zona Flişului paleogen este considerat ca o linie de dislocaţie cu caracter ezitant, Flişul fiind « cînd încălecat, cînd numai vertical ». Numai în V. Slănicului linia de dislocaţie devine o linie de încălecare.

Ţinînd seamă de tranziţia gradată între cele două faciesuri ale Eocenului, ONCESCU conchide că toată zona de Fliş paleogen cartată aparţine « aceleiaşi unităţi tectonice a Gresiei de Tarcău (Pînza mediană) ».

În interiorul acestei unităţi, o deosebită importanţă ar avea linia care uneşte V. Lupului cu Plaiul Mortatului şi care cel puţin între V. Lupului şi şeaua Vf. Oei — Sboiul, ar avea caracter de încălecare. Pe această linie apare o bandă de Eocen superior între Trestioara şi Colţi şi tot dela această linie se pare că este măsurată şi încălecarea de 4—5 km, menţionată de ONCESCU în lucrarea din 1938—1939 (113).

O nouă prezentare a condiţiilor stratigrafice şi tectonice din bazinul superior al Văii Zăbala, o datorăm prof. G. MURGEANU, din 1940 (104).

În această regiune Zona marginală este dezvoltată la N de V. Năruja, iar Pînza Gresiei de Tarcău, la S de Năruja.

Pînza Gresiei de Tarcău este constituită din Senonian, Eocen şi Oligocen.

1. Senonianul apare în V. Zăbala la S de Vf. Pietrosu şi în lungul unei « cordiliere » la SE de Vf. Piatra Secuiului. Lithologic, cuprinde elementele cunoscute din restul Carpaţilor orientali. Prezenţa gresiilor glauconitice şi frecvenţa mare a conglomeratelor verzi, sînt considerate ca excepţii locale pentru Senonian.

2. Eocenul prezintă două faciesuri:

*a)* Faciesul Gresiei de Tarcău la NW de cordiliera senoniană, cu tranziţii gradate spre Senonian (gresii în pachete, cu urme de viermi şi *Palaeodyction*, cuarţite verzi, marno-calcare vinete şi Calcare de Pasieczna) şi cu intercalaţii de marne vişinii la partea superioară.

*b)* Faciesul marno-gresos, la SE de cordiliera senoniană = formaţie marnoasă, cu intercalaţii sporadice şi subţiri de Gresie de Tarcău, gresii cu hieroglife şi intercalaţii de silexuri verzi glauconitice.

3. Oligocenul are desvoltarea cunoscută cu şisturi disodilice şi Gresie de Kliwa. La N de cordiliera senoniană, se menţionează prezenţa unor gresii curbicorticale deasupra orizontului Gresiei de Kliwa.

Pentru Zona marginală, prof. G. MURGEANU se referă la comunicarea din 1932.

Masivele de sare întîlnite în regiune nu sînt însoţite nicăieri de o brecie tectonică; elementele verzi observate, provin din desagregarea conglomeratelor limitrofe sării. Această observaţie îl determină pe prof. G. MURGEANU să admită că cel puţin în regiunea prezentată, sarea nu este diapiră.

In V. Năruja, Oligocenul Zonei marginale înclină normal sub orizontul roşu al Saliferului, de unde concluzia că Zona marginală nu are caracter

Institutul Geologic al României

de pînză; în alte părţi, însă, se poate vorbi de o uşoară încălecare a acestei zone peste Mediteranean (petecele de acoperire din Măgura Spineştilor).

Pînza Gresiei de Tarcău încalecă peste orizontul roşu şi în parte peste cel cenuşiu al Saliferului, de-a lungul liniei amintită mai sus.

Cu ocazia unei comunicări făcută la Institutul Geologic, în 1941 (şedinţa din 29 aprilie) privind geologia regiunii Caşin—Soveja—Cîmpurile, I. DUMITRESCU stabileşte următoarea succesiune stratigrafică pentru Zona marginală cercetată (41), folosind pentru aceasta şi date din observaţiile făcute de el în V. Putnei.

Senonianul: marne de ciment.

Eocenul: marne cenuşii-albicioase, diaclazate; marne şistoase negricioase cu intercalaţii de conglomerate verzi şi gresii azurii; gresii verzi cu diaclaze de calcit; marne foioase; marne albe cu Fucoide şi intercalaţii de gresii cu cimentul înlocuit prin silice criptocristalină; marne verzi şi roşii.

Oligocenul: marne albe bituminoase + menilite, şisturi disodilice, Gresii de Kliwa; conglomerate verzi la partea superioară a disodilelor; menilite la partea superioară a Oligocenului din V. Bucieşului; Lumachelle cu elemente verzi în P. Haloş, concordant cu menilitele.

Zona marginală dela N de V. Putnei, cuprinzînd formaţiunile menţionate mai sus, este încălecată de Pînza Gresiei de Tarcău, în care I. DUMITRESCU separă un Senonian cu marne cu Fucoide şi gresii calcaroase, uneori conglomeratice, cu elemente verzi (D. Slatinei) şi un Eocen, alcătuit din Gresii de Tarcău, la bază, şi un pachet de cca 100 m de marne roşii şi vinete-verzui, la partea superioară.

Într-o comunicare pe care am făcut-o la Institutul Geologic, în Martie 1944, am expus concluziile la care ajunsesem în urma cercetărilor din anii 1938—1943, cu privire la faciesurile Oligocenului dintre V. Slănicului şi V. Buzăului (59).

În rezumat aceste concluzii erau următoarele:

Oligocenul din bazinul Văii Buzăului prezintă o serie de variaţiuni de facies, care se pot urmări atît perpendicular pe structuri cît şi în lungul lor. Din 7 coloane stratigrafice prezentate, alesesem două ca tip de dezvoltare şi anume: una, reprezentînd un Oligocen din Gîrla Fişicilor şi a doua, un Oligocen mai intern din V. Vineţişu.

În Gîrla Fişicilor Oligocenul cuprinde următoarele orizonturi:

1. Orizontul menilitelor inferioare (inclusiv marne albe bituminoase);
2. Un orizont de disodile;
3. Orizontul inferior de Gresie de Kliwa;
4. Orizontul de marne, gresii-calcare şi tufuri (Stratele de Podu Morii);
5. Orizontul superior de Gresie de Kliwa;
6. Menilite superioare;
7. Un orizont de disodile + Gresie de Kliwa.

Institutul Geologic al României

In P. Vineţişu, Oligocenul cuprinde: 1. orizontul menilitelor inferioare (+ marne albe bituminoase); 2. un orizont de disodile + Stratele de Pucioasa; 3. un orizont de Gresie de Kliwa; 4. un orizont de disodile + Strate de Pucioasa + gresii de tip Tarcău; 5. orizontul Stratelor de Vineţişu; 6. un orizont de Strate de Pucioasa.

Variaţiunile în sens transversal se referă în primul rînd la grosimea Oligocenului.

Grosimea maximă a Oligocenului este în Secţiunea Colţi—Călugăriţele—V. Buzăului. Dela această secţiune spre N (interior) şi S (exterior), grosimea Oligocenului scade treptat.

Din P. Leordeanului spre S (extern), Oligocenul este dezvoltat în facies de Kliwa. Dela P. Leordeanului spre N, sîntem confruntaţi cu o întrepătrundere a faciesului Gresiei de Kliwa cu un facies grezos micaceu, de tipul Gresiei de Tarcău. Această gresie micacee de tip Tarcău, se dezvoltă masiv spre interior, în timp ce Gresia de Kliwa scade treptat în grosime, pînă la dispariţia aproape totală.

Orizontul şisturilor disodilice capătă spre interior caractere de Strate de Pucioasa, iar cel al Stratelor de Podu Morii, este înlocuit treptat spre interior, mai întîi cu un amestec de disodile, Strate de Pucioasa şi gresii micacee, apoi numai cu Gresia de tip Tarcău.

Echivalentul orizontului superior de Gresie de Kliwa din profilele externe este orizontul Stratelor de Vineţişu în profilele interne.

În lungul structurilor, variaţiunile de facies semnalate în profilele mai externe, se referiau la următoarele orizonturi urmărite dela NE spre SW:

Marnele albe bituminoase devin mai subţiri şi mai moi;

Orizontul şisturilor disodilice capătă treptat caractere de Strate de Pucioasa;

Orizontul menilitelor superioare comportă din ce în ce mai multe diatomite spre W.

Pentru raţiuni de ordin practic, Gresia de Lucăceşti a fost considerată Eocen, iar limita Eocen-Oligocen a fost pusă la baza Orizontului de menilite inferioare.

In profilele externe a fost semnalat între Gresia de Lucăceşti şi menilitele inferioare, un pachet flişoid cu microfaună oligocenă.

Gresia de Lucăceşti dispare şi ea la W de Buzău, fiind înlocuită probabil prin marne şi gresii cu hieroglife.

Limita Oligocen-Aquitanian a fost pusă la primele gipsuri.

Orizontarea Oligocenului aşa cum a fost prezentată, a fost stabilită astfel de Gr. Popescu în V. Teleajenului şi de mine în V. Buzăului. În urma unei excursii comune în vara anului 1943, ea a fost adoptată apoi de C. Stoica şi O. Bolgiu.

C. Stoica separă în Paleogenul din V. Sibiciului (156), un Eocen superior cu «strate cu hieroglife» şi un Oligocen în facies de Kliwa, în care separă toate

Institutul Geologic al României

orizonturile citate de noi mai sus. Pachetele de marne, gresii curbicorticale și calcare galbene de tip Pucioasa, menționate de noi între Gresia de Lucăcești și Orizontul de menilite inferioare, precum și în compunerea orizontului de disodile, sînt denumite de STOICA « Strate de Lingurești » (orizontul I, respectiv orizontul II: Strate de Lingurești).

C. STOICA aduce în lucrarea sa o interesantă contribuție de ordin paleontologic. Studiind microfauna formațiunilor întîlnite, el remarcă predominanța formelor aglutinante în Eocen și a celor calcaroase în Oligocen.

Pe baza conținutului microfaunistic, C. STOICA separă în complexul « Stratelor cu hieroglife », un orizont inferior cu forme aproape exclusiv aglutinante și un orizont superior, în care sînt frecvente și forme calcaroase și apar în plus Orbitoide și Nummuliți. Orizontul superior al Stratelor cu hieroglife este paralelizat cu Eocenul în faciesul de Șotrile.

Pe aceleași baze paleontologice, Oligocenul este împărțit în două orizonturi: *a)* Oligocen inferior (Gresia de Lucăcești, Strate de Lingurești I, șisturi menilitice inferioare, marne bituminoase, șisturi disodilice, Strate de Lingurești II), caracterizat printr-o faună de Pești și rare Foraminifere și *b)* Oligocen mediu-superior (Gresie de Kliwa inferioară, Strate de Pucioasa, Strate de Podu Morii și Gresie de Kliwa superioară), cu o microfaună mai bogată.

În partea finală a lucrării, C. STOICA încearcă o paralelizare între Paleogenul din V. Sibiciului și cel din Polonia.

O. BOLGIU, prezentînd geologia regiunii Lopătari (27), descrie un Eocen în general marnos, cu hieroglife și foarte subțiri intercalații de Gresie de Tarcău către interiorul Flișului și un Oligocen în care, în urma excursiei din V. Buzăului, poate separa aceleași orizonturi descrise de noi mai sus.

Din punct de vedere tectonic, O. BOLGIU separă Pînza Gresiei de Tarcău și o unitate marginală, reprezentată prin Anticlinalul Lopătari și cel din P. Pușcăriei. Menilitele superioare din Oligocenul unității marginale, suportă un pachet de disodile cu intercalații de gresii, peste care stă discordant un complex cu zăcăminte de sare. Acest complex nu se urmărește de jur împrejurul Anticlinalului Lopătari, din cauză că în unele locuri, peste Oligocen, urmează transgresiv depozite nisipoase sau conglomeratice miocene. Lipsa totală a gipsurilor din regiunea de apariție a sării, îl face pe O. BOLGIU să creadă că sarea nu s-ar fi depus în lagune corespunzătoare unei regresiuni, ci « în gropi de pe continent în faza incipientă a unei transgresiuni ».

Consecvent promisiunii făcute cu ocazia comunicării mele din Martie 1944, prof. G. MURGEANU, în colaborare cu N. ONCESCU, prezintă în Iunie 1947, rezultatele cercetărilor din V. Buzăului (106). Bazați pe determinarea poziției stratelor cu ajutorul hieroglifelor, prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU stabilesc, în V. Buzăului, 2 serii stratigrafice isoclinale și anume:

O serie la N de Nehoiu, constituită din Eocen în faciesul Gresiei de Tarcău cu o grosime de cca 8000 m, peste care urmează spre SW Oligocenul și Helve-

Institutul Geologic al României

ţianul cu gips din Depresiunea Drajnei. Această serie constituie Pintenul de Homorîciu.

O serie la S de Nehoiu, care începe cu Eocen de Tarcău şi se continuă cu un Oligocen de cca 5500 m. Această serie constituie Pintenul de Văleni.

Complexele raportate de noi ca Oligocen la N de Nehoiu, sînt considerate de prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU ca Eocen în facies de Tarcău, iar zonele de Eocen marno-grezos (complexul verde al lui N. ONCESCU (114), dintre Păltineni şi Sibiciu, sînt considerate ca intercalaţii normale într-o serie isoclinală oligocenă.

Bazaţi pe faptul că cele 2 serii isoclinale înclină spre S şi că seria nordică (Pintenul de Homorîciu) se scufundă împreună cu mantaua sa de Helveţian din Depresiunea Drajna sub Eocenul seriei sudice (Pintenul de Văleni), prof. G. MURGEANU şi ONCESCU susţin că seria sudică este tectonic detaşată din cea nordică şi formează o unitate separată, denumită «Pînza de Buzău». Cuveta de Drajna ar reprezenta astfel flancul nordic al unei depresiuni, în care stau depozitele Pînzei de Buzău.

Punctele de vedere de mai sus privind stratigrafia şi tectonica din lungul Văii Buzăului, sînt prezentate de autorii respectivi cu caracter provizoriu, ei înşişi recunoscînd că la o soluţie definitivă a problemelor, nu se poate ajunge decît după cunoaşterea geologiei întregei regiuni dintre Văile Zăbala şi Teleajen.

Cercetînd în continuare raporturile dintre cele două unităţi în Văile Bîsca Mare şi Bîsca Mică şi făcînd o serie de observaţiuni în lungul Văii Sibiciului, prof. G. MURGEANU şi ONCESCU (107) comunică următoarele în şedinţa din 28 Ian. 1949:

1. Se deosebesc în adevăr 2 unităţi tectonice în V. Buzăului: o unitate nordică (Autohton sau Parautohton), la N de Depresiunea Drajna şi o unitate şariată (Pînza de Buzău), la S de această depresiune.

2. Autohtonul cuprinde Senonian, Eocen şi Oligocen.

*a)* Senonianul, deschis în V. Siriului, este alcătuit din marne roşii şi verzi, cu arcoze şi marne negre. Între ele se intercalează strate subţiri de tufuri şi tufite verzi sau albe.

*b)* Eocenul urmează în continuitate de sedimentare peste Senonian. În baza lui se găsesc şisturi argiloase cu eflorescenţe de sulfaţi asemănătoare cu şisturile disodilice, iar acestea suportă normal Gresia de Tarcău, în pachete mai groase sau mai subţiri, cu intercalaţii de şisturi argiloase disodilice, menilite şi chiar diatomite.

În V. Buzăului Gresia de Tarcău devine masivă, avînd 3—4 intercalaţii de argile şistoase vinete, argile şi marne roşii. În două locuri se văd şi înclinări contrarii (vestice).

La partea superioară a Gresiei de Tarcău, în cătunul Jeţu, se găsesc argile şistoase verzi şi roşii, cu gresii cu hieroglife, echivalentul Stratelor de Plopu.

Institutul Geologic al României

*c)* Oligocenul începe cu argile vinete în plăci, cu ceva menilite. Urmează disodile, apoi 2 orizonturi de Gresie de Kliwa, separate tot prin disodile. Deasupra orizonturilor de Gresie de Kliwa se intercalează o gresie asemănătoare Gresiei de Tarcău, cu Nummuliți («Gresia de Podu Negru»), apoi urmează din nou disodile, care trec gradat la marne vinete în plăci cu intercalații de gresii curbicorticale (Strate de Vinețișu—GRIGORAȘ) și de Gresii de Kliwa, la confluența Bîsca—Buzăul. În V. Nehoiașului, Stratele de Vinețișu admit și intercalații de disodile și menilite tipice. Stratele de Vinețișu trec, în sus, la Miocen cu gipsuri, șisturi foioase și pietrișuri cuarțitice.

3. Pînza de Buzău cuprinde Eocen și Oligocen.

*a)* Eocenul este alcătuit în P. Oei dintr-un pachet de Gresii de Tarcău în alternanță cu pachete de șisturi vinete, cu gresii cu hieroglife (în total cca 300 m), peste care urmează cca 200 m de argile și marne șistoase, cu intercalații de gresii cu hieroglife. Spre N, Gresia de Tarcău devine din ce în ce mai masivă, așa că în Bîsca Mare nu mai prezintă intercalații șistoase.

*b)* Oligocenul începe cu un banc de 10 m de Gresie de Kliwa, care ar putea fi Gresia de Lucăcești. Deasupra urmează șisturi disodilice cu puține menilite, apoi bancuri masive de Gresie de Kliwa. Gresiile de Kliwa se repetă de trei ori (S Nehoiu, Păltineni și Mlăjet), fiind separate prin intercalații normale de marne argiloase, verzui.

Către marginea externă a Pînzei de Buzău, apare un Oligocen cu o desvoltare caracteristică, Oligocen, care ar putea aparține unei «subunități marginale» și ar reprezenta un facies de tranziție. Gresia de Kliwa obișnuită, este înlocuită aici printr-o gresie moale, friabilă — adevărate nisipuri — Gresia de Buștenari.

Succesiunea diferitelor orizonturi în acest Oligocen este următoarea: la bază, Gresia de Lucăcești, apoi menilite și Gresia de Buștenari. În V. Sibiciului, această gresie are o grosime considerabilă și comportă intercalațiuni de marne și gresii curbicorticale care ajung la V. Boului pînă la 200 m și separă Gresia de Buștenari în două nivele. Peste Gresia de Buștenari urmează menilite superioare, apoi din nou cîteva bancuri de Gresie de Buștenari care se asociază cu diatomite (Malul Alb).

Miocenul dela margine, acoperă periclinal Paleogenul din Malul Alb și V. Lupului și, în general, ia contact cu Flișul «de-a lungul unei linii de încălecare cu caracter ezitant».

Marginea internă a Pînzei de Buzău se urmărește pe linia de contact dintre Miocenul Depresiunii Drajna și Eocenul de Tarcău dela E. De-a-lungul acestei linii se laminează spre N termenii superiori ai Autohtonului (gipsurile și Stratele de Vinețișu), iar spre S, Eocenul din baza unității șariate (în Bîsca Chiojdului nu mai apare Gresia de Tarcău).

Depresiunea Drajna se găsește pretutindeni sub pînză, constituind Autohtonul acesteia.

Institutul Geologic al României

Fruntea pînzei, vizibilă la Lopătari, în V. Buzăului este mascată de Mediteraneanul transgresiv. Această frunte nu ar fi o cută culcată, ci o frunte abruptă, pe care numai cercetările geofizice ar putea-o detecta.

În opoziție cu vederile exprimate de prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU, în aceeaşi şedință (28.I.1949), am comunicat asupra rezultatelor cercetărilor mele în zona Flişului paleogen dintre Rîurile Zăbala şi Buzău (60).

În rezumat, punctele mele de vedere erau următoarele:

Între Zăbala şi Buzău sîntem confruntați cu o singură unitate tectonică în pînză, avînd o poziție superioară față de unitatea inferioară din Basinul Putnei, unitate care este încălecată de-a lungul liniei P. Căbălaşu—Vf. Pietrosul.

În constituția acestei unități superioare, intră Senonianul, Eocenul, Oligocenul şi Miocenul.

Senonianul este dezvoltat în faciesul Stratelor cu Inocerami.

Eocenul prezintă un facies intern — faciesul Gresiei de Tarcău — şi un facies extern — Eocenul de Colți —. Între aceste două faciesuri extreme, se întîlnesc faciesuri de tranziție (intermediare).

Gresia de Tarcău, masivă în partea de W (internă) a regiunii, îşi pierde din importanță, apărînd sub formă de pachete, apoi de bancuri din ce în ce mai subțiri, spre E (externă). În locul Gresiei de Tarcău apar intercalații de calcare şi gresii calcaroase conglomeratice cu elemente verzi şi Nummuliți. Eocenul în facies de calcare şi brecii cu elemente verzi, constituie marginea unității în pînză la Vintileasca. La S de Lopătari, Eocenul este dezvoltat numai sub formă de marne şi argile verzi şi cenuşii-închise cu intercalații de gresii cu hieroglife, constituind tipul denumit «Eocen de Colți».

În privința Oligocenului m-am referit la comunicarea mea anterioară (59), arătînd că la N de Nehoiu, în afară de banda de Oligocen de la Vinețişu, există încă 2 benzi de Oligocen, în care Gresia de Kliwa este înlocuită printr-o gresie de tip Tarcău, Gresia de Fusaru (Broasca şi Gura Siriului).

Aparițiile cele mai externe de Gresie de Fusaru, se constată în Oligocenul dela Vinețişu. De aici spre SE, Oligocenul este dezvoltat în faciesul Gresiei de Kliwa, comportînd orizonturile lithologice cunoscute din comunicarea citată (59) şi reproduse mai sus în această lucrare.

Aquitanianul, descris în Cuveta de Drajna, la Lopătari, Muscelul Cărămănesculuı şi V. Muscelului, urmează în continuitate de sedimentare peste Oligocen şi nu în contact tectonic.

În sprijinul interpretării în pînză a zonei de Paleogen cartată, au folosit următoarele criterii:

1. Poziția geometrică a celor 2 unități în V. Zăbalei: unitatea din bazinul Putnei este încălecată de unitatea din bazinul Zăbalei;

2. Diferența de facies privind Paleogenul celor 2 unități, şi

3. Manifestațiunile saline din interiorul zonei de Fliş dela S de Zăbala, considerîndu-le ca ținînd de un Miocen de sub unitatea în pînză.

Institutul Geologic al României

Marginea pînzei coincide cu marginea actuală a Flișului între Nereju și Selăriile. Spre S, ea a fost considerată ca trecînd prin mijlocul zonei miocene, pe la W de Sarea dela Bîsceni, apoi de-a lungul unei linii care trece prin Scoruşeşti — P. Murătoarea Trestiei.

În interiorul pînzei am separat la S de Lopătari o digitație « Digitația Lacul Mocearu ». Această digitație încalecă peste Oligocenul din Anticlinalele Lopătari și Puşcăriei, care țin totuși de unitatea superioară și nu de Zona marginală, cum au fost prezentate de O. Bolgiu și cum sînt figurate pe harta geologică a Țării, ediția 1937. Restul pînzei, pînă la Gura Siriului unde a fost cartată, este constituită dintr-o serie de solzi de Eocen + Oligocen, încălecați dela exterior către interior. Apariția Aquitanianului în Cuveta Drajna, n-ar avea altă semnificație decît o denivelare mai importantă decît denivelările dintre ceilalți solzi. Pînza are deci un caracter unitar, în care tranzițiile de facies se urmăresc gradat dela interior către exterior, iar stilul general tectonic de forfecare în solzi este acelaşi, monoton de uniform.

În şedința următoare a Institutului Geologic (Februarie, 1949), Gr. Popescu a prezentat rezultatele cercetărilor sale, executate în anii 1942 și 1943, între Teleajen și Buzău (127). Datele prezentate de el la W de Buzău, se leagă perfect cu cele prezentate de mine, la E de Buzău.

Singura nepotrivire între punctele noastre de vedere, se referă la paralelizarea dintre Stratele de Podu Morii și Stratele de Vinețișu, pe care Gr. Popescu, spre deosebire de mine, le consideră sincrone. Această problemă va fi discutată mai pe larg la capitolul asupra stratigrafiei.

Plecînd dela un orizont-reper — menilitele inferioare — Gr. Popescu citează o serie de profile foarte bine deschise din regiunea dela W de Buzău și consideră toate depozitele sedimentate în serie normală deasupra acestui orizont-reper pînă la nivelul gipsurilor inferioare, ca oligocene, iar pe cele de sub orizontul-reper, ca eocene.

În felul acesta, el ajunge la concluzia evidentă că toate intercalațiile de gresie micacee de deasupra menilitelor inferioare sînt oligocene și reprezintă Gresia de Fusaru și numai gresiile micacee de sub menilitele inferioare (mai precis sub Stratele de Plopu, pe care le întîlneşte constant în regiune), reprezintă Gresia de Tarcău.

Eocenul în serie normală, avînd o grosime de 8000 m, considerat ca atare de prof. G. Murgeanu și N. Oncescu, reprezintă în bună parte deci și Oligocenul.

Mai mult, Gr. Popescu cartează la W de Buzău un anticlinal (Cătiașul), în care baza Oligocenului cu menilite, admisă și de prof. G. Murgeanu și Oncescu în Vinețișu, se scufundă periclinal spre SW, suportînd deasupra în perfectă concordanță Oligocenul de Vinețișu cu 4 pachete de Gresie de Fusaru intercalate normal și rezemîndu-se tot normal, peste Eocen cu Strate de Plopu și cu gresie masivă de Tarcău. Aceeași figură o face anticlinalul imediat

Institutul Geologic al României

dela N (Smeuret), al cărui flanc de Oligocen cu gresie masivă de Fusaru, se continuă în V. Buzăului, la Broasca.

Insfîrşit, o ultimă lucrare privind regiunea care formează obiectul tezei mele şi anume privind bazinul Văii Putna, a fost comunicată de I. DUMITRESCU, în Decembrie, 1948 (42). El separă în Flişul paleogen de aici 2 mari unităţi tectonice: Pînza Gresiei de Tarcău şi Zona marginală. Zona marginală este şi ea divizată în:

*a)* Subzona marginală internă, constituită din Eocen (marne, Calcare de Pasieczna, accidente silicioase şi conglomerate verzi cu Nummuliţi = Faciesul de Greşu) şi Oligocen (Gresie de Lucăceşti, şisturi albe bituminoase cu Lumachelle-uri caracteristice, Gresie de Kliwa şi 2 orizonturi de menilite superioare);

*b)* Subzona marginală externă cu Senonian (Strate de Streiu şi Strate de Tisaru), Eocen (Strate de Caşin, Strate de Bucieş şi un orizont de marne şi gresii cu hieroglife, care poate fi echivalentul Stratelor de Plopu sau Stratelor de Bisericani) şi Oligocen (şisturi albe bituminoase, menilite inferioare, marne bituminoase, disodile inferioare, Gresii de Kliwa, disodile superioare şi menilite superioare).

Rezumînd cunoştinţele actuale asupra geologiei Carpaţilor orientali dintre V. Putnei şi V. Buzăului, în comunicarea mea din 15 Februarie 1949 (61), am prezentat şi problema Şisturilor negre din V. Putnei în lumina observaţiunilor făcute de mine în 1939, 1943 şi 1945 şi în lumina ultimelor date din literatura geologică romînă şi poloneză. Este vorba de pachetul de strate denumit de I. DUMITRESCU « Strate de Streiu » şi de mine « complexul Şisturilor negre » şi care, pentru motive ce vor fi discutate pe larg la capitolul Stratigrafie, au fost considerate ca fiind de vîrstă senoniană. Tot cu această ocazie am prezentat punctele mele de vedere asupra faciesurilor Paleogenului din bazinul V. Putna.

Înainte de a încheia capitolul istoric, socotesc necesar să subliniez aici progresul care a fost realizat în decursul celor cîteva decade în timpul cărora cunoştinţele asupra geologiei Carpaţilor romîneşti au evoluat într-un ritm accelerat, aşa că generaţia noastră a găsit multe din problemele fundamentale deja rezolvate.

Dela primele începuturi cînd tot Paleogenul aparţinea sistemului « Eocenicu » şi cînd vorbind despre Paleogenul dela Tg.-Ocna, se afirma că « ar trebui o forţă de imaginaţiune prea mare spre a admite o răsturnare care ar fi introdus terîmul salifer subt depozitele menilitice (pretinsele depozite cretacice) pînă la o distanţă de mai bine de douăzeci de km », cunoştinţele noastre actuale înseamnă un progres considerabil. Meritul este al predecesorilor generaţiei noastre, unii deja dispăruţi, alţii încă în plină activitate.

Generaţia care a jalonat punctele mari în stratigrafie şi tectonică, numără printre cei mai de seamă reprezentanţi ai ei, numele profesorilor MRAZEC, MURGOCI, SAVA ATHANASIU, POPESCU-VOITEŞTI, MACOVEI şi PREDA. Con-

Institutul Geologic al României

cepțiile lor s-au resimțit în lucrările din prima fază asupra regiunii de care ne ocupăm. Generația următoare, în fruntea căreia stătea prof. ION ATANASIU și căreia i s-a adăogat cîțiva ani mai tîrziu generația profesorilor FILIPESCU și MURGEANU, a marcat cele mai frumoase realizări, în special în studiul Flișului carpatic. Printr-o activitate neobosită și prin introducerea de metode moderne în cercetările de teren și laborator, acești cercetători au realizat o imagine nouă, clară și logică a geologiei Carpaților noștri.

Față de această imagine nouă, lucrările generației noastre nu fac decît să completeze cu mici detalii și să confirme cu mai numeroase observațiuni, cadrul general fixat de predecesori. Pentru a da numai 2 exemple în acest sens, voi aminti că astăzi nu se poate face nici o considerațiune de facies asupra Cretacicului superior și Paleogenului, fără a cita lucrările profesorului ION ATANASIU, așa după cum nu se pot concepe considerațiuni petrografice asupra Paleogenului fără a cita numele profesorului FILIPESCU.

Lucrarea de față reprezintă prin ea însăși o confirmare a afirmațiilor de mai sus.

## STRATIGRAFIE

În zona Flișului paleogen dintre V. Putnei și V. Buzăului, au fost întîlnite următoarele formațiuni: Senonian, Eocen, Oligocen și Miocen. Aceste formațiuni se repartizează în regiunea cercetată de mine la 2 mari unități tectonice și anume:

1. O unitate superioară, pe care am denumit-o « Pînza mediană » și care corespunde cu Pînza mediană separată pe harta geologică a Romîniei— ediția 1937 — după MURGEANU și FILIPESCU, și

2. O unitate inferioară, care corespunde Pînzei marginale de pe aceeași hartă geologică.

În bazinul Văii Putna, unitatea inferioară pare a fi divizată în 2 subunități și anume: o subunitate internă și o subunitate externă.

Descrierea acestor unități va fi făcută la capitolul privind tectonica regiunii. Le-am menționat totuși aici, deoarece pentru o sistematizare a expunerii, descrierea formațiunilor stratigrafice întîlnite va fi făcută în strînsă legătură cu aceste unități tectonice separate.

### I. SENONIANUL

#### *A)* PÎNZA MEDIANĂ

În cuprinsul acestei unități tectonice, Senonianul apare la baza sa urmărind marginea pînzei, începînd de sub Vf. Lăcăuțu și pînă la S de Poenile Sării. O bandă îngustă de Senonian a mai fost cartată pe linia Lapoș—Neharna Mică și alta pe linia Furul Mare — Furul Mic — P. Tisa.

Institutul Geologic al României

Cele mai frumoase deschideri în Senonian se găsesc în V. Zăbala, la confluența sa cu P. Lapoş. În această regiune, Senonianul este constituit din:

Calcare grezoase cenuşii, uneori glauconitice, în parte silicioase, cu numeroase diaclaze de calcit şi cu hieroglife;

Calcare marnoase verzui cu suprafețe de alterație albe, pline cu Fucoide;

Alternanță sau intercalațiuni de argile verzi şi cenuşii.

Calcare grezoase amintind pe cele de Pasieczna, uneori conglomeratice cu elemente de şisturi verzi şi cuarțite verzi sau gresii glauconitice, sînt destul de frecvente în această formațiune. Calcarele grezoase şi mai ales cele marnoase, arată pe fețele lor de stratificație numeroase resturi de Alge, amintind pe cele descrise în literatură sub numele de *Taonurus*. Tot pe aceste calcare grezoase am găsit, la Gura P. Lapoş, numeroase fragmente de Inocerami — foarte probabil *Inoceramus balticus* I. BÖHM —.

Aşa cum a fost descris, Senonianul este dezvoltat în faciesul Stratelor cu Inocerami, cunoscut în Carpații Orientali pretutindeni în baza Gresiei de Tarcău (79).

Prof. I. ATANASIU a descris aceste strate sub numele de Strate de Hangu (11).

Aceeaşi dezvoltare o prezintă Senonianul la S de Luncile Secărei şi în partea cea mai superioară a Văii Zăbala. S-ar putea vorbi totuşi de o mică deosebire între Senonianul acestor regiuni, în sensul că în timp ce la izvoarele Zăbalei, sub Vf. Lăcăuțu, predomină calcarele grezoase cu vine de calcit, la Luncile Secărei predomină calcarele marnoase cu Fucoide.

Pe creasta dela SE de Vf. Neharna Mică, Senonianul este reprezentat printr-o serie de gresii verzi, glauconitice, necalcaroase, în alterație prezentînd adesea aspectul unei Gresii de Kliwa foarte glauconitică. Aceste gresii alternează cu marno-argile verzi.

În V. Slănicului şi în afluentul său, P. Tisei, a fost considerată ca Senonian, o serie alcătuită din următoarele tipuri de rocă:

Gresii verzi glauconitice, fine, necalcaroase, cu o grosime obişnuită de 30—40 cm dar ajungînd uneori (P. Tisei) pînă la grosimea de 5 m (2 bancuri). Tipul acesta de rocă este identic cu cel din Vf. Neharna Mică;

Gresii calcaroase şi calcare grezoase cenuşii, în parte curbicorticale, cu hieroglife şi Fucoide. Uneori gresiile calcaroase sînt grosiere către partea inferioară a stratului, luînd aspect de brecie, în care majoritatea componentelor sînt elemente de şisturi verzi. Pe aceste fețe brecioase ale stratelor de gresii, se văd numeroase fragmente de Briozoare şi Foraminifere *(Nodosaria)*. Gresiile şi calcarele de mai sus pot ajunge pînă la o grosime de 60—70 cm şi sînt străbătute adesea de vine de calcit.

La microscop, porțiunea grosieră a gresiilor arată predominanța materialului detritic, alcătuit din fragmente de şisturi verzi, calcare, cuarțite, granule de cuarț, granule sporadice de zircon, rutil şi magnetit, la care se adaogă rare



Institutul Geologic al României

minerale autigene, reprezentate prin granule de glauconit și hidroxizi de fer, precum și resturi organice: fragmente de Briozoare și Foraminifere *(Rotalia)*. Cimentul este calcaros.

Calcare litografice galbene (cîteva intercalații groase de 5—10 cm) cu numeroase Fucoide mari sau mici, apoi:

O intercalație de gresie calcaroasă, asemănătoare Gresiei de Tarcău (80 cm).

Gresiile și calcarele de mai sus alternează sau sînt intercalate în argile verzi sau cenușiu-închise, aproape negre (trecere gradată dela verde la cenușiu închis), cu pete violacee sau chiar intercalațiuni roșii.

Din argilele și gresiile glauconitice descrise, s-au putut recolta prin spălare cîteva Foraminifere, a căror asociație nu este concludentă pentru vîrsta senoniană a acestor strate. Singurul argument paleontologic mai sigur, este un fragment de Inoceram găsit la gura Pîrîului Tisei, în materialul transportat de pîrîu.

Argumente suficient de convingătoare pentru a considera seria din P. Tisei ca Senonian, nu avem. Am citat gresiile glauconitice care există sigur în Senonianul dela gura pîrîului Lapoșului și fragmentul de Inoceram care, deși nu a fost găsit în loc, nu poate proveni decît din P. Tisei și anume din această serie.

Cu ocazia primelor mele investigații în regiunea Furului, în 1939, această serie a fost considerată de vîrstă eocen-superioară (explicînd-o printr-o revenire a faciesului calcaro-silicios la sfîrșitul Eocenului), pentru motivul că ea apare într-un sinclinal de-a lungul Crestei Furul Mic—Prelunca.

Ulterior, extinzînd cercetările spre S, am constatat că această serie apare la baza Eocenului, într-un anticlinal (V. Slănicului). Se pare că este vorba de o serie de cute strînse, de mică amplitudine, de genul celor observate la gura Pîrîului Lapoș. Sinclinalul de pe Creasta Furul—Prelunca și anticlinalul din P. Slănic, s-ar încadra prin urmare în acest sistem de cute din Senonian.

Faptul că în regiunea dintre Zăbala și Buzău, în toate profilele în care Eocenul este deschis normal dela bază și pînă la Oligocen, lipsește seria de mai sus, se adaogă la celelalte motive (facies de calcare grezoase, Inocerami) pentru a atribui acestei serii, vîrsta senoniană. Repet însă: argumente categorice în sprijinul vîrstei senoniene nu avem și apartenența la Senonian a acestei serii, trebuie luată sub rezerve.

Trecerea dela Senonian la Eocen nu a fost nicăieri observată.

Grosimea Senonianului Pînzei mediane este greu de estimat din cauza lipsei unui profil normal nederanjat tectonicește. În orice caz ea trebuiește socotită la minimum 250—300 m, adică cel puțin atît cît se vede deschisă.

Faciesul «marnelor roșii», cunoscut în Senonianul din Muntenia, n-a fost întîlnit între Zăbala și Buzău.

Institutul Geologic al României

## *B)* UNITATEA INFERIOARĂ

Depozite mai vechi decît Eocenul, apar în V. Putnei numai în Subunitatea externă. Am considerat ca fiind de vîrstă cretacic-superioară (Senonian), două complexe de strate care apar în V. Putnei, în sîmburele Anticlinalului Poiana Lepşei: Şisturile negre şi Stratele de Tisaru *str. s.*

### 1. ŞISTURILE NEGRE

Cea mai veche formaţiune deschisă în V. Putnei a fost separată sub denumirea de « Şisturi negre »[1]).

Acest orizont este constituit din argile şistoase, dure, cenuşiu-închise sau negre, cu intercalaţiuni de aceeaşi culoare, groase de 2—15 cm, de gresii calcaroase, uneori cuarţitice, slab micacee. Au fost observate şi cîteva intercalaţiuni lenticulare de calcare marnoase roşietice. Majoritatea intercalaţiunilor dure sînt silicifiate.

Raportul dintre argile şi gresii variază dela 9/1—3/2. Elemente verzi de tip dobrogean, sînt neregulat răspîndite în masa şisturilor argiloase sau la baza stratelor de gresie. În P. Streiului a fost observată chiar o intercalaţie de cca 15 cm de conglomerate verzi.

Uneori, deschiderile de Şisturi negre amintesc şisturile disodilice oligocene prin culoarea de suprafaţă galben-ruginie, datorită eflorescenţelor de sulfaţi.

Grosimea Şisturilor negre, atît cît ele sînt deschise în V. Putnei, ajunge cca 500 m.

Cu ocazia unei excursii făcută cu prof. I. ATANASIU, a fost găsit în Şisturile negre din P. Streiului un mulaj de *Pecten*. În acelaşi orizont şi tot în P. Streiului, a fost găsit un Inoceram de către GH. OLTEANU[2]).

Rezultatele obţinute prin spălarea materialului pentru analize micropaleontologice, s-au dovedit neconcludente. Majoritatea probelor spălate au fost sterile sau au arătat ceva Foraminifere aglutinante de tipul celor întîlnite în Eocenul de Colţi.

Gresiile intercalate în Şisturile negre, se prezintă la microscop constituite din material detritic, de dimensiuni cuprinse între 0,05—0,15 mm, reprezentat prin granule de cuarţ, lamele de muscovită, biotită şi clorită, granule de feldspaţi plagioclazi. Între mineralele autigene se găseşte glauconitul şi limonita, iar ca resturi organice se găsesc foarte rare cochilii de Foraminifere *(Rotalia, Rosalina)* şi substanţe cărbunoase. Cimentul este calcaros, constituit din calcită fin cristalizată.

---

[1]) I. DUMITRESCU le-a separat sub denumirea de « Strate de Streiu » (42).

[2]) Comunicare verbală.



Institutul Geologic al României

## 2. STRATELE DE TISARU *STR. S.*

Sub această denumire am separat o serie bine stratificată, groasă de cca 320 m, alcătuită din:

Calcare marnoase (2—15 cm), aproape în întregime silicifiate și caracterizate prin dungi de culoare cenușiu-verzuie, verde sau roșie;

Calcare silicioase cenușii și gresii calcaroase în grosime de 2—20 cm, uneori cu mici elemente verzi și hieroglife pe fețele lor inferioare de stratificație;

Accidente silicioase verzui sau negre;

Argile șistoase cenușiu-verzui, în parte silicifiate;

Calcarele marnoase și cele silicioase, cu numeroase diaclaze cu calcit, sînt în general predominante.

Silicifierea și culoarea pronunțată verde sau roșie sînt caracteristice pentru Stratele de Tisaru *str. s.*

Argilele șistoase spălate, nu au arătat conținut microfaunistic.

Cîteva din celelalte roce descrise mai sus, se prezintă la microscop astfel:

Calcar marnos: roca prezintă o masă fin cristalizată (0,003—0,010 mm), constituită din microgranule de calcită și lamele argiloase între care se găsește foarte rar diseminat un material detritic, de dimensiuni variabile (0,025 — 0,150 mm), reprezentat prin fragmente de cuarțite, granule colțuroase de cuarț, feldspați, lamele de muscovită și granule de magnetită.

Ca resturi organice se întîlnesc numeroase fragmente sau cochilii întregi de Foraminifere *(Globigerina, Rotalia, Textularia, Rosalina)*, avînd lojele umplute cu calcită sau oxizi de fer.

În masa fundamentală marnoasă se observă, ca produse secundare de alterație, grămezi de pigmenți feruginoși și diaclaze cu infiltrații de calcită în cristale bine dezvoltate, precum și cuiburi în care materialul detritic formează aglomerări.

Gresie calcaroasă: materialul detritic este format din granule de cuarț (0,1—0,3 mm) ocupînd 80% din masa rocei, cărora li se asociază minerale autigene reprezentate prin granule de glauconit, concrețiuni de pirită și oxizi de fer, precum și resturi organice, constituite din Foraminifere *(Rotalia)*. Cimentul calcaros este bogat reprezentat prin granule mari de calcită, ocupînd interstițiile largi dintre granulele de cuarț și elementele autigene.

Gresia brecioasă cu elemente verzi: la microscop prezintă o masă fundamentală marnoasă, în care se găsesc răspîndite numeroase elemente detritice, constituite din granule de cuarț (0,05—0,2 mm), pulbere de magnetit și minerale autigene, reprezentate prin glauconit și limonit precum și resturi organice, reprezentate prin numeroase cochilii de Foraminifere *(Globigerina, Rotalia, Rosalina)*. În această masă fundamentală marnoasă, ușor grezoasă, se găsesc prinse fragmente mari colțuroase sau slab rotunjite de Șisturi verzi.

Institutul Geologic al României

Un studiu petrografic complet al Stratelor de Tisaru a fost făcut de către M. FILIPESCU (50). Referindu-se la marnele argiloase, marno-calcare, şi la accidentele silicioase, el remarcă abundenţa mare a organismelor silicioase, în special a Radiolarilor şi a spiculilor de Spongieri. Aceste organisme ar fi fost calcifiate în prima fază de epigeneză şi silicea coloidală provenită din scheletul lor, ar fi dat naştere la accidentele silicioase.

Denumirea de « Strate de Tisaru » a fost introdusă de S. ATHANASIU (16) pentru un complex de strate deschis în malul drept al-Putnei « mai sus de gura Lepşei, aproape de gura P. Cireşului ». Acest complex este alcătuit, după SAVA ATHANASIU, « din strate şi bancuri de silexuri (Hornsteine) roşii, verzi şi negre cu intercalaţiuni subţiri de şisturi marnoase negre şi gresii cuarţitice. Hornsteinele sînt dungate ».

Din descrierea făcută şi mai ales din răspîndirea geografică indicată de autor, reiese că SAVA ATHANASIU a cuprins sub denumirea de Strate de Tisaru şi o parte din complexul pe care noi l-am separat ca Şisturi negre [1]). De aici poate şi afirmaţia că « ele reprezintă probabil un echivalent al Şisturilor negre dela Poiana Uzului, al Stratelor de Audia şi al Stratelor de Şipote din Bucovina ».

Pentru motivul că am separat ca orizont aparte Şisturile negre, am restrîns denumirea de Strate de Tisaru.

Pentru aceleaşi motive şi MATEESCU (89) a restrîns această denumire. El consideră în adevăr Şisturile negre (« şisturi argilo-silicioase ») mai vechi decît Stratele de Tisaru *str. s.*, dar mai noi decît conglomeratele din Piatra Streiului, pe care le atribuie Barremianului. Conglomeratele ar reprezenta deci formaţiunea cea mai veche, apărută în axul unui anticlinal. După el, însă, pachetul de strate din flancul estic al acestui anticlinal deschis între Piatra Streiului şi P. Ciutei, ar reprezenta tot Şisturile negre. Acelaşi punct de vedere îl susţine şi M. FILIPESCU (50).

Potrivit observaţiunilor noastre, Şisturile negre de la W de Piatra Streiului, reprezintă cea mai veche formaţiune deschisă în Unitatea inferioară din V. Putnei.

Ceea ce a fost considerat ca Şisturi negre de către MATEESCU şi FILIPESCU la E de Piatra Streiului, reprezintă de fapt depozite mai noi şi anume Eocenul (Stratele de Caşin, depozite calcaroase şi marnoase, spre deosebire de Şisturile negre, care sînt depozite argiloase). Sincronizarea acestor depozite şi deci paralelizarea lor ca formaţiuni identice pe cele două flancuri ale unui anticlinal, nu se poate susţine.

Axul acestui anticlinal nu este în nici un caz la Piatra Streiului, în zona de apariţie a conglomeratelor. Acest ax se poate vedea pe malul drept al Putnei la confluenţa cu P. Lepşa (fig. 1) în plină zonă de apariţie a Şisturilor negre.

[1]) In afară de zona axială a Anticlinalului Poiana Lepşei, Şisturile negre mai apar în axul unei cute anticlinale secundare, aproape de gura Pîrîului Cireşului.

Institutul Geologic al României

Pe ambele zone ale anticlinalului, apar apoi în perfectă continuitate de sedimentare Stratele de Tisaru *str. s.* Poziția axului de anticlinal este deci clară în V. Putnei și ea se poate urmări în aceleași condițiuni și în lungul Pîrîului Streiului, pe o distanță de cca 2 km.

Este foarte just că atît Șisturile negre cît și Stratele de Tisaru *str. s.* de pe porțiunea gura Lepșa—Piatra Streiului, prezintă înclinări vestice și acest fapt a contribuit foarte probabil la considerarea acestor depozite ca aparținînd flan-

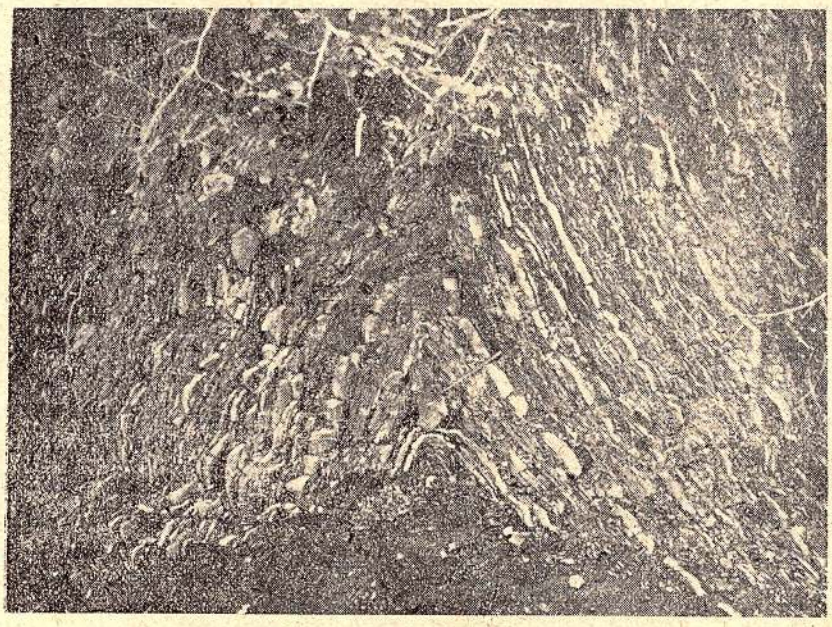


Fig. 1. — Anticlinalul Poiana Lepșa.

culuí vestic al unui anticlinal cu axul la Piatra Streiului. Cuta anticlinală observată (fig. 1), trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.* pe ambele flancuri și mai ales pozițiile răsturnate, riguros observate după ornamentațiunile de suprafață și sedimentație ritmică, pe porțiunea gura Lepșei—Piatra Streiului, sînt pentru noi argumente decisive pentru a nu considera axul anticlinalului în zona de apariție a conglomeratelor.

Între Stratele de Tisaru *str. s.* și conglomeratele din Piatra Streiului contactul este anormal (fig. 3). Natura acestui contact — transgresiune sau tectonic — va fi discutată într-un capitol următor.

În studiul său petrografic asupra Stratelor de Tisaru (50), M. Filipescu extinde noțiunea de « Strate de Tisaru », înțelegînd prin această denumire un complex de strate care cuprinde depozite senoniene și eocene. Dovezile paleontologice aduse de M. Filipescu susțin în adevăr considerațiunile de vîrstă

Institutul Geologic al României

făcute asupra acestor formaţiuni şi ele au fost adoptate în întregime şi de noi, în acelaşi scop.

Din cele expuse mai sus, însă, precum şi din cele ce vor fi spuse la capitolul « Eocen » reiese că există motive pe baza cărora nu putem considera identice Şisturile negre din Poiana Lepşa cu şisturile calcaroase dintre Piatra Streiului şi P. Ciutei (Strate de Caşin). Cu alte cuvinte, în V. Putnei, începînd de la gura Pîrîului Lepşei spre E, sîntem confruntaţi cu o serie de orizonturi din ce în ce mai tinere ca vîrstă şi anume mergînd de la Senonian şi pînă la Oligocen. Din aceste orizonturi, numai primele două — orizontul Şisturilor negre şi al Stratelor de Tisaru *str. s.* — s-ar putea încadra în definiţia dată de SAVA ATHANASIU. Şisturile negre fiind separate acum ca orizont aparte, rămîn în cadrul acestei definiţii numai stratele de « silexuri (Hornsteine) roşii şi verzi », pentru care am adoptat denumirea de « Strate de Tisaru *str.s.*».

În sfîrşit este interesant de menţionat că toate Stratele de Tisaru citate în literatura geologică romînească din alte regiuni decît V. Putnei (2, 23, 79) ca şi echivalentul lor din literatura poloneză (148, 166), aparţin Senonianului unei unităţi tectonice superioare celei din V. Putnei.

O listă a sinonimiilor stabilite pentru Stratele de Tisaru a fost dată de I. ATANASIU (11).

### 3. VÎRSTA ŞISTURILOR NEGRE ŞI A STRATELOR DE TISARU *STRICTO SENSU*

Argumente paleontologice sigure pentru precizarea vîrstei acestor două orizonturi sînt relativ puţine. Datele din literatură se referă în special la Stratele de Tisaru *str. s.* şi ele ne permit să facem următoarele consideraţiuni:

G. MACOVEI (79) descrie un complex de strate în V. Bistriţei care ar corespunde cu Stratele de Tisaru *str. s.* din Putna şi pe baza unui exemplar de *Desmoceras* cfr. *ponsianum*, atribuie Stratelor de Tisaru o vîrstă coniaciană.

ŞT. MATEESCU (87) citează din Stratele de Tisaru *str. s.* fragmente de scoici de *Inoceramus balticus* ori *Inoceramus salisburgensis* şi pe această bază le consideră senoniene.

M. FILIPESCU citează în conglomeratele şi gresiile din Stratele de Tisaru în sensul definiţiei sale, prisme de Inocerami, ceea ce îl determină să atribuie o parte din aceste strate şi Senonianului (50).

Vîrsta senoniană a Stratelor de Tisaru *str. s.* pare a fi deci justificată şi pînă la găsirea unor documente mai complete, am adoptat-o şi noi în această lucrare.

Stratele de Tisaru *str. s.* ar fi în acest caz pentru unitatea inferioară din V. Putnei, echivalentul stratigrafic, cel puţin în parte, al stratelor cu Inocerami (Stratele de Hangu) din baza pînzei Gresiei de Tarcău din restul Carpaţilor Orientali şi a Pînzei mediane din regiunea de curbură.

În ceea ce priveşte orizontul Şisturilor negre din V. Putnei, datele sînt mai puţin concludente. Din literatura noastră nu se cunosc date paleontologice.

Institutul Geologic al României

Singurele resturi fosile ar fi reprezentate prin mulajul de *Pecten* sp. și exemplarul de Inoceram găsit în P. Streiului.

Ținînd seamă de faptul că există o tranziție gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.*, sîntem obligați să admitem că orizontul Șisturilor negre se situiază pe scara stratigrafică imediat sub acestea din urmă.

Plecînd de la ideea că Stratele de Tisaru *stricto sensu* sînt senoniene, ca echivalent al Stratelor cu Inocerami, am admis că Șisturile negre sînt tot senoniene și anume senonian-inferioare. Exemplarul de Inoceram găsit de GH. OLTEANU, sprijină acest punct de vedere.

Admițînd că Șisturile negre din Putna sînt echivalente cu Șisturile negre din restul Carpaților Orientali, iată care sînt considerațiunile care se pot face cu privire la vîrsta lor:

Se știe că în privința vîrstei Șisturilor negre din Carpații orientali romînești, cercetătorii sînt și astăzi grupați în jurul a 2 concepții: o concepție care admite vîrsta barremiană a Șisturilor negre și alta care admite vîrsta senoniană a lor.

Următoarele argumente pledează pentru vîrsta barremiană a Șisturilor negre:

1. Șisturile negre par să iasă de sub Apțian în tot lungul Carpaților. G. MACOVEI (1, 79) afirmă că există trecere gradată de la aceste Șisturi negre, pe de o parte, la Apțianul de deasupra și pe de altă parte, la Valanginian-Hauterivianul de dedesubt (Stratele de Sinaia). Concordanța dintre Șisturile negre și Apțian este susținută și de I. ATANASIU (11).

2. Argumente paleontologice:

*a)* HERBICH citează un exemplar de *Hoplites (Neocomites) neocomiensis* D'ORB. la Covasna și un *Hoplites (Leopoldia) castellanensis* D'ORB. la N de Tg. Săcuiesc.

*b)* Fauna cu *Acanthoceras albrechti austriae*, descrisă de WISNIOWSKI, în Galiția, lîngă Dobromil (79).

Argumentele în sprijinul vîrstei senoniene a Șisturilor negre sînt:

1. Trecerea gradată de la Șisturile negre la stratele cu Inocerami în V. Trotușului, la Brusturoasa și în V. Uzului (19).

2. Trecerea gradată pe orizontală de la Șisturile negre din zona Covasna—Dămăcuș, la marnele roșii senoniene de la izvoarele Siriului (51, 52).

3. Trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.* în V. Putnei (61).

4. Idem în Bucovina (23).

5. Trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele cu Inocerami în Carpații polonezi (148, 166).

In Carpații orientali polonezi dintre Boryslaw și Prut, K. TOLWINSKI (166) descrie următoarea succesiune stratigrafică pentru Cretacic, care de jos în sus este următoarea:

Institutul Geologic al României

Marne silicioase şi Şisturi de Spas: Şisturi negre cu silex şi intercalaţiuni de şisturi roşii.

Strate cu Inocerami: gresii calcaroase cu şisturi verzui; marne cu Fucoide în partea mijlocie.

Strate plachetate: şisturi verzi şi roşii, gresii cuarţitice şi gresii albăstrui calcaroase.

Gresii de Jamna.

Pe Ceremuş, între Jabloniça şi Hryniawa, Z. PAZDRO (148) descrie la baza Pînzei de Czarnohora, următoarea succesiune tot de jos în sus:

Şisturi silicioase dure, negre, cu intercalaţii subţiri de gresii fine, puţin calcaroase şi rare de şisturi verzi. Grosimea 120 m. La partea inferioară a acestui nivel, s-au găsit Inocerami (*Inoceramus* sp.).

Nivel de gresii: gresii cuarţitice, fine, cenuşiu-închise, dure, brune sau albe. În sus, apare o rocă silicioasă neagră, cu aparenţă de jasp, apoi intercalaţii de Şisturi negre nisipoase ori şisturi argiloase, amintind şisturile menilitice. Grosime cca 180 m.

Nivel de silex: gresii cuarţitice, vitroase, cu hieroglife mici. La partea superioară apar intercalaţii de şisturi argiloase, amintind şisturile menilitice, apoi o serie de silexuri brune ori negre. Grosime 50 m.

Şisturi vărgate: şisturi argiloase roşii închise, roşii-cireşii şi verde închis, uneori silicioase. Grosime 30 m.

Deasupra urmează concordant o puternică serie de gresii micacee şi Strate cu Inocerami în care s-au găsit fragmente de Inocerami şi Belemniţi, apoi urmează Gresia de Jamna şi în fine gresii verzi, micacee cu intercalaţii de şisturi roşii (Eocen).

6. În Cuveta mesozoică marginală din Bucovina, D. ŞTEFĂNESCU (153) citează Şisturi negre deasupra Apţianului şi le atribuie o vîrstă gault-cenomaniană; în orice caz, deci, o vîrstă mai nouă decît Barremianul.

7. În regiunea de la S de Stulpicani, GH. CERNEA (35), consideră Şisturile negre de vîrstă turon-senonian-inferioară, pe baza poziţiei lor stratigrafice.

8. Argument paleontologic: *Rosalina stuarti* J. DE LAPP., găsită de M. FILIPESCU, la Covasna (52).

Atît datele citate din literatura noastră cît şi cele din literatura poloneză, ne-au determinat să adoptăm concepţia vîrstei senoniene a Şisturilor negre.

S-ar putea obiecta că Şisturile negre din V. Putnei nu sînt acelaşi lucru cu Şisturile negre din restul Carpaţilor.

Asociaţia Şisturilor negre cu Stratele de Tisaru *str. s.* în Bucovina (23) şi în Polonia (148, 166), sînt pentru noi argumente suficient de convingătoare pentru a considera Şisturile negre din V. Putnei, echivalente cu Şisturile negre din Carpaţi, cunoscute sub numele de Strate de Şipote sau Strate de Audia.

Institutul Geologic al României

Pentru motive petrografice și faunistice, M. FILIPESCU afirmă că Șisturile negre din V. Putnei nu pot fi echivalate cu Stratele de Audia. În cazul cînd vorbind de Șisturile negre din Putna se referă la șisturile dintre Piatra Streiului și P. Ciutei, împărtășim întru totul părerea sa, pentru că aceste strate (Stratele de Cașin eocene) se deosebesc în adevăr și petrograficește și faunistic de Șisturile negre senoniene.

În ipoteza că Șisturile negre sînt de vîrstă senonian-inferioară, se înțelege că părerea lui D. M. PREDA și anume că Șisturile negre ar fi « un facies al complexului de depozite senoniene sincrone pe de o parte cu marnele roșii cu Rosaline și pe de altă parte cu Stratele cu Inocerami » se poate susține, dar concluziile cu privire la provinciile paleogeografice de sedimentare trebuiesc modificate. În adevăr, se poate vorbi de o sincronizare a Șisturilor negre cu marnele roșii cu Rosaline în « zona de solzi » (51), în sensul că Șisturile negre admit, începînd din P. Dămăcușa spre S, tot mai multe intercalații de marne roșii, așa fel că în V. Siriului, marnele roșii predomină net, iar Șisturile negre se păstrează numai ca puține intercalațiuni. Considerînd, însă, variațiunile de facies pe direcția E—W, constatăm în primul rînd o asociație între Șisturile negre și Stratele de Tisaru *str. s.* (pe care le considerăm echivalente cel puțin în parte cu Stratele cu Inocerami) și în al doilea rînd, că această asociație aparține unei arii de sedimentare mai externă decît cea în care s-au depus Stratele cu Inocerami tipice. Consecința acestui fapt este că în acest caz nu se mai poate vorbi de o provincie carpatică cu Senonian în faciesul Șisturilor negre și de o provincie de Vorland cu Senonian în faciesul Str. cu Inocerami, în sensul dat de PREDA. Prezența în cantitate mare a elementelor verzi de tip dobrogean în Șisturile negre din V. Putnei, ne îndreptățește susținerea acestui punct de vedere.

## II. EOCENUL

### *A)* PÎNZA MEDIANĂ

În cuprinsul acestei unități, Eocenul este dezvoltat sub formă de faciesuri diferite, între care se constată tranziții gradate. Aceste treceri gradate între faciesurile componente ale Eocenului, precum și poziția geometrică a diferitelor elemente tectonice care intră în alcătuirea Pînzei mediane, nu justifică separarea acestei unități în pînze independente, așa cum este cazul pentru regiunea Văii Tazlăului (11).

În linii mari, sîntem confruntați, în Eocenul Pînzei mediane, cu un facies intern (vestic) și cu unul extern (estic), între ele situîndu-se diferite faciesuri intermediare.

Pentru ușurința expunerii, voi trata mai întîi cele două faciesuri extreme și după aceasta, voi arăta diferitele stadii de tranziție între aceste faciesuri extreme ale Eocenului Pînzei mediane.

Institutul Geologic al României

## 1. FACIESUL VESTIC (INTERN)

Acest facies este caracterizat prin prezenţa Gresiei masive de Tarcău.

În regiunea dintre Zăbala şi Buzău, marginea externă a zonei cu Gresie masivă de Tarcău, coincide cu o linie care trece pe la W de Piatra Secuiului şi de satul Gura Teghii (linia pe care apare fîşia de Senonian de la S de Neharna Mică) [1]).

La W de această linie se găseşte o serie de solzi constituiţi din Eocen şi Oligocen.

În Eocenul acestor solzi se pot deosebi două orizonturi: un orizont inferior cu Gresie masivă de Tarcău şi un orizont superior, constituit din marno-argile verzi şi roşii şi din gresii cu hieroglife (Stratele de Plopu).

a) *Orizontul inferior* este alcătuit din Gresie de Tarcău, în bancuri groase de 3—4 m (rar 8—10 m), cu intercalaţiuni subţiri de marne cenuşii, în parte nisipoase şi foarte micacee, sau de argile cenuşii, uneori cu eflorescenţe galbene de sulfaţi. Petrografic, Gresia de Tarcău este o gresie mijlociu grăunţoasă sau grosieră, uneori chiar conglomeratică, cenuşiu-albăstruie în spărtură proaspătă şi gălbui-murdară pe suprafeţele alterate. Este un depozit cu caracter de molasă, cu material de origine carpatică.

Studiul petrografic amănunţit al Gresiei de Tarcău îl datorăm lui M. FILIPESCU [2]) (49, pag. 109). După descrierea sa, în constituţia acestei roce intră:

Material detritic: granule de cuarţ şi feldspat, lamele de muscovit, biotit şi clorit şi fragmente de cuarţit, micaşist, calcar organogen, roce silicioase chimice şi diabaz. Conţinutul în minerale grele (granat, zircon, staurolit şi topaz) este considerat de FILIPESCU caracteristic pentru Gresia de Tarcău.

Minerale autigene: pirită şi glauconit.

Cimentul este calcaros: calcit bine cristalizat.

Organisme, în general foarte rare: Nummuliţi, Rotalii, Orthophragmine, Assiline.

Roca este uneori pigmentată printr-o materie brună cu reflex mat, probabil de natură organică şi prin oxizi de fier (49, pag. 110).

Pe coloanele stratigrafice I — III (pl. 5), se poate vedea constituţia orizontului inferior al Eocenului cu Gresie masivă de Tarcău.

Coloana I reprezintă Eocenul din V. Buzăului, din dreptul Băilor Siriului.

Se remarcă mai întîi grosimea mare a acestui orizont— aproape 1400 m — apoi frecvenţa intercalaţiilor conglomeratice.

---

[1]) În discuţiunile făcute la comunicările lui G. MURGEANU din 1932 şi 1949, M. FILIPESCU a subliniat importanţa acestei linii, socotind-o în acelaşi timp ca o linie de separare a 2 unităţi tectonice deosebite.

[2]) M. FILIPESCU o denumeşte Gresie de Fusaru—Tarcău.

Institutul Geologic al României

Baza Orizontului inferior cu Gresie de Tarcău nu este deschisă; pe coloană am considerat că ea este tăiată tectonic, aceasta pentru motivul că lipseşte aici pachetul de strate pe care, în alte părți, l-am considerat ca aparținînd Eocenului cel mai inferior.

Aşa cum am afirmat mai sus, nu a fost în adevăr nicăieri observat contactu dintre Eocen şi Senonian. Totuşi pe Culmea Giurgiu—Muşa Mică, ca şi în P. Giurgiului, se poate observa că la baza Gresiei masive de Tarcău, bancurile de gresie sînt înlocuite treptat prin strate mai subțiri de gresii calcaroase, fine, albăstrui, cu hieroglife. Acestea ar reprezenta Eocenul cel mai inferior.

În coloanele II şi III, care reprezintă Eocenul unui solz mai extern, Orizontul inferior al Gresiei masive de Tarcău este mai puțin deschis: cca 600 m în Bîsca Mare şi 300 m în P. Leordeanu. Intercalațiunile conglomeratice sînt rare, în schimb sînt mai frecvente şi mai groase intercalațiunile de marno-argile verzi şi de gresii micacee, calcaroase, cu hieroglife.

Grosimea Orizontului inferior cu Gresie de Tarcău, atît cît este deschis în regiune, variază atît pe direcția E—W în diverşi solzi cît şi în lungul lor.

În general, grosimea sa este mai mare în solzii cei mai interni (vestici): 1200 m, în V. Zăbala la confluența cu P. Înțercătoarea, 1400 m, la Băile Siriului şi 1800 m, în V. Nehoiaşului (127).

Cauzele acestor variațiuni sînt pe de o parte, de natură tectonică (reduceri tectonice), pe de altă parte, de natură stratigrafică. Vom vedea mai departe că, în general, grosimea Eocenului scade treptat, cu cît se merge spre exteriorul ariei de sedimentare.

Lista de sinonimii pentru Gresia de Tarcău, destul de bogată de altfel, a fost dată de I. ATANASIU în lucrarea sa asupra faciesurilor Flişului marginal (11, pag. 153, 154). Cea mai nouă este aceea a lui M. FILIPESCU (49, 51, 52) care atribuie Eocenului în facies median gresia descrisă mai sus şi denumită de el Gresie de Fusaru—Tarcău. Această denumire nu se mai poate menține acum deoarece o parte din gresiile micacee asemănătoare cu Gresia de Tarcău eocenă, s-au dovedit că aparțin Oligocenului şi sînt separate sub denumirea de Gresie de Fusaru. Din acest motiv pe harta noastră apar 2 zone de Oligocen în regiunea Gura Siriului şi la Caşoca—Broasca, adică acolo unde pe harta FILIPESCU este figurată o zonă unitară cu Gresie de Fusaru—Tarcău.

In lucrarea sa asupra faciesurilor Flişului marginal (11, pag. 162—163) I. ATANASIU propune restrîngerea denumirii de Gresie de Tarcău la unități stratigrafice diferite şi anume:

Gresie de Tarcău pentru complexul grezos din cuprinsul Pînzei de Tarcău, aşa cum este definită de el în regiunea dela W de Tazlău;

Gresie de Moineşti, pentru gresiile de tip Tarcău din cuprinsul Pînzei de Tazlău, şi

Institutul Geologic al României

Gresie de Uzu, pentru solzii mai interni ai Pînzei de Tarcău, în care faciesul grezos de Tarcău invadează şi orizontul roşu al Eocenului cu marne roşii.

În regiunea cercetată de noi, această nomenclatură nu se poate aplica. Din motive care vor fi arătate mai departe, nu putem separa în regiune o unitate independentă care să corespundă Pînzei de Tazlău şi deaceea nu găsim necesară nici introducerea denumirii de Gresie de Moineşti pentru intercalaţiile sub formă de pachete de Gresie de Tarcău. Pe de altă parte, separarea zonelor de Oligocen în interiorul zonei considerată pînă acum ca fiind constituită exclusiv din Gresie de Tarcău, atrage după sine şi separarea Orizontului superior al Stratelor de Plopu, de unde concluzia că o invadare a Eocenului superior de către Gresia de Tarcău, în regiunea noastră nu se poate susţine.

Vîrsta Gresiei de Tarcău, aşa de mult discutată în literatura romînească pare a constitui după majoritatea opiniilor actuale, o problemă rezolvată. În regiunea Bacău, I. ATANASIU (11) afirmă că Gresia de Tarcău din solzii cei mai externi ai Pînzei de Tarcău, se sprijină pe marno-calcare şistoase, în parte eocene, dar conţinînd pe alocuri Inocerami. Sprijinindu-se, deci, pe strate cu Inocerami senoniene şi suportînd Stratele de Plopu, eocene, Gresia de Tarcău nu poate avea decît o vîrstă eocenă. În regiunea dintre Putna şi Buzău, am adoptat în întregime punctul de vedere al profesorului I. ATANASIU cu privire la vîrsta Gresiei de Tarcău[1]), aceasta cu atît mai mult cu cît poziţia acestei gresii între Senonian cu Inocerami şi între Stratele de Plopu, este evidentă în cîteva profile din bazinul Văii Zăbala.

b) *Orizontul superior (Stratele de Plopu)*. Orizontul Gresiei masive de Tarcău este acoperit în toate profilele întîlnite de un pachet de strate constituit, din argile verzi şi roşii cu intercalaţii subţiri de marne cenuşiu-închise şi parţial nisipoase şi cu intercalaţiuni sau în alternanţă cu gresii subţiri (5—15 cm) calcaroase, fine, micacee, curbicorticale, cu hieroglife şi uneori cu Fucoide. Acestea sînt Stratele de Plopu, separate şi denumite, astfel, de I. ATANASIU (11).

În profilul cel mai intern dela Băile Siriului (col. I, pl. 5), în constituţia acestui orizont sînt figurate marne verzi şi marno-argile roşietice, cu intercalaţiuni de marno-calcare albicioase cu numeroase Fucoide şi cu intercalaţiuni subţiri de gresii calcaroase cu hieroglife. Aspectul general al acestor strate în profilul dela Băile Siriului (S de Piatra Zăpezii), aminteşte întru cîtva Eocenul de Şotrile.

Prezenţa marno-calcarelor se pare că devine mai frecventă la W de Buzău, în Stratele de Plopu din profilele interne şi acest fapt, combinat cu destrămarea Gresiei de Tarcău, a determinat probabil pe GR. POPESCU să opineze

[1]) Mă refer bineînţeles, la Gresia de Tarcău de sub Stratele de Plopu şi menilitele inferioare.

Institutul Geologic al României

că Eocenul de Tarcău trece lateral în Eocenul de Şotrile, la W de Rîul Teleajen (127). În profilul din P. Leordeanu (col. III, pl. 5) aceste marno-calcare apar numai sub forma a cîtorva intercalaţiuni foarte subţiri.

Grosimea Stratelor de Plopu variază în regiunea noastră între 200—300 m. În general se poate vorbi de o creştere a grosimii acestui orizont dela N spre S. Această creştere este vizibilă pe coloanele II şi III (pl. 5), unde în cuprinsul aceluiaşi solz, Stratele de Plopu au o grosime de cca 250 m, în Bîsca Mare şi de cca 300 m, în P. Leordeanu.

Trecerea dela Stratele de Plopu la Orizontul Gresiei de Tarcău se face gradat, dar destul de repede. Aproape de limită, intercalaţiile de gresii cu hieroglife devin predominante, mai groase şi ceva mai grosiere, căpătînd repede aspectul bancurilor de gresie tipică de Tarcău.

În sus, Stratele de Plopu sînt acoperite de către Gresia de Lucăceşti sau, în cazurile cînd aceasta nu există (cum e cazul profilului dela Băile Siriului), de către marnele bituminoase şi menilite. Trecerea de la Stratele de Plopu la Gresia de Lucăceşti, se face foarte repede, pe o grosime de 3—4 m. Intercalaţiile de gresii cu hieroglife devin mai puţin micacee şi mai puţin curbicorticale, ceva mai groase şi capătă repede caracterul Gresiei de Lucăceşti.

Poziţia constantă a Stratelor de Plopu între Gresia de Tarcău şi Gresia de Lucăceşti sau orizontul menilitelor inferioare, este suficient de elocventă pentru stabilirea vîrstei lor. Ţinînd seamă de faptul că limitele superioare şi inferioare sînt stratigrafic normale şi considerînd că Oligocenul începe cu Gresia de Lucăceşti sau cu Orizontul menilitelor inferioare, Stratele de Plopu nu pot fi atribuite decît Eocenului superior. Studiile de microfaună făcute de către R. Noth şi I. Pătruţ în Paleogenul din regiunea Prahova, confirmă acest punct de vedere (110).

Din datele comunicate de Gr. Popescu (127), reiese că la W de Buzău Gresia de Lucăceşti nu mai este dezvoltată. Dispariţia Gresiei de Lucăceşti se datoreşte cu siguranţă nu la cauze tectonice, ci faptului că nu a fost depusă ca atare, fiind substituită de marno-argile şi gresii cu hieroglife de tipul celor din Stratele de Plopu.

Dacă atribuim Gresiei de Lucăceşti vîrsta oligocenă, sîntem obligaţi să admitem că partea cea mai superioară a Stratelor de Plopu, sincronă cu Gresia de Lucăceşti substituită, aparţine Oligocenului celui mai inferior. Vom vedea mai departe că aceeaşi problemă se pune la fel şi pentru Stratele de Bisericani din cuprinsul Unităţii inferioare.

### 2. FACIESUL ESTIC (EXTERN)

Acest facies este caracterizat prin prezenţa marno-argilelor verzi şi liliachii sau fumurii, cu intercalaţiuni de gresii calcaroase cu hieroglife, de marno-calcare, de calcare silicioase şi de conglomerate verzi cu Nummuliţi.

Institutul Geologic al României

Un profil complet deschis și continuu în acest Eocen, lipsește în regiunea cercetată. Totuși, conexînd diferitele fragmente de profil deschise în regiunea Vintileasca, se poate reconstitui un profil de Eocen de cca 350 m grosime, în care se pot recunoaște cele 3 orizonturi separate de Șt. Mateescu (86).

Este incontestabil că lipsește foarte mult din Eocenul dezvoltat în acest facies, dat fiind caracterul tectonic al regiunii, însă pe porțiunea deschisă, caracterele sale sînt așa de diferite de cele ale Eocenului de tip intern și așa de pregnante, încît justifică separarea unui tip de Eocen dezvoltat într-un facies de sine stătător. Și cum în cuprinsul Pînzei mediane acest tip de Eocen apare la marginea sa estică, l-am considerat ca reprezentînd cel mai extern facies de dezvoltare al Eocenului acestei unități în pînză.

M. Filipescu (observațiuni la comunicarea prof. G. Murgeanu din 1932), crede că Eocenul dezvoltat în acest facies aparține unei alte unități tectonice decît Pînza mediană — unei digitații a acestei pînze — sau eventual chiar Zonei marginale. Prezența materialului exotic îl face să creadă că acest facies s-a sedimentat în altă zonă a geosinclinalului și nu în aceeași zonă în care a fost sedimentat Eocenul Pînzei mediane.

În ceea ce ne privește, dat fiind faptul că pe de o parte există tranziția gradată între faciesul intern și cel extern cu întrepătrunderi ale materialului de origine carpatică cu cel provenit din Vorland și pe de altă parte, condițiile tectonice sînt uniforme pe tot cuprinsul zonei de Fliș dela S de Zăbala, rămînem la convingerea că această zonă aparține aceleeași Pînze mediane, unitară.

Eocenul dezvoltat în acest facies, seamănă foarte mult cu Stratele de Tg. Ocna, denumite astfel de Teisseyre (160) și considerate multă vreme ca reprezentînd un facies marginal al Eocenului (11,79).

Noțiunea de «facies marginal» fiind legată și de o unitate tectonică marginală, independentă, socotim că pentru evitarea confuziilor, denumirea de facies marginal nu trebuie întrebuințată atunci cînd sîntem confruntați cu o unitate tectonică superioară Unității marginale, așa cum este cazul de față al Pînzei mediane. Este foarte just că între cel mai extern facies al Pînzei mediane și cel mai intern facies al unității marginale, există multe asemănări. Vom vedea mai departe însă că faciesul propriu zis marginal al Eocenului Unității marginale diferă mult de faciesul extern al Pînzei mediane și pentru acest motiv, considerăm că noțiunea de „marginal" trebuie evitată atunci cînd este vorba de o unitate în pînză, fie că este vorba de Pînza mediană, fie că este vorba de Pînza Gresiei de Tarcău la Tg. Ocna[1]).

[1]) În regiunea Tg. Ocna, concepția noastră diferă de a prof. I. Atanasiu (11), în sensul că și în acea regiune ca și la S de Zăbala, noi credem că sîntem confruntați cu o singură unitate în pînză, cu aceleași tranziții de facies în Eocen. Astfel văzută problema, Eocenul pînzei ar fi dezvoltat la Tg. Ocna într-un facies echivalent faciesului estic (extern) din regiunea Zăbala.

Institutul Geologic al României

### 3. FACIESURI INTERMEDIARE

Între cele două faciesuri extreme ale Eocenului Pînzei mediane, există o serie de tipuri intermediare în care se poate urmări o tranziție gradată de la faciesul intern cu Gresie masivă de Tarcău, la faciesul extern cu marno-argile, gresii cu hieroglife, calcare grezoase, marno-calcare și conglomerate verzi.

Deja în primele 3 coloane stratigrafice menționate mai sus, se vede că intercalațiunile de marne și argile devin mai numeroase spre exterior, iar în interiorul aceluiași element tectonic (solz), ele devin mai numeroase spre S.

La răsărit de linia care mărginește zona cu Gresie masivă de Tarcău, sau mai precis în solzii de la E de fîșia de Senonian din Neharna Mică, Eocenul prezintă următoarea dezvoltare:

Pe Plaiul Seciul Lăcătușului — Poiana Țigăncei (col. IV. pl. 5) Eocenul apare pe o grosime stratigrafică de cca 1200 m și în constituția sa intră următoarele 3 orizonturi:

a) *Orizontul inferior*, în care argilele verzi alternează cu calcare cenușii grezoase, adesea silicioase, cu hieroglife și cu calcare marnoase verzui în spărtură proaspătă și albicioase pe suprafețele alterate. În cîteva deschideri au fost observate și intercalații de marne cenușiu-închise. Calcarele grezoase conțin adesea elemente verzi, foarte numeroase, în special pe fețele lor inferioare de stratificație. Pe aceste fețe conglomeratice, se găsesc uneori Nummuliți. Lithologic, acest orizont se deosebește, în general, greu de Senonianul subjacent. Prezența Nummuliților constituie criteriul principal de separare. Contactul dintre Senonian și Eocen nu a fost observat. În P. Zîrna Mică și în V. Boului, deschideri în Senonianul superior arată strate cutate puternic (fig. 2), așa cum este de altfel cazul pentru tot Senonianul de la confluența Pîrîului Lapoș cu Zăbala. Aceste observațiuni ne-ar face să bănuim existența unui contact anormal între Senonian și Eocen. Judecînd după răspîndirea pe hartă a Senonianului și Eocenului, ne îndoim că acest contact ar putea fi tectonic.

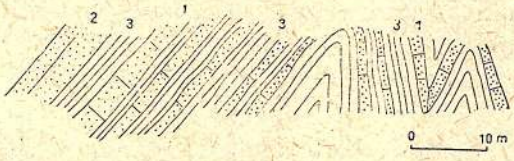



Fig. 2. — Pîrîul Zîrna Mică. Deschidere în Senonian, aproape de contactul cu Eocenul.

1, Calcare grezoase cu diaclaze de calcit și cu hieroglife; 2, gresii glauconitice; 3, argile verzi și cenușii.

Cutele menționate mai sus în Senonianul superior, ar putea fi însă puse eventual pe seama unei orogeneze laramice (post-senoniene), așa cum sugerează I. PĂTRUȚ (118), încercînd să interpreteze prismele de Inocerami semnalate de M. FILIPESCU în Gresia de Fusaru — Tarcău. În această privință, însă, socotim că argumentele noastre nu sînt suficiente. Vom vedea mai departe că

Institutul Geologic al României

aceeaşi problemă se pune la fel şi pentru contactul Senonian — Eocen din cuprinsul Unităţii inferioare.

Grosimea orizontului inferior din Eocenul de pe Plaiul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncei, se poate estima la aproximativ 300 m.

b) *Orizontul mijlociu* este constituit din pachete groase de argile verzi, marne cenuşiu-închise şi gresii cu hieroglife, cu intercalaţii de pachete de Gresie de Tarcău. Foarte rar se găseşte cîte o intercalaţie subţire, conglomeratică, cu elemente verzi şi Nummuliţi.

Cea mai mare grosime a pachetelor de Gresie de Tarcău poate ajunge 40 m, iar grosimea totală a Orizontului mijlociu poate fi apreciată la cca 700 m. Raportul între Gresiile de Tarcău pe de o parte, şi argilele şi gresii cu hieroglife pe de altă parte, este de cca 1/5 — 1/6 în orizontul mijlociu din profilul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncei. Acest raport este încă şi mai redus — pînă la 1/15 — în profilul din P. Varlamului (col. V, pl. 5), adică în Eocenul aceluiaşi solz, la o distanţă de cca 15 km spre SW. În P. Varlamului este redus şi numărul pachetelor de Gresie de Tarcău intercalate, precum şi grosimea pachetelor rămase. În V. Buzăului, la Păltineni, Gresia de Tarcău nu mai apare decît sub forma cîtorva intercalaţii, sub 1 m grosime fiecare. Constatarea aceasta ne duce la concluzia că reducerea Gresiei de Tarcău se face nu numai pe direcţia E—W, adică perpendicular pe structuri, ci şi în lungul structurilor, de la N spre S.

Subţierea Gresiei de Tarcău spre S pare a fi un fenomen regional, ea fiind semnalată şi de Gr. Popescu la W de V. Buzăului (127). În profilele de la fundul Pîrîului Bîsca Chiojdului, acest autor constată, pe măsură ce înaintează spre W, o îngroşare treptată a orizontului Stratelor de Plopu, îngroşare care se face foarte probabil în detrimentul Orizontului Gresiei de Tarcău.

c) *Orizontul superior* este constituit din argile şi marne argiloase verzi şi roşii, cu intercalaţiuni subţiri (10 — 20 cm) de gresii calcaroase, micacee, cu hieroglife, parţial curbicorticale. Este vorba deci tot de Orizontul Stratelor de Plopu. La partea lor cea mai superioară, imediat sub Orizontul Gresiei de Lucăceşti, apar în profilul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncei, cîteva intercalaţiuni de gresii verzui calcaroase, glauconitice, groase de 30—40 cm. Prin mărimea şi uniformitatea elementelor componente, aceste gresii fac trecerea spre Gresia de Lucăceşti.

Grosimea Stratelor de Plopu, atît în profilul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncei, cît şi în P. Varlamului, este de cca 200 m.

Aşa cum a fost descris, Eocenul din profilul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncei aminteşte în oarecare măsură faciesul intermediar descris de I. Atanasiu în regiunea Tazlău, caracterizînd acolo o unitate tectonică independentă, Pînza de Tazlău. În capitolul asupra tectonicei, vom arăta că în regiunea



Institutul Geologic al României

noastră nu avem motive suficiente care să justifice separarea unei unități în pînză, independentă.

În solzul imediat următor de la E, fenomenul de reducere a faciesului grezos de Tarcău este și mai accentuat, iar separarea Eocenului în orizonturi de sine stătătoare, este practic aproape imposibil de făcut pe criterii lithologice. Așa de ex. pe versantul vestic al Culmei Prelunca—Furul Mic sau pe Plaiul Mortatului, la W de P. Slănic, s-ar putea separa un pachet de maximum 20 m grosime de Gresie de Tarcău. Restul profilului de Eocen, atît cît se vede deschis, este alcătuit din argile verzi și gresii cu hieroglife, de tipul celor ce erau frecvente în Orizontul mijlociu din profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei sau P. Varlamului. În interiorul aceluiași solz, la cca 20 km spre SW de Plaiul Mortatului, Gresia de Tarcău este practic absentă. O coloană stratigrafică în Eocenul de la Colții de sus de ex. (col. VI, pl. 5), arată că pe o grosime de cca 900 m, Eocenul este alcătuit dintr-o alternanță monotonă de argile, marne și gresii subțiri.

Argilele sînt verzi, slab nisipoase; marnele (mai puțin frecvente decît argilele) sînt cenușiu închise și, în general, nisipoase; gresiile sînt cenușiu-albăstrui în spărtură proaspătă, și calcaroase, fine, subțiri (5—20 cm), curbicorticale (în special către fața superioară a stratului) și cu numeroase hieroglife.

La partea superioară a acestui pachet de strate, la aproximativ 20 m sub Gresia de Lucăcești, se găsește o intercalație de cca 10 cm de gresie conglomeratică cu elemente de șisturi verzi și cu Nummuliți, iar la cca 200 și 400 m sub limita Eocen-Oligocen, se găsesc două intercalații sub 1 m grosime de gresie micacee, care amintește Gresia de Tarcău. Aceste intercalații se mai pot încă observa în V. Buzăului la N de Mlăjet. În regiunea Colți și V. Buzăului, ele reprezintă ultimele vestigii ale elementului grezos de tip Tarcău către marginea externă a Pînzei mediane, iar intercalația de gresie conglomeratică cu elemente verzi reprezintă apariția cea mai internă, vizibilă, a elementelor verzi, în Eocenul din cuprinsul acestei unități.

Tipul de Eocen, descris în regiunea Colții de Sus, prezintă foarte mari asemănări cu Stratele de Plopu din Eocenul faciesului intern. Deosebirea constă în lipsa intercalațiilor roșii foarte caracteristică pentru Stratele de Plopu și care aici se întîlnesc numai sub formă de pete roșcate cu totul sporadice.

În profilul de la Colți, intercalațiile de calcare grezoase și de marno-calcare, caracteristice Orizontului inferior din Eocenul de la Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei, lipsesc. Dat fiind că la Colți Eocenul este deschis pe o grosime stratigrafică de numai 900 m, este foarte probabil ca Orizontul inferior calcaros să lipsească aici tectonic. Porțiunea deschisă este însă atît de caracteristică prin monotonia alternanței de marno-argile și de gresii cu hieroglife, încît am socotit justificată denumirea acestui tip de dezvoltare a Eocenului, cu numele de « Eocen de Colți ». Aceasta cu atît mai mult, cu cît la W de Buzău, în regiunea Pintenului de Văleni, Eocenul apare dezvoltat — atît cît este des-

Institutul Geologic al României

chis — numai în acest facies, constituind acolo « Stratele cu hieroglife » (94, 156) sau « faciesul marginal : complexul eocen cu hieroglife » (49).

La microscop, gresiile cu hieroglife din Eocenul din V. Sibiciului se prezintă — după descrierile făcute de S. ANTON (156, pag. 2) — ca fiind compuse din « numeroase granule de cuarț colțuroase, prinse într-o masă de ciment argilos-calcaros, fin, cu pigmenți limonitici. Se întîlnesc rare cristale de turmalină, magnetită, muscovită şi zircon, ca elemente accesorii, precum şi granule de glauconit ca un mineral secundar ».

Intercalația de gresie cu elemente verzi de la partea superioară a Eocenului de Colți prezintă la microscop un material detritic constituit în majoritate din granule de cuarț cu dimensiuni de 0,05 — 0,2 mm, din elemente de şisturi verzi, din foarte rare lamele de muscovit şi biotit, din granule sporadice de zircon, rutil şi magnetit.

Mineralele autigene sînt reprezentate prin granule de glauconit, concrețiuni moruloide de pirită şi pigmenți feruginoşi.

Ca resturi organice se întîlnesc Foraminifere: *Globigerina*, *Miliolina*, *Rotalia* şi Orbitoizi) şi spiculi de Spongieri, care prezintă în secțiuni transversale şi longitudinale, bine vizibil, canalul central umplut cu calcită şi peretele spiculului silicios, constituit din calcedonită fibroasă. Cimentul este calcaros, formînd aproape 50% din conținutul rocei, dezvoltat în granule de calcit cu dimensiuni de 0,005 — 0,050 mm.

O descriere mai completă a fost făcută de către M. FILIPESCU pentru gresiile cu hieroglife din Eocenul de la W de V. Teleajenului (49, pag. 111 — 112).

După M. FILIPESCU aceste gresii sînt constituite din:

Material detritic: granule de cuarț foarte colțuroase şi foarte bogate în incluziuni de rutil; lamele de mică albă, de biotit şi clorit, dispuse în şiruri paralele, de unde textura şistoasă şi spărtura curbicorticală a rocei; feldspați, în general plagioclazi; minerale grele: zircon, turmalină, rutil, brockit, topaz, epidot, hornblendă, etc. (granatul foarte caracteristic pentru Gresia de Fusaru—Tarcău, aici lipseşte complet).

Minerale autigene: pirită şi ceva glauconit.

Resturi organice: lipsesc.

Cimentul este argilos, dar conține insule de carbonat de calciu bine cristalizat.

Prezența materialului detritic în cantitate mare ar fi o dovadă că aceste depozite s-au format în zona neritică, iar lipsa organismelor bentonice sau pelagice, arată că roca s-a sedimentat în condițiuni nefavorabile vieții.

Bogăția în minerale grele ar arăta apropierea țărmului, iar natura lor (în special granulele de cuarț cu incluziuni de rutil), ar fi după M. FILIPESCU, o indicație că materialul detritic « provine de pe Vorlandul geosinclinalului Flişului ». În sprijinul acestei afirmații, M. FILIPESCU citează prezența fragmentelor de şisturi verzi de origine dobrogeană în faciesul cu gresii cu hiero-



Institutul Geologic al României

glife din Eocenul Carpaților orientali. Am văzut deja că în Eocenul de Colți, prezența elementelor verzi a fost semnalată și acest fapt constituie argumentul cel mai apropiat în sprijinul ipotezei FILIPESCU.

Prezența Gresiei de Tarcău în același Eocen însă, denotă că, în această regiune, origina materialului detritic era mixtă.

Dacă pe baze lithologice o orizontare a Eocenului de Colți nu este posibilă, analizele micropaleontologice făcute de G. VOICU din materialul colectat de noi în acest scop, au dus la concluzia că în Eocenul de Colți se pot deosebi două subzone micropaleontologice și anume:

O subzonă inferioară, caracterizată aproape exlusiv prin prezența Foraminiferelor aglutinante, și

O subzonă superioară, caracterizată prin predominanța formelor aglutinante din subzona inferioară și prin prezența cîtorva Foraminifere calcaroase.

În partea cea mai superioară a acestor subzone, acolo unde Foraminiferele calcaroase devin mai abundente, apar și alte forme și anume: Radiolari, spiculi de Spongieri, Ostracode, resturi de Pești, Diatomee.

Cele două subzone micropaleontologice corespund aproximativ celor două jumătăți ale profilului de Eocen de la Colți.

La aceleași concluziuni ajunsese și C. STOICA în urma analizelor făcute în Eocenul din V. Sibiciului (156). Pe baza microfaunei, el confirmă punctele de vedere anterioare cu privire la vîrsta orizontului superior al Stratelor cu hieroglife, considerate ca aparținînd Eocenului superior (Bartonian—Priabonian).

Microfauna acestui orizont este asemănată cu microfauna Eocenului de Șotrile (156, pag. 5), iar orizontul în sine, considerat ca fiind dezvoltat în « facies de Șotrile », este paralelizat cu Stratele de Popiele din Polonia.

Dacă pe criterii de microfaună se poate face o împărțire a Eocenului de Colți, în cele două subzone menționate mai sus, din punct de vedere lithologic acest lucru este imposibil de făcut. Tot complexul este caracterizat printr-o alternanță extrem de monotonă de marno-argile și gresii cu hieroglife, care din punct de vedere petrografic nu are nimic comun cu Eocenul de Șotrile.

La răsărit de linia de apariție a Senonianului din Furul Mic—P. Tisei și la N de o linie care ar uni Ploștina cu Lopătarii, Eocenul este dezvoltat în faciesul extern cu calcare silicioase și conglomerate verzi cu Nummuliți.

Cea mai sudică apariție de calcare și conglomerate verzi cu Nummuliți se poate vedea pe Plaiul Mortatului imediat la N de Vf. Mortatului.

O secțiune subțire printr-o gresie conglomeratică cu elemente verzi din această regiune, arată un material detritic constituit în cea mai mare parte din fragmente de calcare, șisturi verzi și cuarțite și din rare granule de cuarț și plagioclazi.

Materialul autigen este reprezentat prin granule de glauconit și pigmenți limonitici.

Institutul Geologic al României

Ca resturi organice se întîlnesc Orbitoizi şi fragmente de Briozoare. Cimentul calcaros este alcătuit din granule de calcită fin cristalizată, în dimensiuni de 0,10 — 0,020 mm şi este, cantitativ, foarte redus faţă de elementele detritice.

De la linia Ploştina—Lopătari spre S, atît cît este deschis, Eocenul nu prezintă decît marno-argile verzi şi gresii cu hieroglife, adică tipul denumit Eocen de Colţi. Examinarea hărţii ne arată că pe linia amintită, se scufundă structurile anticlinale Puşcăria şi Lopătari sub Digitaţia Lacul Mocearu, aşa că dispariţia Eocenului calcaros îşi găseşte aici o explicaţie de natură tectonică.

Repet însă: nu avem nici o dovadă că, în baza Eocenului de Colţi, orizontul calcaros, întîlnit la Seciul Lăcătuşului, nu se continuă mai departe spre SW.

## *B)* UNITATEA INFERIOARĂ

Urmărind dezvoltarea Eocenului de la W spre E, aşa cum am făcut-o pentru Eocenul Pînzei mediane, în Unitatea inferioară din bazinul Putnei deosebim următoarele două faciesuri:

### 1. FACIESUL DE FLIŞ SAU FACIESUL CALCAROS

În V. Putnei, la W de confluenţa sa cu P. Brusturosului şi în P. Greşului, Eocenul este dezvoltat într-un facies care aminteşte faciesul extern al Pînzei mediane, sau Eocenul de la Tg. Ocna. El caracterizează aici Subunitatea internă. Atît cît este deschis, acest Eocen este constituit dintr-un Orizont inferior calcaros şi un Orizont superior marnos.

a) *Orizontul inferior* constă din calcare cenuşii grezoase, groase de 10—60 cm, cu hieroglife, din calcare marnoase alb-verzui cu Fucoide şi uneori strate subţiri (2 cm) de conglomerate verzi mărunte. Calcarele grezoase conţin adesea lentile de accidente silicioase, exact aşa cum este cazul şi pentru Eocenul de la Tg. Ocna. Pachetele calcaroase alternează cu argile şistoase verzi şi cenuşiu-închise, ocazional chiar argile roşii..

La partea inferioară a acestui orizont de calcare, apare în două deschideri situate imediat mai sus de confluenţa Greşu—Putna, un pachet de cca 5 m de calcare albe-fumurii, care amintesc foarte bine calcarele din Stratele de Caşin. Din lipsă de deschideri continui, nu se poate afirma cu siguranţă dacă aceste calcare sînt normal intercalate în baza Orizontului inferior, sau dacă ele apar aici pe cale tectonică. Din comunicarea lui I. DUMITRESCU (42), rezultă că ele se dezvoltă mult spre S, în regiunea Plaiul Noveselor.

Pe coloana VII (pl. 5), aceste calcare au fost considerate ca fiind intercalate normal în baza Orizontului inferior al Eocenului de Fliş şi ar reprezenta aici caractere propriu zis marginale, pe care le vom întîlni tipic dezvoltate în Subunitatea externă. Orizontul inferior este deschis pe o grosime de aprox. 350 m.

Institutul Geologic al României

b) *Orizontul superior* este alcătuit din marne și argile verzi și roșii, șistoase, cu intercalațiuni subțiri (5 — 20 cm) de gresii cenușii, calcaroase, micacee, cu hieroglife. Uneori, în special către partea cea mai superioară a orizontului, predomină marnele, care, prin aspectul lor general, amintesc foarte bine Stratele de Bisericani; alteori, deschiderile amintesc Stratele de Plopu. Orizontul superior nu este deschis continuu; grosimea sa se poate aprecia la cca 450 m.

Faciesul de Fliș (calcaros) a fost descris de I. DUMITRESCU sub denumirea de Facies de Greșu (42).

## 2. FACIESUL DE CAȘIN

Denumirea de « Strate de Cașin » a fost utilizată pentru prima dată de noi, în 1939, cu ocazia cercetărilor în zona Flișului dintre Cașin și Zăbala.

În 1941, I. DUMITRESCU întrebuințează aceeași denumire pentru același pachet de depozite eocene, deschise în V. Cașinului (41).

În V. Cașinului, Eocenul nu este deschis în întregime. Cel mai complet și mai frumos profil în Eocenul dezvoltat în faciesul pe care îl denumim « facies de Cașin », este deschis însă în V. Putnei unde, de sub Eocen, apar și termeni stratigrafici mai vechi (Stratele de Tisaru *str. s.* și Șisturile negre).

Pe flancul de E al Anticlinalului Poiana Lepșei, deasupra Stratelor de Tisaru *str. s.*, se întîlnește următoarea succesiune stratigrafică eocenă (col. VIII, pl. 5 și fig. 3):

a) *Conglomeratele de Piatra Streiului.* Acest orizont, gros de 70 — 80 m, în V. Putnei la confluența cu Tișița este constituit din conglomerate poligene în care elementul predominant îl constituie șisturile verzi. Se mai întîlnesc apoi elemente de cuarț alb și cenușiu, gresii negricioase-verzui, uneori calcaroase și accidente silicioase și calcare marnoase de tipul celor din Stratele de Tisaru *str. s.* Elemente de tipul Gresiei de Uzu, citate de SAVA ATHANASIU (16), n-au fost observate. Diametrul componentelor este în medie de 5 cm, unele ajung însă 1/2 și chiar 1 $m^3$. În general aceste componente sînt angulare și puternic cimentate cu ajutorul unei matrice argilo-silicioasă,cenușiu-închisă. Conglomeratele sînt stratificate, grosimea individuală a stratelor ajungînd pînă la 2 m. În sus, ele trec gradat la gresii conglomeratice, apoi la gresii mai fine și calcare grezoase, în masa cărora se găsesc încă răspîndite neregulat, elemente de șisturi verzi.

Un studiu petrografic amănunțit al acestor gresii și conglomerate a fost făcut de către M. FILIPESCU (50).

În afară de material detritic (cuarț, feldspat, mică, clorit, glauconit remaniat, șisturi verzi) și minerale epigenice (glauconit, pirită, magnetit, hematit și limonit) FILIPESCU mai descrie și numeroase resturi organice, între care menționăm prisme de Inocerami și Nummuliți. Cimentul gresiilor și conglomeratelor este descris ca fiind constituit din carbonat de calciu, amestecat cu

Institutul Geologic al României

o substanţă argiloasă. Substituiri de silice fibroasă, calcedonie şi cuarţină sînt frecvente.

Contactul dintre Conglomeratele de Piatra Streiului şi Stratele de Tisaru *str. s.* este anormal. În fig. 3 se vede că în V. Putnei conglomeratele se prezintă sub formă de bancuri verticale, în timp ce Stratele de Tisaru *str. s.* au o înclinare de 30° — 35°.

Este greu de afirmat dacă acest contact este de natură tectonică sau dacă între Conglomeratele de Piatra Streiului şi Stratele de Tisaru *str. s.* există un raport de transgresiune. Pe hartă şi în profile am considerat acest contact ca tectonic. În sprijinul acestei interpretări, ne-am bazat pe observaţiunile făcute în P. Sării (afluent stîng al Pîrîului Streiului), unde Stratele de Tisaru *str. s.* vin direct în contact cu calcarele din Stratele de Caşin, iar conglomeratele lipsesc complet. Cu toată această interpretare, dacă Stratele de Tisaru *str. s.* reprezintă în adevăr Senonianul, iar Conglomeratele de Piatra Streiului, Eocenul cel mai inferior, lipsa unor depozite daniene precum şi a Paleocenului s-ar explica mai uşor prin nedepunerea acestor formaţiuni decît pe cale tectonică.

Raporturile figurate în schiţă, precum şi prezenţa prismelor de Inocerami semnalată de M. FILIPESCU în conglomerate, pledează mai mult în favoarea caracterului transgresiv al conglomeratelor din Piatra Streiului.

Acest lucru, însă, pune din nou în discuţie problema unor cutări post-senoniene (laramice). În sprijinul unei asemenea interpretări, datele pe care le posedăm sînt prea puţine deocamdată. Problema este însă pusă şi rămîne ca cercetările viitoare să confirme sau să infirme existenţa unei orogeneze laramice.

Un lucru este totuşi sigur: conglomeratele de Piatra Streiului nu sînt dezvoltate pretutindeni în baza Eocenului, cu aceeaşi grosime. Grosimea maximă pare a fi în V. Putnei, la confluenţa cu Tişiţa. Observaţiunile noastre la S de Putna, în P. Dălhăţaş şi în P. Coza, arată conglomeratele mai subţiri şi în orice caz cu elemente de dimensiuni mai mici decît cele din Piatra Streiului.

b) *Stratele de Caşin.* Conglomeratele de Piatra Streiului trec gradat la orizontul de deasupra al Stratelor de Caşin. Acest orizont este constituit din calcare grezoase cenuşii-brune sau cenuşii-fumurii, groase de 5 — 100 cm, cu o spărtură foarte caracteristică prismatică şi în alternanţă cu gresii marnoase sau marne nisipoase cenuşii-brune. Calcarele au adesea diaclaze umplute cu calcit.

Stratele mai groase de calcar prezintă numeroase elemente de şisturi verzi răspîndite neregulat în masa lor, în special către faţa inferioară a stratului. Frecvenţa elementelor verzi şi a calcarelor, în general, este mai mare în jumătatea inferioară a Stratelor de Caşin. În jumătatea superioară predomină gresiile marnoase şi marnele nisipoase.

Institutul Geologic al României

Grosimea Stratelor de Caşin în V. Putnei, pe flancul estic al Anticlinalului Poiana Lepşei, este de aproximativ 700 m.

Marnele nisipoase spălate şi analizate au arătat ceva glauconit şi numeroşi spiculi de Spongieri.

O secţiune prin calcarele din Stratele de Caşin arată la microscop o masă constituită din granule de calcită cu dimensiuni de 0,005 — 0,025 mm diametru, în care se găsesc diseminate granule de cuarţ (0,025 — 0,050 mm) ca material clastic şi foarte rare granule de glauconit şi concreţiuni de pirită ca material autigen.

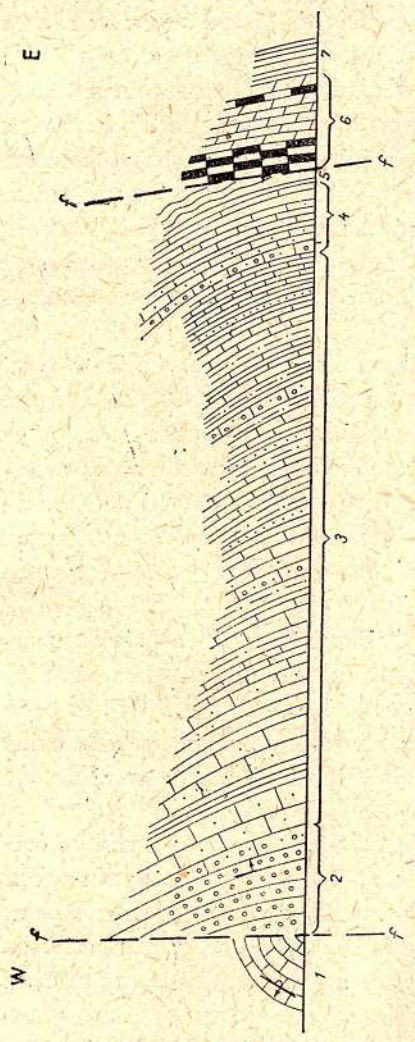



Fig. 3. — V. Putnei. Secţiune schematică prin Eocenul în Facies de Caşin. 1, Strate de Tisaru str. s.; 2, Conglomerate de Piatra Streiului; 3, Strate de Caşin; 4, Strate de Bucieş; 5, Strate de Bisericani; 6, marne bituminoase şi menilite inferioare; 7, şisturi disodilice.

În masa calcaroasă apar destul de numeroase resturi organice, reprezentate prin Foraminifere şi Alge intens diagenetizate.

c) *Stratele de Bucieş.* Deasupra Stratelor de Caşin, descrise mai sus, urmează, în perfectă continuitate de sedimentare, o serie groasă de 70 — 100 m, constituită din calcare marnoase în plăci de culoare verzui-deschisă în spărtură proaspătă, albe pe suprafeţele de alteraţie şi cu numeroase Fucoide. În V. Putnei, jumătatea inferioară a acestui orizont conţine şi intercalaţiuni de calcare grezoase în plăci cenuşiu-verzui, cu elemente verzi mărunte, iar la partea superioară se văd şi intercalaţiuni de argile roşii şistoase.

Analiza micropaleontologică a argilelor din Stratele de Bucieş a arătat un conţinut de Foraminifere aglutinante de tipul celor întîlnite în Eocenul de Colţi.

Intercalaţiile de argile roşii mai dure arată la microscop o masă fundamentală criptocristalină argiloasă, constituită în cea mai mare parte din lamele argiloase cu foarte rare granule de calcită. Masa fundamentală este puternic pigmentată cu o pulbere fină de oxizi de fer, care imprimă rocei culoarea roşie. Materialu

Institutul Geologic al României

detritic este reprezentat prin granule colţuroase de cuarţ (0,025 — 0,050 mm), sporadice lamele de muscovită, fragmente de plagioclazi şi zircon. Ca material autigen, se întîlnesc afară de pigmenţii limonitici, rare granule de glauconit. Resturile organice sînt reprezentate prin urme de microfosile cu contur sferic, puternic calcifiate prin diageneză.

Calcarele grezoase cu elemente verzi din jumătatea inferioară a acestui orizont, arată la microscop o masă fundamentală calcaroasă, formată din granule de calcită cu dimensiuni de 0,010 — 0,050 mm, în care se găsesc răspîndite elemente detritice, reprezentate prin granule colţuroase de cuarţ (0,050 — 0,100 mm) şi foarte rare granule de zircon. Ca minerale autigene, se întîlnesc sporadic granule de glauconit şi pigmenţi limonitici, iar ca resturi organice, foarte numeroase Foraminifere aparţinînd genurilor *Globigerina, Rotalia, Textularia, Nummulites?*

În părţile conglomeratice ale rocei, elementele detritice devin predominante şi sînt reprezentate în majoritate prin şisturi verzi şi rare granule de cuarţ, prinse într-un ciment calcaros, împreună cu elementele autigene şi resturile organice citate.

Denumirea de Strate de Bucieş a fost dată de I. DUMITRESCU pentru acest complex deschis în Eocenul superior de la confluenţa Caşin—Bucieş (41, 42). În comunicările făcute la Institutul Geologic (61), pentru acelaşi orizont, noi am întrebuinţat denumirea de Strate de Doamna. În adevăr în V. Doamnei aceste strate sînt tipic dezvoltate şi cunoscute de multă vreme în literatura noastră (18, 79). Există însă posibilitatea ca în V. Doamnei, Stratele de Doamna să conţină şi o parte din Stratele de Caşin. De aceea, pentru precizarea poziţiei stratigrafice şi a caracterelor petrografice ale acestui orizont, am socotit că denumirea locală dată de I. DUMITRESCU este mai potrivită şi am adoptat-o şi noi în această lucrare.

d) *Stratele de Bisericani.* În V. Putnei, Stratele de Bisericani sînt deschise pe o grosime de numai cca 50 m. Ele sînt constituite din marne argiloase verzi şi cenuşiu-verzui, cu spărtură scoicoasă şi cu cîteva intercalaţiuni subţiri (5 — 15 cm) şi rare de gresii calcaroase, cenuşii, cu hieroglife şi cu Fucoide.

Reducerea grosimii Stratelor de Bisericani în V. Putnei este tectonică. În V. Caşinului, unde sînt deschise în întregime, am apreciat pentru Stratele de Bisericani o grosime de cca 200 m şi am separat chiar la partea superioară a lor, un pachet de cca 20 m, în care sînt frecvente gresiile cu hieroglife. Aceeaşi grosime o au Stratele de Bisericani şi în P. Dălhăţaşu (afluent al Pîrîului Coza, la S de Tulnici).

Stratele de Bisericani au fost descrise prima dată de SAVA ATHANASIU (28. V, 1921, 11) şi considerate ca reprezentînd Oligocenul inferior. Vîrsta oligocenă a Stratelor de Bisericani a fost păstrată multă vreme de către mulţi dintre cercetătorii romîni.

Institutul Geologic al României

În lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului marginal (11) I. ATANASIU consideră Stratele de Bisericani ca un echivalent al Gresiei de Lucăcești.

I. POPESCU-VOITEȘTI (136), cercetînd V. Bistriței între Straja și Piatra Neamț, arată că Stratele de Doamna trec gradat la Strate de Bisericani, formate « dintr-o puternică serie de marne compacte și șisturi de culoare cenușie închisă sau olive-închis, mai mult sau mai puțin nisipoase și compacte, cu slabe intercalațiuni de gresii silicioase albe ».

Pe baza fosilelor găsite (*Lima inoceramoides*, *Spondylus*, *Cardium*, etc.) și ținînd seamă și de trecerea gradată spre Stratele de Doamna cu Nummuliți, VOITEȘTI consideră că Stratele de Bisericani « fac parte integrantă din complexul eocen al Stratelor de Doamna, constituind partea cea mai superioară a Eocenului marginal ».

Am adoptat punctul de vedere al lui VOITEȘTI în ceea ce privește vîrsta Stratelor de Bisericani și am considerat că ele reprezintă un orizont caracteristic pentru Eocenul Unității inferioare, echivalent cu Stratele de Plopu din Eocenul Unității superioare în pînză.

Că Stratele de Bisericani sînt legate numai de Zona marginală, acesta este și punctul de vedere exprimat de I. ATANASIU, numai că în ceea ce privește vîrsta, I. ATANASIU le atribue Oligocenului inferior în întregime.

Plecînd de la un reper constant și anume dela Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare (asociat cu Gresia de Lucăcești cînd aceasta există), reper care este considerat ca reprezentînd baza Oligocenului în toate unitățile Flișului paleogen, se constată că Stratele de Bisericani ocupă totdeauna o poziție similară cu cea a Stratelor de Plopu.

Considerînd Stratele de Plopu ca reprezentînd Eocenul superior, sîntem obligați să atribuim aceeași vîrstă și Stratelor de Bisericani. Aceasta cu atît mai mult, cu cît în zonele cele mai interne ale Unității marginale — cum este cazul în V. Putnei, la W de gura P. Greșul — am văzut că orizontul superior al Eocenului prezintă caractere mixte de Strate de Plopu și de Strate de Bisericani.

Acest amestec de Strate de Bisericani cu Strate de Plopu, este foarte bine vizibil și la Tg. Ocna (P.T. Picioarele), unde peste Eocenul superior cu caracter mixt de marginal și intern, urmează Gresia de Lucăcești.

Chiar în cuprinsul Unității inferioate se păstrează uneori deasupra Stratelor de Bisericani încă un pachet de gresie, litologic identică cu Gresia de Lucăcești. Voi cita ca exemplu profilul din P. Feschii din sus (afluent al Oituzului, la Hîrja) unde, deasupra Stratelor de Bisericani și sub menilitele inferioare, se găsește un pachet de 6 — 7 m de gresie foarte asemănătoare Gresiei de Kliwa și cu poziție identică Gresiei de Lucăcești, iar în V. Cașinului, la Săritoare, se găsește, în aceeași poziție, o intercalație de aproape 2 m grosime, care reprezintă tot echivalentul Gresiei de Lucăcești. În alte profile externe din Zona marginală, Gresia de Lucăcești n-a mai fost observată. Reducerea

Institutul Geologic al României

treptată spre exterior a Gresiei de Lucăceşti, este deci o realitate în cuprinsul «Zonei marginale».

Coexistența în acelaşi profil pe verticală a Stratelor de Bisericani şi a unui pachet de gresii corespunzător Gresiei de Lucăceşti, exclude însă sincronizarea acestor două depozite. Gresia de Lucăceşti şi deci echivalentul ei din Zona marginală, acolo unde acesta există, este incontestabil mai nouă decît Stratele de Bisericani.

Acolo unde Gresia de Lucăceşti a dispărut complet, potrivit concepției lui I. ATANASIU, s-ar putea ca să fie înlocuită prin Stratele de Bisericani. În această ipoteză, dacă trasăm limita Eocen-Oligocen la baza Gresiei de Lucăceşti, însemnează că o parte din Stratele de Bisericani şi anume cea superioară, trebuie atribuită Oligocenului inferior. Nu avem nici un criteriu pe baza căruia, în profilele unde lipseşte Gresia de Lucăceşti, să punem limita Eocen-Oligocen undeva în cuprinsul Stratelor de Plopu sau de Bisericani.

Pe coloanele stratigrafice şi pe secțiunile anexate, limita Eocen-Oligocen a fost trasată la baza Gresiei de Lucăceşti sau, dacă aceasta nu există, la baza Orizontului menilitelor inferioare.

Rezumînd considerațiunile făcute pînă aici cu privire la Eocen, subliniem următoarele:

Eocenul zonei paleogene dintre Putna şi Buzău, aparține la 2 mari unități tectonice: Pînza mediană şi Unitatea inferioară.

În cuprinsul Pînzei mediane, Eocenul este dezvoltat într-o serie de faciesuri cu treceri gradate între ele, variațiunile fiind evidente atît perpendicular pe structuri, cît şi în lungul lor. Cel mai intern este faciesul Gresiei de Tarcău, al cărui Eocen prezintă un orizont inferior cu caractere de molasă (Orizontul Gresiei masive de Tarcău) şi un orizont superior, cu caractere de Fliş (Stratele de Plopu). Spre exterior, Gresia de Tarcău se reduce treptat în grosime, admițînd din ce în ce mai multe intercalațiuni de marno-argile, gresii cu hieroglife, calcare marnoase sau grezoase şi conglomerate cu elemente verzi şi Nummuliți. În cele din urmă, în profilele cele mai externe din Eocenul Pînzei mediane, Gresia de Tarcău nu mai apare şi locul ei este luat de către calcare grezoase, gresii şi conglomerate verzi, în alternanță cu marno-argile. Caracterul de Fliş se accentuează deci, treptat, spre marginea externă a Pînzei mediane. În lungul structurilor, se constată deasemenea o reducere de la N spre S a elementului de Tarcău. Invadarea pe meridian a Faciesului de Fliş, se constată mai ales în zona mijlocie a Pînzei mediane, unde intercalațiile de Gresie de Tarcău se subțiază treptat spre S, pînă aproape la dispariție. În zona externă a pînzei, faciesul calcaros se ascunde tectonic sub Digitația Lacul Mocearu, aşa că în V. Buzăului, marginea aparentă a Flişului paleogen arată un Eocen de Fliş, alcătuit numai din marno-argile şi gresii cu hieroglife.

În cuprinsul Unității marginale, Eocenul este dezvoltat într-un facies intern foarte înrudit cu faciesul extern al Pînzei mediane (Facies de Fliş = facies

Institutul Geologic al României

calcaros = Facies de Greșu) și un facies extern, care începe cu conglomerate, dar al cărui caracter principal este dat de calcare (Facies de Cașin).

Contactul Senonian — Eocen nu a fost nicăieri observat. Pe hartă și profile el a fost trecut ca o limită normală în cuprinsul Pînzei mediane, iar în Unitatea marginală din V. Putnei, el a fost considerat tectonic.

Ținînd seamă de cutele observate în Senonianul din P. Zîrna Mică, V. Boului și P. Lapoș, precum și de prismele cu Inocerami citate în Conglomeratele de Piatra Streiului, un raport de transgresiune între aceste două formațiuni nu este exclus. Problema unei orogeneze laramice rămîne încă deschisă, întrucît dovezi sprijinitoare suficiente nu există.

Limita Eocen-Oligocen a fost pusă la baza Gresiei de Lucăcești sau la baza orizontului de marne bituminoase și menilite inferioare, cînd Gresia de Lucăcești lipsește.

## III. OLIGOCENUL

### *A*) PÎNZA MEDIANĂ

Eocenul descris mai sus se continuă în seria stratigrafică cu depozite atribuite de majoritatea geologilor romîni și polonezi, Oligocenului.

Remarcăm de la început că și în Oligocen depozitele prezintă numeroase variațiuni de facies, variațiuni care — după cum vom vedea — merg paralel cu cele semnalate deja în Eocen.

Limita dintre Eocen și Oligocen a fost multă vreme discutată și astăzi, încă nu se poate afirma că s-a ajuns la un acord general cu privire la soluționarea acestei probleme.

În Polonia, vîrsta oligocenă a șisturilor menilitice a fost contestată din cauza prezenței Nummuliților, Lamellibranchiatelor și Briozoarelor (37, 149). Mai recent, HORWITZ (69) a arătat că materialul paleontologic adus ca argument în favoarea unei vîrste eocene a șisturilor menilitice provine, fie din intercalațiuni conglomeratice ale Eocenului superior, fie din Stratele de Popiele luate drept Strate de Polanica.

La noi existența Oligocenului a fost contestată pentru Muntenia occidentală de către prof. G. MURGEANU (103). În timpul din urmă, G. MURGEANU a repus în discuție aceeași problemă pentru tot Oligocenul din restul Carpaților meridionali și orientali (Discuțiuni la comunicarea lui DRAGOȘ, 1949).

Bazat pe studiul faunei de Pești din Oligocenul romînesc (120) și studiile micropaleontologice întreprinse de către STOICA și VOICU (156), am adoptat concepția vîrstei oligocene a șisturilor menilitice și în acest spirit se încadrează considerațiunile făcute în cele ce urmează asupra Oligocenului.

În comunicarea mea din 10 martie 1944, asupra faciesurilor Oligocenului din Valea Buzăului (59), limita Eocen-Oligocen a fost pusă în mod provizoriu și

Institutul Geologic al României

pentru raţiuni de ordin practic, la baza orizontului de menilite şi marne bituminoase. Gresia de Lucăceşti era considerată ca reprezentînd un orizont de trecere de la Eocen la Oligocen.

Aspectul petrografic al Gresiei de Lucăceşti precum şi lipsa microfaunei de tip eocen, ne-au determinat să adoptăm în această lucrare punctul de vedere al profesorului I. ATANASIU şi anume să considerăm seria oligocenă începînd cu acest « nou tip de rocă », care prin aspectul său petrografic, « ţine mai mult de Oligocen decît de Eocen » (11).

Gresia de Lucăceşti nu constituie însă un orizont constant aşa cum este cazul pentru Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare. Ea apare în profilele cele mai externe din Oligocenul Pînzei mediane şi în profilele cele mai interne ale Unităţii inferioare.

Discutînd vîrsta Stratelor de Plopu şi a Stratelor de Bisericani, am arătat că partea cea mai superioară a acestor strate, ar putea eventual reprezenta un echivalent al Gresiei de Lucăceşti şi ar avea deci o vîrstă oligocen-inferioară. Aceasta este concluzia la care se ajunge dacă adoptăm cel puţin, în parte, punctul de vedere exprimat de I. ATANASIU şi anume că Gresia de Lucăceşti este înlocuită în solzii cei mai orientali ai Pînzei marginale, prin Strate de Bisericani.

Ar trebui, în acest caz, ca limita Eocen-Oligocen în profilele unde lipseşte Gresia de Lucăceşti, să fie trasată undeva în cuprinsul Stratelor de Bisericani (sau al Stratelor de Plopu, pentru profile interne). Teoretic, raţionamentul este logic, însă pe teren acest lucru este imposibil de realizat. Caracterele petrografice şi microfauna Stratelor de Plopu sau Bisericani rămîn uniforme pe verticală pînă la nivelul Gresiei de Lucăceşti sau al menilitelor inferioare, aşa că trasarea limitei în discuţie, undeva mai jos de aceste nivele, nu s-ar putea face decît cu totul arbitrar.

Pentru reprezentarea grafică pe coloane stratigrafice şi în profile, noi am considerat limita Eocen-Oligocen la baza Gresiei de Lucăceşti sau a Orizontului de marne bituminoase şi menilite inferioare.

În V. Buzăului, între Nehoiu şi V. Lupului, această limită este contestată de către MURGEANU şi ONCESCU, care consideră marnele bituminoase şi menilitele inferioare ca reprezentînd recurenţe de facies, iar Gresia de Lucăceşti de sub ele, ca o intercalaţie obişnuită de Gresie de Kliwa în Oligocen. Asupra acestei probleme vom reveni.

Pe pl. Nr. 6 sunt figurate 10 coloane stratigrafice, reprezentînd diferite tipuri de dezvoltare a Oligocenului dintre Putna şi Buzău. Oligocenul figurat în coloanele I — VII aparţine Pînzei mediane; coloanele VIII — X arată Oligocenul Unităţii inferioare.

Pentru sistematizarea expunerii, voi descrie cîte un profil complet de Oligocen corespunzător faciesurilor principale separate în Eocenul Pînzei mediane şi al Unităţii inferioare.

Institutul Geologic al României

## 1. OLIGOCENUL DIN P. VINEŢIŞU
(Col. III, pl. 6)

Profilul din Vineţişu arată un Oligocen al cărui fundament este Eocenul, dezvoltat în faciesul intern cu Gresie masivă de Tarcău şi cu Strate de Plopu. Iată care este succesiunea diferitelor orizonturi care au putut fi separate:

a) *Orizontul Gresiei de Lucăceşti.* Practic, acest orizont nu există în P. Vineţişu. Un singur strat de nisip galben, gros de 30 cm şi care aminteşte o Gresie de Kliwa alterată, ar putea fi considerat ca unicul reprezentant al Gresiei de Lucăceşti.

b) *Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare.* În profilul Vineţişu, acest orizont este constituit dintr-un pachet de cca 70 m grosime, în care se pot recunoaşte marne calcaroase albăstrui, în parte şistoase şi bituminoase, cu solzi de *Meletta* şi menilite. Intercalaţiile de şisturi disodilice sînt frecvente.

Spre deosebire de profilele mai externe ale Pînzei mediane sau ale Unităţii nferioare, în Vineţişu, marnele calcaroase sînt mai puţin compacte şi mai puţin bituminoase, iar menilitele sînt în cantitate mai redusă.

Noţiunea de « marne bituminoase » a fost introdusă de I. ATANASIU, care a dat şi o listă de sinonimii (11).

c) *Orizontul şisturilor disodilice.* Urmează normal în serie şi este constituit din şisturi disodilice în alternanţă sau cu intercalaţiuni de marne cenuşii-verzui foioase, de calcare galbene lenticulare, de tipul celor întîlnite în Stratele de Pucioasa, apoi rare intercalaţiuni de Gresii de Kliwa. Întreg pachetul aminteşte bine Stratele de Pucioasa. Grosime cca 200 m.

d) *Orizontul Gresiei de Kliwa.* Este alcătuit din Gresii de Kliwa cu intercalaţiuni de şisturi disodilice şi de marne cenuşii închise. Gresiile de Kliwa sînt uneori glauconitice şi au elemente verzi mărunte. Grosimea orizontului este de cca 440 m.

e) *Orizontul Gresiei de Fusaru.* Deasupra Orizontului cu Gresii de Kliwa urmează un pachet de cca 460 m, în care, şisturi disodilice alternează cu marne cenuşii şi argile cenuşii-verzui şi au intercalaţii de gresii subţiri calcaroase, cu hieroglife, de gresii asemănătoare Gresiei de Kliwa şi de calcare galbene de tip Pucioasa.

Elementul caracteristic în constituţia acestui orizont îl formează o gresie cenuşie calcaroasă, micacee, cu bobul de mărime mijlocie sau grosier, foarte asemănătoare cu Gresia de Tarcău. Această gresie de tip Tarcău, paralelizată de GR. POPESCU cu gresia din Vf. Sultanu (Discuţiuni la comunicarea GRIGORAŞ, 1944), este Gresia de Fusaru. Ea apare în profilul de la Vineţişu sub

Institutul Geologic al României

forma a 4 intercalaţiuni, din care cea inferioară ajunge 15 — 20 m grosime. Bancurile de gresie au aici grosimea de 0,5 — 2 m.

Orizontul Gresiei de Fusaru este caracterizat printr-o asociaţie micropaleontologică relativ bogată în Foraminifere calcaroase, Coleoptere şi Diatomee şi foarte săracă în Foraminifere aglutinante şi spiculi de Spongieri.

Vîrsta oligocenă a Gresiei de Fusaru a fost atribuită prima dată de D. PREDA (138). După D. PREDA însă ea este echivalentă cu Stratele de Bisericani şi cum acestea erau considerate de vîrstă oligocen-inferioară, era natural ca şi Gresia de Fusaru să fie considerată de aceeaşi vîrstă.

Mai tîrziu, I. PĂTRUŢ a arătat că Gresia de Fusaru aparţine Oligocenului şi că nu poate fi echivalată cu Gresia de Tarcău eocenă (117, 118).

f) *Orizontul Stratelor de Vineţişu.* Orizontul Gresiilor de Fusaru suportă în P. Vineţişu un pachet complet deschis de cca 220 m grosime, în care gresii calcaroase sau calcare grezoase cenuşii, cu vine de calcit, foarte curbicorticale, cu hieroglife, alternează cu marno-argile cenuşii. Am dat acestui pachet denumirea locală de « Strate de Vineţişu » pentru a-l deosebi de un pachet asemănător flişoid, intercalat în partea mijlocie a Oligocenului al cărui fundament îl constituie Eocenul de Colţi.

O secţiune microscopică printr-un calcar grezos arată o masă fundamentală calcaroasă, formată din granule de calcit (0,005 — 0,030 mm), asociată în proporţie de 4/1 — 3/2 cu material detritic, reprezentat prin granule colţuroase de cuarţ (0,020 — 0,050 mm). Între mineralele autigene se disting granule de glauconit, rari pigmenţi limonitici şi concreţiuni de pirită.

Din punct de vedere micropaleontologic, Stratele de Vineţişu sînt caracterizate prin lipsa completă a formelor calcaroase şi prin prezenţa cîtorva forme de aglutinante şi a spiculilor de Spongieri.

Un orizont cu gresii curbicorticale în Oligocen a mai fost descris de N. ONCESCU (114), pe flancul vestic al Anticlinalului Bîsca Rosiliei (?); de prof. G. MURGEANU (104) în bazinul Zăbalei la N de cordiliera senoniană şi de I. PĂTRUŢ (116), în V. Teleajenului.

g) *Orizontul menilitelor superioare.* Stratele de Vineţişu suportă un pachet de 15 — 20 m de marne foioase cenuşii şi argile disodilice cu aspect de Strate de Pucioasa peste care urmează în continuare gipsuri, pietrişuri de cuarţ, marne şi gresii. În acest pachet de disodile, GR. POPESCU (127) a observat la W de Buzău şi intercalaţiuni de menilite. Prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU citează deasemenea menilite în partea superioară a Stratelor de Vineţişu din P. Nehoiaşul.

Cu toate că în P. Vineţişu menilitele lipsesc, prezenţa lor la W de Buzău ne îndreptăţeşte să credem că acest orizont reprezintă Orizontul menilitelor superioare.

Institutul Geologic al României

În rezumat, profilul de Oligocen din P. Vinețișu prezintă următoarele orizonturi:

Un orizont de marne bituminoase și menilite (Gresia de Lucăcești este reprezentată numai printr-un strat de 30 cm);

Un orizont de disodile;

Un orizont de Gresii de Kliwa;

Un orizont cu Gresii de Fusaru;

Orizontul Stratelor de Vinețișu;

Orizontul menilitelor superioare.

Oligocenul din P. Vinețișu se continuă spre W în V. Buzăului unde a fost descris de prof. G. MURGEANU și de N. ONCESCU. Potrivit descrierii făcută de acești autori (107), deasupra Orizontului de disodile ar urma două orizonturi de Gresie de Kliwa separate printr-un pachet de disodile, apoi o gresie cu Nummuliți, asemănătoare cu Gresia de Tarcău (« Gresia de Podu Negru ») și în sfîrșit, Stratele de Vinețișu, care în V. Nehoiașului au și menilite la partea superioară.

Subliniem, de la început, că în V. Buzăului, la N de Nehoiaș, Oligocenul este afectat de o falie transversală, de-a lungul căreia blocul de la E de Buzău este împins spre S, așa fel încît, în dreptul podului de peste Buzău, pe drumul spre Gura Teghii, ne găsim tocmai la limita dintre Gresia masivă de Tarcău și Stratele de Plopu. Dacă podul amintit mai sus este « Podul Negru », atunci « Gresia de Podu Negru » la care se referă prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU, cu Nummuliți, nu este o gresie micacee intercalată în Oligocen, ci este Gresie de Tarcău eocenă.

Blocul de la E de falia transversală amintită, prezintă în V. Buzăului un Oligocen a cărui grosime este redusă tectonic de-a lungul unei falii longitudinale. Orizontul cu Gresie de Fusaru este în V. Buzăului aproape complet dispărut pe această falie longitudinală, așa că bancurile de Gresie de Kliwa din orizontul inferior, vin în contact direct cu Stratele de Vinețișu, de altfel și acestea reduse în grosime tot tectonic. Bancurile de Gresie de Kliwa din orizontul Stratelor de Vinețișu la care se referă MURGEANU și ONCESCU, se găsesc deci, tocmai în această zonă faliată, așa că poziția lor stratigrafic normală, nu poate fi susținută.

La N de Nehoiaș, Oligocenul mai apare încă în două profile mai interne, la Broasca și la Gura Siriului.

Oligocenul din aceste două profile diferă de cel din P. Vinețișu prin dezvoltarea masivă a Gresiei de Fusaru în detrimentul Gresiei de Kliwa. Grosimea Orizontului cu Gresie de Fusaru ajunge în profilele de la Broasca și Gura Siriului la 600 m, la Gura Siriului bancurile de gresie fiind mai masive și admițînd mai puține intercalații marnoase decît la Broasca.

Gresia de Kliwa se mai păstrează sub forma cîtorva intercalațiuni de 60 cm în profilul de la Broasca și mai subțiri încă în profilul de la Gura Siriului.

Institutul Geologic al României

Orizontul de Gresie de Kliwa individualizat în profilul Vineţişu este înlocuit treptat în cele 2 profile interne, pe de o parte, prin Gresia de Fusaru, pe de altă parte, prin Orizontul de disodile. Acesta din urmă capătă spre interior, din ce în ce mai mult caractere de Strate de Pucioasa.

Orizontul de bază al Oligocenului din zona internă — marne bituminoase şi menilite — se menţine în mod constant în toate profilele. În cel mai intern profil, la confluenţa Buzăului cu P. Teheräul, menilite însă nu mai există; în schimb se întîlnesc calcare bituminoase, fin şistoase, cu foarte frumoase schelete şi solzi de Peşti.

În ceea ce priveşte Orizontul Stratelor de Vineţişu, datele obţinute în V. Buzăului ne arată că acest orizont este şi el invadat de caractere tipice Orizontului cu Gresie de Fusaru. Intercalaţiile de gresii curbicorticale întîlnite aici sînt în adevăr caracteristice Stratelor de Vineţişu, dar prezenţa cîtorva Gresie de Fusaru şi a calcarelor galbene de tip Pucioasa, reprezintă caractere moştenite din Orizontul inferior.

Prezenţa celor două zone de Oligocen de la Broasca şi Gura Siriului este contestată de G. MURGEANU şi N. ONCESCU.

Am arătat în capitolul « Istoric » că potrivit acestor autori, la N de Nehoiaş, am fi confruntaţi cu o serie isoclinală de 8000 m, alcătuită din Gresie de Tarcău şi care ar reprezenta Eocenul Pintenului de Homorîciu, considerat ca Autohton sau Parautohton.

În adevăr asemănarea petrografică a Gresiei de Fusaru cu Gresia de Tarcău este aşa de mare, încît dacă nu ar exista, pe de o parte, profile normale complete care să se poată urmări de la menilitele bazale în sus şi dacă, pe de altă parte, n-ar exista între bancurile de Fusaru intercalaţiuni subţiri de Strate de Pucioasa cu calcare galbene şi de argile disodilice, confuziile de determinare a vîrstei acestor formaţiuni, ar fi foarte uşor de făcut.

În susţinerea tezei amintită, prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU pleacă de la observaţiunile făcute în V. Siriului, unde peste Senonian cu marne roşii cu arcoze şi Inocerami, urmează în continuitate de sedimentare şisturi disodilice, apoi pachete de Gresie de Tarcău cu intercalaţiuni de disodile, menilite şi chiar diatomite.

Esenţial este prin urmare faptul că între Senonian şi formaţiunea cu Gresie de Tarcău există continuitate de sedimentare, de unde vîrsta eocenă a acestei formaţiuni. Prezenţa disodilelor, menilitelor şi diatomitelor s-ar explica prin apariţia mai de vreme a faciesului oligocenic în Eocenul acestei zone interne. Pusă astfel, problema este în adevăr foarte interesantă şi merită o discuţie mai amplă.

Am văzut mai sus că în cîteva din profilele citate în legătură cu raporturile dintre Senonian şi Eocen, problema unor cutări post-senoniene se poate pune. Pe de o parte, discordanţa dintre cele 2 formaţiuni şi pe de altă parte, lipsa unor depozite daniene şi paleocene, justifică punerea în discuţie a unei orogeneze laramice.



Institutul Geologic al României

În lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului din Carpații orientali, I. ATANASIU (13) a arătat că chiar acolo unde discordanța lipsește, se poate totuși admite existența mișcărilor începute în Senonian: « blocul intern, reprezentat prin unitatea tectonică pe care o denumim « zona internă » (Cretacic inferior) a trebuit să efectuieze o înaintare chiar din Senonian. Această mișcare a fost abia îndestulătoare ca să slăbească compresibilitatea sedimentelor superficiale, așa încît aceste depozite nu au fost cutate. Astfel se explică faptul că orice discordanță între Senionian și Paleogen lipsește ».

Prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU descriu o continuitate de sedimentare între Senonianul roșu și Eocenul de Tarcău, dar trec cu vederea lipsa unor depozite daniene și paleocene.

Este adevărat că în V. Siriului M. FILIPESCU vorbește despre o trecere gradată de la Senonian la Stratele de Șotrile, pe care le atribuie Paleocen — Eocenului inferior; însă tot M. FILIPESCU (52) afirmă că Gresia de Fusaru — Tarcău stă peste Eocenul de Șotrile și este uneori conglomeratică, conținînd blocuri remaniate din acest Eocen de Șotrile.

În lumina acestor date, o continuitate de sedimentare între Senonian și Eocen, nu se poate deci susține. Aceasta cu atît mai mult cu cît s-ar putea ca Gresia de Fusaru—Tarcău, la care se referă M. FILIPESCU, sau Gresia de Tarcău citată de G. MURGEANU și N. ONCESCU, să fie de fapt Gresia de Fusaru oligocenă. Am spus « s-ar putea » pentrucă nu cunosc regiunea de la fundul Văii Siriului. Menționez însă, că marne cenușiu-închise dintr-o deschidere de la confluența Buzăului cu P. Arțagul, adică imediat în apropierea Senonianului roșu din « zona de solzi » (51), au arătat o microfaună oligocenă.

Din cele de mai sus reiese, prin urmare, că raporturile normale citate de G. MURGEANU și N. ONCESCU între Senonianul și « Eocenul » din V. Siriului sînt discutabile. Problema unui contact de transgresiune sau a unui contact tectonic, credem că nu este exclusă din discuție. Remanierea Eocenului de Șotrile în Gresia de Fusaru—Tarcău, citată de M. FILIPESCU, sprijină ideea contactului de transgresiune.

Din descrierea pe care am făcut-o în legătură cu Oligocenul din P. Vinețișu, reiese însă că o gresie micacee de tipul Gresiei de Tarcău — paralelizată cu Gresia de Fusaru — există incontestabil în acest Oligocen. De altfel, chiar G. MURGEANU și N. ONCESCU descriu o asemenea gresie în Oligocenul de Vinețișu (Gresia de Podu Negru), numai că, în cazul cînd nu este la mijloc și vreo confuzie de denumire locală, am arătat mai sus motivele pentru care tocmai acea gresie este de vîrstă eocenă, adică Gresie de Tarcău.

Ar rămîne prin urmare de demonstrat dacă pachetele mai groase de gresii micacee de la Gura Siriului și de la Broasca sînt în adevăr Gresie de Fusaru și deci de vîrstă oligocenă.

În ceea ce privește profilul de la Gura Siriului, este drept că Orizontul de disodile nu este deschis în întregime și cercetătorul care vizitează numai

Institutul Geologic al României

V. Buzăului, ar putea pune la îndoială continuitatea acestui profil. Ceea ce nu se poate contesta însă, este succesiunea stratigrafică normală de la Orizontul inferior al Eocenului cu Gresia masivă de Tarcău pînă la Orizontul şisturilor disodilice, trecînd prin Orizontul Stratelor de Plopu şi al marnelor bituminoase (col. I, pl. 5 şi col. I, pl. 6). Seria eocenă se încheie deci cu Stratele de Plopu şi deasupra ei, începe normal seria oligocenă, cu Orizontul marnelor bituminoase şi cu şisturi disodilice.

A considera marnele bituminoase şi şisturile disodilice ca intercalaţii normale într-o serie eocenă, înseamnă a nega o succesiune stratigrafică recunoscută pretutindeni în Carpaţii Orientali, acolo unde avem un Eocen cu Strate de Plopu la partea superioară şi un Oligocen cu marne bituminoase cu Peşti la partea inferioară. Şi nu este vorba de o nerecunoaştere principială a Oligocenului în Carpaţi, căci G. MURGEANU şi N. ONCESCU admit existenţa Oligocenului la Jeţu, stînd peste marnele roşii din Stratele de Plopu, ci este vorba de nerecunoaşterea unui facies intern al Oligocenului, în care elementul grezos cu aceeaşi origine carpatică, are şi acelaşi aspect petrografic ca şi Gresia de Tarcău din Eocen.

Gresia de Fusaru de la Gura Siriului suportă un pachet deschis pe o grosime stratigrafică de cca 140 m, în care marno-argile verzui alternează cu gresii calcaroase fine, curbicorticale, de tipul celor din Stratele de Vineţişu. În plus, se mai găsesc cîteva intercalaţii subţiri de Gresie de Fusaru şi de calcare galbene de tip Pucioasa. Poziţia stratigrafică a acestui orizont, controlată pe bază de hieroglife şi sedimentaţie ritmică, este indiscutabil superioară pachetului masiv cu Gresie de Fusaru. El a fost considerat ca echivalent al Stratelor de Vineţişu. În P. Giurca aceste strate schiţează chiar şi o mică structură sinclinală (poziţie de strate după hieroglife), în faţa liniei tectonice care le separă de Gresia de Tarcău de la E. Seria isoclinală continuă, descrisă de G. MURGEANU şi N. ONCESCU, nu poate fi susţinută şi din acest motiv.

Situaţia Oligocenului în Facies de Fusaru de la Broasca este şi mai clară. Fundamentul său de Eocen cu Gresie de Tarcău, arată şi ceva din pachetul de Strate de Plopu la partea sa superioară, dar în V. Buzăului se găseşte în contact tectonic de mică importanţă cu Oligocenul. La W de Buzău, însă, în P. Bonţul Mare, limita Eocen — Oligocen este normală. Coloana stratigrafică prezentată (col. 5 pl. 6) este completată în parte cu datele lui GR. POPESCU din P. Bonţu Mare şi în ea se poate recunoaşte profilul de Oligocen din P. Vineţişu, invadat aproape în toate orizonturile sale de către Gresia de Fusaru. Gresia de Kliwa este păstrată doar ca intercalaţiuni subţiri şi rare.

Urmărind la W de Buzău Oligocenul de la Broasca, reiese din harta lui GR. POPESCU (127), că el îmbracă la S Eocenul cu Gresie de Tarcău şi Stratele de Plopu din Anticlinalul Smeuret, exact aşa cum se întîmplă şi cu Oligocenul din Vineţişu — recunoscut de G. MURGEANU şi N. ONCESCU — Oligocen care îmbracă Anticlinalul Cătiaşu în scufundarea sa spre SW.



Institutul Geologic al României

În rezumat, din cele arătate mai sus, se desprinde concluzia că în Valea Buzăului pe porțiunea dintre Siriu și Nehoiaș, nu poate fi vorba de o serie isoclinală eocenă cu Gresie de Tarcău, groasă de 8000 m, ci de o serie de solzi alcătuiți din Eocen și Oligocen, Oligocenul celor 2 solzi mai interni fiind dezvoltat în faciesul Gresiei de Fusaru. Ceea ce s-a considerat ca Gresie de Tarcău în zona mediană, reprezintă probabil în parte și Gresie de Fusaru de vîrstă oligocenă.

Continuarea cercetărilor la NE de Buzău în zona internă a Flișului paleogen, va lămuri desigur această problemă controversată.

Conglomeratele grosiere de origine carpatică, citate de G. MACOVEI și I. ATANASIU (5) în baza Oligocenului de la Tg. Săcuesc și Brețcu, precum și Gresiile de Fusaru, menționate de I. PĂTRUȚ (60) în Oligocenul de la fundul Văii Oituzului, sînt indicații în sprijinul punctului nostru de vedere.

Oligocen dezvoltat în facies asemănător, reprezentat prin așa numitele « Strate de Krosno », se cunoaște atît în Polonia (115) cît și în Bucovina (153).

## 2. OLIGOCENUL DIN GÎRLA FIȘICILOR
(Col. VI, pl. 6)

Fundamentul acestui tip de Oligocen, este Eocenul în facies extern sau Eocenul de Colți al Pînzei mediane. În constituția acestui Oligocen, intră următoarele orizonturi:

a) *Orizontul Gresiei de Lucăcești*, alcătuit din bancuri de gresie groasă de 30 — 70 cm la baza complexului și 1 — 6 m către partea superioară, cu intercalațiuni de argile verzi și marne cenușii, parțial nisipoase. La partea superioară a Orizontului Gresiei de Lucăcești, argilele devin brune și capătă treptat aspectul șisturilor disodilice.

Grosimea totală a orizontului ajunge 20 m în Gîrla Fișicilor; în solzii mai interni (de ex. P. Varlamului), această grosime ajunge 30 m.

Aspectul petrografic al Gresiei de Lucăcești amintește foarte bine Gresia de Kliwa. Mici deosebiri semnalate între Gresia de Lucăcești și Gresia de Kliwa, obișnuit întîlnită în regiunea noastră, se referă la un slab și neconstant conținut calcaros [1]), rari fluturași de mică albă și o alterație brună mai accentuată, datorită unui conținut mai bogat în oxizi de fier.

Din Gresia de Lucăcești din V. Strugilor (afluent al Pîrîului Stănila), C. STOICA citează fragmente de Cardiacee și spiculi de Echinide (156). Noi cunoa-

[1]) M. FILIPESCU (49) citează la W de Teleajen varietăți de Gresie de Kliwa cu ciment calcaros. La E de Buzău, în afară de Gresia de Lucăcești și de intercalații grezoase în zonele dintre Stratele de Podu Morii *str. s.* și orizonturile limitrofe, varietăți de Gresie de Kliwa cu ciment calcaros, nu au fost observate.

Institutul Geologic al României

ştem asemenea fragmente şi mulaje de Cardiacee din Gresia de Lucăceşti de la N de Tg. Ocna (Vf. Ouşorul Mare) şi de la S de Tg. Ocna (W Vf. Chichilău).

La microscop, o secţiune prin Gresia de Lucăceşti din Vf. Stîlpilor arată un material detritic predominant, constituit din granule colţuroase de cuarţ rareori rotunjite (0,05 — 0,16 mm) şi din rare fragmente de plagioclazi, lamele de muscovită şi cristale de zircon. Materialul autigen este reprezentat prin granule de glauconit şi cantităţi mari de pigmenţi limonitici răspîndiţi neregulat în toată masa rocei. Cimentul este format din cuarţ care umple interstiţiile dintre granulele detritice. În regiunea de la S de Vintileasca, în P. Ursoaia, Gresia de Lucăceşti conţine şi elemente de şisturi verzi.

Consideraţiuni istorice asupra denumirei Gresiei de Lucăceşti au fost făcute de către I. ATANASIU (11, pag. 156). Reţinem din lucrarea sa faptul că Gresia de Lucăceşti se situează stratigrafic deasupra Eocenului Pînzei de Tarcău, al Pînzei de Tazlău şi în cîţiva din solzii mai interni ai Pînzei marginale.

Vîrsta sa oligocenă a fost atribuită tot de I. ATANASIU pentru aspectul său petrografic care « ţine mai mult de Oligocen decît de Eocen » şi pentrucă, cel puţin în parte, este echivalentul Stratelor de Bisericani, considerate oligocen-inferioare.

Am arătat mai sus motivele pentru care noi socotim că Stratele de Bisericani trebuie atribuite Eocenului superior, rămînînd în acest caz ca argument în sprijinul vîrstei oligocene a Gresiei de Lucăceşti, aspectul său petrografic şi lipsa unei microfaune de tip Eocen.

În cuprinsul Pînzei mediane, Gresia de Lucăceşti este prezentă în toate profilele de Oligocen al căror fundament îl formează Eocenul în facies extern calcaros sau în faciesuri intermediare. În aria de răspîndire a faciesului eocenic intern, Gresia de Lucăceşti lipseşte în cele 2 profile de Oligocen de la Gura Siriului şi Broasca, iar la Vineţişu, am arătat că singurul reprezentant al Gresiei de Lucăceşti, ar putea fi considerat un strat de 30 cm cu aspect asemănător unei Gresii de Kliwa alterată.

La W de Buzău, Gresia de Lucăceşti lipseşte (127). O ultimă apariţie de Gresie de Lucăceşti în această regiune, groasă de 8 m, este raportată de M. NICULESCU, pe V. Săraca (109).

În literatura poloneză (165) este citat un complex grezos cu poziţie stratigrafică identică, cunoscut acolo sub numele de Gresie de Boryslaw.

b) *Orizontul Stratelor de Lingureşti* corespunde orizontului I, separat de C. STOICA, în V. Sibiciului (156), cu această denumire locală.

Fără a întrebuinţa o denumire locală proprie, noi am descris (59) deasupra Orizontului Gresiei de Lucăceşti, un pachet flişoid de 10 — 20 m de marne şistoase foarte nisipoase, cenuşiu-închise sau aproape negre, cu solzi de Peşti şi cu intercalaţiuni subţiri de gresii curbicorticale, uneori calcaroase şi foarte dure. Aşa cum remarcă şi C. STOICA, acest pachet de strate aminteşte Stratele

Institutul Geologic al României

de Pucioasa şi nu are caractere proprii. Este interesantă însă, poziția sa între Orizontul Gresiei de Lucăcești şi cel al menilitelor inferioare şi lipsa unei microfaune de aglutinante. Puținele Foraminifere întîlnite, sînt raportate de C. STOICA genului *Globigerina* cu speciile *Globigerina buloides* şi *Globigerina triloba* (156).

Orizontul Stratelor de Lingureşti apare mai evident în partea de S a regiunii cercetată de noi şi anume în profilele mai externe din Oligocenul Pînzei mediane, începînd din P. Leordeanu spre E. În aceleaşi benzi de Oligocen însă, în partea de N a regiunii, Stratele de Lingureşti nu se mai pot individualiza ca orizont şi sînt cuprinse în Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare.

În Oligocenul solzilor interni din cuprinsul Pînzei mediane, sau în Oligocenul Unității inferioare, nu se poate vorbi despre un orizont al Stratelor de Lingureşti.

c) *Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare.* În Gîrla Fişicilor acest orizont este constituit dintr-un pachet de cca 30 m grosime de calcare şistoase şocolatii (marne albe bituminoase) şi de menilite. În detaliu, se observă un pachet de 4 — 5 m de menilite bazale, în plăci pînă la 10 cm grosime, apoi 5 — 6 m de marne bituminoase tot în plăci de aceeaşi grosime şi în sfîrşit, cca 20 m de marne bituminoase subțiri şi moi cu intercalațiuni de menilite.

Marnele bituminoase conțin numeroase resturi de Peşti. Din regiunea V. Sibiciului, C. STOICA citează următoarele forme determinate de M. PAUCĂ:

*Barbus* sp.
*Clupea longimana* HECKEL
*Serranus budensis* HECKEL
*Scorpaenoides popovicii* PRIEM

Din marnele bituminoase de la Cucueți (Bacău) I. ATANASIU citează Cardiacee şi alte resturi de fosile nedeterminate încă (11, pag. 157). În regiunea noastră nu am întîlnit asemenea fosile, dar cunoaştem Cardiacee în marnele bituminoase de la Tg. Ocna (Fețele Tîrgului).

Macroscopic, marnele bituminoase se prezintă în plăci, relativ dure, şocolatii-brune, în spărtură proaspătă şi alb-albăstrui, pe suprafețele de alterație.

În secțiuni subțiri, se prezintă ca o masă granulară foarte fină, calcaroasă, cu pete limonitice (156).

Menilitele asociate cu marnele bituminoase din acest orizont, se întîlnesc în plăci de culoare brună, groase de 1 — 10 cm, sub forma de intercalațiuni izolate sau formînd un pachet compact cu un relief totdeauna caracteristic, datorit durității lor.

Studiul microscopic făcut de M. FILIPESCU pentru regiunea dintre Teleajen şi Doftana (49) arată că aceste roce reprezintă « concentrațiuni de silice într-o

Institutul Geologic al României

rocă silicioasă de origine organică sau accidente silicioase ». Silicea ar proveni din carapacea a numeroase organisme silicioase: Diatomee, spiculi de Spongieri şi foarte rar Radiolari.

În partea de N a regiunii noastre, în bazinul Văii Zăbala de exemplu, Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare este mai bine individualizat decît în V. Buzăului. Marnele bituminoase sînt acolo mai calcaroase şi mai dure, iar menilitele, mai compacte şi mai groase. Caracterele acestui orizont se apropie acolo mai mult de cele descrise în bazinul Tazlăului (11 pentru Oligocenul tipic cu şisturi disodilice şi Gresie de Kliwa, pe cînd în) V. Buzăului, invadarea faciesului de Pucioasa făcîndu-se deja resimţită, aceste caractere amintesc mai degrabă Oligocenul descris în V. Teleajenului (49).

În ceea ce priveşte vîrsta, I. ATANASIU atribuie marnele bituminoase şi menilitele inferioare Oligocenului mijlociu, lăsînd în Oligocenul inferior Gresia de Lucăceşti şi Stratele de Bisericani (11, pag. 157). Am arătat mai sus motivele pentru care noi atribuim Stratele de Bisericani, Eocenului superior. Dacă la aceste motive mai adăogăm şi faptul că în unele profile Gresia de Lucăceşti lipseşte, se înţelege uşor raţiunea pentru care considerăm Orizontul de marne bituminoase şi menilite inferioare ca reprezentînd Oligocenul inferior.

d) *Orizontul şisturilor disodilice.* Deasupra Orizontului de marne bituminoase, urmează un pachet de cca 175 m de şisturi disodilice cu intercalaţiuni subţiri de Gresii de Kliwa. La baza pachetului, în profilul din Gîrla Fişicilor şi aproape în tot pachetul în V. Buzăului, la Mlăjet, se observă cîteva intercalaţii de marne şi argile cenuşii şi foarte rar de calcare galbene sferosideritice, de tipul celor comune în Stratele de Pucioasa.

Este demn de remarcat că, începînd cam din regiunea Lopătarilor spre S, aceste caractere de Strate de Pucioasa încep să apară din ce în ce mai numeroase, manifestîndu-se prin intercalaţiuni de marne cenuşii-verzui, gresii curbicorticale şi calcare galbene sferosideritice.

Într-un profil din regiunea Văii Sibiciului, C. STOICA separă la partea superioară a şisturilor disodilice, un orizont constituit din aceste elemente de Pucioasa, cu cîteva Foraminifere calcaroase şi denumit « Strate de Lingureşti, orizontul II ». Acest orizont nu are altă semnificaţie decît tocmai prezenţa caracterelor de Pucioasa, în Oligocenul pur disodilic. Cum aceste caractere se înmulţesc cu cît mergem spre SW şi apar pe tot cuprinsul Orizontului de şisturi disodilice, socotim că separarea orizontului II de Strate de Lingureşti (156) nu are nici o importanţă stratigrafică.

Grosimea Orizontului de şisturi disodilice variază în diferitele profile studiate în zona externă a Pînzei mediane, între 115 şi 175 m.

e) *Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa.* La partea superioară a Orizontului de şisturi disodilice, intercalaţiile de Gresie de Kliwa se îndesesc şi cresc

Institutul Geologic al României

în grosime, aşa că pe nesimţite se trece într-un complex în care Gresia de Kliwa predomină. Bancurile de Gresie de Kliwa, de culoare alb-murdară, ating aici grosimea de 10 m şi au uneori rare elemente verzi mici. În general, Gresia de Kliwa din acest orizont, gros de cca 580 m, în Gîrla Fişicilor, este puternic cimentată.

Studiul microscopic detailat al Gresiei de Kliwa a fost făcut tot de către M. FILIPESCU (49). M. FILIPESCU distinge în constituţia acestei roce:

Material detritic: cuarţ, feldspat, minerale grele (ilmenit, disten, zircon, staurolit, turmalin, rutil, granat, muscovit, biotit, clorit şi sfen), apoi fragmente de şisturi verzi şi granule de cuarţit. Cuarţul (98,7% din masa rocei) se găseşte sub formă de granule colţuroase (90% = origine marină) sau rotunjite (10% = transport eolian).

Minerale secundare: glauconit, pirită şi oxizi de fer.

Organisme: rari spiculi de Spongieri, Radiolari şi frustule de Diatomee sporadice.

Cimentul este în general silicios, reprezentat prin opal, calcedonită, cuarţină sau cuarţ secundar.

Citînd pe predecesorii săi (15, 94) şi analizînd rezultatele unui prim studiu microscopic, M. FILIPESCU (43) conchide că granulele de cuarţ din compoziţia Gresiei de Kliwa, au fost sedimentate în mare şi provin din nisipuri de dună. Aceste nisipuri, purtate de vînturi, ar fi fost aruncate în mare şi răspîndite de valuri spre larg, unde s-au depus şi cimentat între depozitele silicioase cu Diatomee (43).

Cîţiva ani mai tîrziu, M. FILIPESCU (49) a ajuns la concluzia că nisipurile de Gresie de Kliwa au o origine dublă: nisip marin, în proporţie de 90% şi nisip eolian, în proporţie de 10%. Studii mai noi au arătat că sortarea progresivă a particulelor este un fenomen de primă importanţă în transportul materialului pe calea apei. Descreşterea progresivă arătată de sedimente în direcţia transportului, ar fi datorită nu numai abraziunii, ci şi sortării pe bază de dimensiuni. Schimbările progresive în compoziţia minerală a sedimentelor în direcţia transportului, par să fie în primul rînd rezultatul acţiunii combinate a celor 2 factori: abraziunea şi sortarea materialului după dimensiuni, formă şi greutate specifică. Nisipurile transportate de curenţi nu sînt rotunjite ci rămîn de obicei colţuroase, ori devin chiar mai colţuroase, dacă au fost rotunjite în prealabil.

Rotunjirea grăunţelor din nisipurile transportate de curenţi ar avea loc numai în regiuni de mare concentrare a nisipului, în regiuni de plajă, de exemplu, unde materialul grosier lipseşte. Procentul foarte scăzut de granule rotunjite din compoziţia Gresiei de Kliwa, ne face să credem că formarea acestui sediment nu trebuie să fie pusă în legătură cu existenţa prealabilă a unor nisipuri de dună. Forma colţuroasă, lipsa de uzură şi transparenţa perfectă a 90% din granulele de cuarţ, dovedesc — aşa cum a arătat şi M. FILIPESCU (49) — ori-

Institutul Geologic al României

gina marină a Gresiei de Kliwa. Selecţionarea materialului s-ar fi făcut în timpul transportului marin, după dimensiune, formă şi greutate specifică.

Raţionînd astfel, însă, sîntem înclinaţi să admitem că depunerea şi cimentarea Gresiei de Kliwa nu s-a făcut în apropierea ţărmului, ci undeva în larg, mai departe de ţărm.

Plecînd de la ideea că origina materialului detritic din Gresia de Kliwa aparţine Vorlandului carpatic, care îndeplinea rolul de «cordilieră externă», sau al unor «cordiliere marine» (14), şi ţinînd seamă de sortarea progresivă a materialului în transportul marin după cele 3 elemente arătate, ajungem la concluzia că în apropierea ţărmului geosinclinalului sau în apropierea cordilierei externe, se depunea materialul grosier, reprezentat prin blocuri mari de şisturi verzi, arcoze, calcare jurasice şi calcare cu Nummuliţi, în timp ce materialul psamitic era selecţionat şi transportat mai departe în larg, unde a fost sedimentat şi a dat naştere Gresiei de Kliwa.

Această concluzie concordă cu observaţiunile făcute în legătură cu repartizarea faciesurilor în Oligocenul din Moldova, unde I. ATANASIU a separat chiar o unitate independentă — Pînza submarginală (10, 11) — cu un Oligocen constituit aproape exclusiv din conglomerate verzi.

Referindu-se numai la elementele exotice, I. BĂNCILĂ constată deasemenea în bazinul Tazlăului Dulce (21), că frecvenţa şi mărimea acestor elemente progresează spre marginea externă a Flişului, datorită faptului că ele au suferit o selecţionare după mărime şi greutatea specifică.

Uscatul — cordilieră marină sau externă — era prin urmare undeva mai departe de aria de sedimentare a Gresiei de Kliwa.

Din argilele intercalate între bancurile de gresie ale orizontului inferior de Gresie de Kliwa, C. STOICA a determinat o microfaună de Foraminifere calcaroase (156), pe care a paralelizat-o cu microfauna descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria şi cu cea descrisă în Oligocenul de la Gallneukirchen.

Un număr restrîns de probe din acest orizont, a fost analizat şi de GH. VOICU, care, în afară de o microfaună calcaroasă săracă, a remarcat absenţa formelor aglutinante, precum şi a formelor de Radiolari, Spongieri, Diatomee, întîlnite în Eocenul superior.

Vîrsta oligocenă a Orizontului inferior de Gresie de Kliwa pare neîndoelnică, dar repartizarea acestui orizont la un anumit etaj al Oligocenului nu se poate face pe baza datelor actuale.

Grosimea maximă a Orizontului inferior de Gresie de Kliwa atinge 680 m în profilul de la Colţi—V. Buzăului (col. V, pl. 6), iar grosimea minimă măsurată în P. Jgheabului (col. VII, pl. 6), este de cca 430 m. Se pare că în profilele mai externe, de exemplu, în Oligocenul Anticlinalului Lopătari, această grosime este şi mai mică. În Anticlinalul Lopătari, Oligocenul nu este complet deschis aşa că grosimea acestui orizont nu se poate măsura, dar, după datele obţinute în sondele 1 şi 2 St. R. Lopătari, se pare că această bănuială este justificată.

Institutul Geologic al României

Spre SW, Orizontul inferior de Gresie de Kliwa este invadat de Stratele de Pucioasa, așa că în V. Teleajenului, grosimea sa rămîne numai de cca 120 m (118).

Pentru lista de denumiri sinonime cu Gresia de Kliwa, ne referim la lucrarea lui I. ATANASIU asupra faciesurilor Flișului din partea mijlocie a Carpaților Moldovei (11).

f) *Orizontul Stratelor de Podu Morii str. s.* Sub această denumire am separat, în Oligocenul din Gîrla Fișicilor, un pachet de cca 80 m, de marne cenușii în alternanță cu gresii calcare cenușiu-deschise, foarte curbicorticale și cu hieroglife.

Trecerea de la complexul inferior de Gresie de Kliwa la Stratele de Podu Morii *str. s.*, se face printr-un pachet subțire (cca 10 m) de argile disodilice și marne cu rare intercalațiuni de calcare gălbui de tip Pucioasa. Acest pachet cu caractere de Strate de Pucioasa se îngroașe treptat spre SW, așa fel că în V. Teleajenului ajunge la o grosime de 350 m și formează acolo nivelul inferior și mediu al Stratelor de Podu Morii (118).

Către partea superioară a Orizontului de Strate de Podu Morii *str. s.*, se intercalează un strat de tuf cenușiu-albicios cu biotit, gros de aproape 1 m. Pe culmea de la E de Mlăjet, se mai vede o intercalație de tuf de 1,20 m grosime, situată la aproximativ 1 m distanță de prima, iar în V. Teleajenului, I. PĂTRUȚ citează și o a treia intercalație, de 30 cm, în jumătatea inferioară a acestui orizont (118).

Gresiile calcare, prin curbicorticalitatea lor pronunțată și prin culoarea deschisă, mai ales în alterație, sînt destul de caracteristice și se pot recunoaște ușor; în deschideri mici și izolate, însă, asemănarea lor cu gresiile cu hieroglife eocene, poate produce și confuzii.

Secțiuni microscopice prin aceste gresii, descrise de I. PĂTRUȚ (118) arată un material detritic, reprezentat prin granule angulare de cuarț, granule de feldspați și fragmente numeroase de muscovit, biotit și mai rar clorit și minerale autigene reprezentate prin granule de pirită și glauconit. Cimentul este calcaros, constituit din calcită microgranulară.

Intercalațiunile de ciment arată la microscop o masă fundamentală, constituită din materie sticloasă, hialină, isotropă, parțial devitrificată și alterată. Din această alterație rezultă fîșii argiloase, slab birefringente. Împreună cu materia argiloasă se găsește carbonat de calciu în pulbere fină. Foarte rar se întîlnesc granule de cuarț, feldspați, lamele de mică și în unele secțiuni și pirite (118).

C. STOICA citează și granule sporadice de zircon (156). În unele secțiuni prin cineritele din V. Teleajenului, se citează și cristale sporadice de hornblendă. În ceea ce privește compoziția chimică, cineritul amintește andezitul. Se presupune că materialul vulcanic primar a fost dacitic, dar la locul de sedimentare

Institutul Geologic al României

a ajuns numai o fracţiune fină de praf, în timp ce partea mai grosieră, s-a depus în apropierea locului de explozie.

Analizele micropaleontologice executate au arătat că Stratele de Podu Morii *str. s.* se caracterizează printr-o asociaţie variată şi destul de bogată, alcătuită din Foraminifere calcaroase predominante şi dintr-un număr redus de Foraminifere aglutinante şi spiculi de Spongieri. În partea superioară a acestui orizont, în gresii conglomeratice cu elemente verzi de la Lunca—Lopătari, am găsit fragmente nedeterminabile de Gasteropode.

Intercalaţiunile normale de marne şi gresii calcaroase curbicorticale în seria oligocenă au fost descrise mai înainte sub numele de « facies de Fliş ». In regiunea de care ne ocupăm, primele intercalaţii flişoide au fost semnalate de mine, în 1939, în P. Furului, afluent al Rîmnicului, în Oligocenul Unităţii superioare în pînză şi în V. Zăbala, la gura Pîrîului Gorului, în Oligocenul Unităţii inferioare. În P. Furului pachetul de marne şi gresii curbicorticale suportă cîteva bancuri de Gresii de Kliwa moale, glauconitică şi cu elemente de şisturi verzui, apoi, în contact tectonic, suportă Eocenul.

Poziţia pachetului flişoid la partea superioară a profilului din P. Furului iar în V. Zăbala, imediat sub menilitele superioare, m-a determinat atunci să situez acest pachet în Oligocenul superior. Credinţa aceasta mi-a fost întărită în cursul anului 1942 cînd, în urma cercetărilor din bazinul V. Bîsca Rosiliei, am întîlnit Orizontul Stratelor de Vineţişu — adică tot un pachet flişoid — la partea superioară a Oligocenului.

În acelaşi an (1942), Gr. Popescu, lucrînd în V. Teleajenului, a ajuns la concluzia că Stratele de Podu Morii [1]) sînt situate la mijlocul seriei oligocene, separînd acolo un orizont inferior de Gresie de Kliwa şi unul superior.

Vizitînd V. Teleajenului, în 1942, m-am convins că acolo, în adevăr, Stratele de Podu Morii sînt intercalate normal în mijlocul Oligocenului. În V. Buzăului, însă, în profilele externe nu lucrasem încă şi poziţia clară a Stratelor de Vineţişu la partea superioară a Oligocenului, m-a făcut să bănuiesc că foarte probabil este vorba de 2 serii de vîrstă diferită.

La începutul anului 1943, lucrînd în V. Buzăului şi întîlnind acolo profile complet deschise, am ajuns la convingerea că în zonele externe ale unităţii în pînză din regiunea noastră, se intercalează la mijlocul Oligocenului acelaşi pachet flişoid cu tufuri, semnalat în V. Teleajenului, în aceeaşi poziţie, de către Gr. Popescu. Observaţiunile din Valea Buzăului însă, nu m-au convins că cele 2 serii flişoide — Stratele de Podu Morii şi Stratele de Vineţişu — sînt indiscutabil sincrone, aşa cum era tentat să creadă Gr. Popescu şi cum a susţinut mai tîrziu I. Pătruţ (118). Dar asupra acestei probleme voi reveni.

[1]) Vorbind de Stratele de Podu Morii, Gr. Popescu se referea numai la Orizontul de marne şi gresii curbicorticale cu intercalaţii de tufuri.

Institutul Geologic al României

Plecînd de la datele figurate pe harta lui TEISSEYRE din regiunea Vălenii de Munte, I. PĂTRUȚ, în lucrarea sa de teză, separă în regiunea V. Teleajenului, Orizontul Stratelor de Podu Morii, cu o grosime de cca 700 m și deosebește în acest orizont 3 nivele, dintre care cel superior este alcătuit din marne, gresii curbicorticale și tufuri.

În ceeace privește termenul introdus de TEISSEYRE care cuprinde și nivele mai inferioare, sîntem de acord cu I. PĂTRUȚ că întrebuințarea denumirii de « Strate de Podu Morii » numai pentru Orizontul de marne, gresii curbicorticale și tufuri, poate da naștere la confuzii.

Ulterior comunicării mele din 1944, I. PĂTRUȚ, pentru a evita aceste confuzii, întrebuințează denumirea de « Strate de Podu Morii *str. s.* » (116), însă ceva mai tîrziu, socotește că nici acest termen nu este corect și pentru a evita alte confuzii, introduce denumirea de « Strate de Izvoarele ».

Am împărtăși în întregime punctul de vedere al lui I. PĂTRUȚ, dacă Stratele de Izvoarele ar reprezenta indiscutabil același pachet de strate la care ne referim. Stratele de Izvoarele însă nu sînt altceva decît Stratele de Vinețișu din Oligocenul flancului nordic al Anticlinalului Smeuret (116) sau al bolții anticlinale nordice din Pînza de Homorîciu—Prăjani (118). Cum există motive serioase care ne fac să punem la îndoială sincronizarea Stratelor de Vinețișu cu Orizontul de marne, gresii curbicorticale și tufuri, socotim că denumirea de Strate de Izvoarele nu este indicată în cuprinsul Pînzei de Vălenii—Bușteni a lui I. PĂTRUȚ și nici în zonele interne ale Pînzei noastre mediane.

Desigur că cel mai indicat lucru pînă la lămurirea controversei privind sincronizarea celor 2 orizonturi de strate, ar fi introducerea unei noi denumiri locale[1]). Pentru a nu introduce însă prea multe denumiri locale și pentru a aplica o măsură uniformă — la fel am procedat cu restrîngerea noțiunii de « Strate de Tisaru » — am socotit că denumirea de « Strate de Podu Morii *str. s.* » poate fi păstrată, cu atît mai mult cu cît știm acum precis la care anume nivel de Strate de Podu Morii *sensul* TEISSEYRE, ne referim.

În Oligocenul din profilele externe ale Pînzei mediane, Stratele de Podu Morii *str. s.* au o poziție constantă deasupra Orizontului inferior al Gresiei de Kliwa. Ceea ce diferă numai în diferitele profile urmărite este grosimea sa, care de la 50—60 m în P. Jghiabului (col. VII, pl. 6), ajunge la 230 m la Colți (Călugărițele, col. C, pl. 6).

Profilul din P. Leordeanu (col. IV, pl. 6), arată în partea mijlocie a sa, un amestec de pachete de Gresie de Kliwa cu pachete de marne și gresii curbicorticale de tipul Stratelor de Podu Morii *str. s.* Se recunoaște clar și în acest profil un pachet de cca 160 m de Strate de Podu Morii *str. s.* Tuful nu a fost

[1]) În ședința din 28.I,1949 (60), am sugerat denumirea de « Strate de Frînghiești » pentru a rămîne tot în zona de răspîndire a Stratelor de Podu Morii, *sensul* TEISSEYRE. Tot așa de bine s-ar putea întrebuința denumirea de « Strate de Călugărițele » de exemplu, după localitatea unde aceste strate sînt foarte bine deschise în regiunea de la E de Buzău.

Institutul Geologic al României

observat în P. Leordeanu, dar după datele lui Gr. Popescu, el există în acest profil la W de Rîul Buzău.

Deasupra pachetului de Strate de Podu Morii *str. s.* urmează, în P. Leordeanu, un pachet de cca 100 m de Gresii de Kliwa în alternanță cu marne nisipoase şi gresii de tipul celor din Stratele de Pucioasa, apoi cca 200 m de alternanță de marne şi gresii puternic curbicorticale, în parte silicioase, amintind Stratele de Vinețişu.

g) *Orizontul superior al Gresiei de Kliwa.* Deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.* urmează, în Gîrla Fişicilor, un pachet de cca 240 m de Gresii de Kliwa cu intercalațiuni de şisturi disodilice. La partea inferioară a acestui pachet, se observă şi cîteva intercalații de marne cenuşii nisipoase.

Gresia de Kliwa din Orizontul superior, se deosebeşte de cea din Orizontul inferior prin faptul că este foarte slab cimentată, uneori este aproape nisip de coloare albă. Bancurile de gresie ajung şi aici grosimea de 10 m şi conțin la fel, uneori, elemente verzi; glauconitul este mai frecvent în Gresia de Kliwa din acest orizont.

Cu excepția părții celei mai inferioare (cca 150 m pe col. V), unde Gh. Voicu determină o microfaună nu prea deosebită de cea din Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.*, Orizontul superior al Gresiilor de Kliwa este foarte sărac în microorganisme. Gh. Voicu nu citează decît spiculi de Spongieri.

C. Stoica (156), pe lîngă spiculi de Spongieri şi fructificații de Plante, mai citează şi « rare Foraminifere calcaroase sau aglutinante piritizate ». Este probabil că aceste Foraminifere, în special cele calcaroase, provin din intercalațiunile marnoase din partea inferioară a acestui orizont.

Studiul nisipurilor albe silicioase, provenind din Orizontul superior de Gresie de Kliwa din regiunea de la W de Teleajen (49), arată aceeaşi compoziție mineralogică ca şi Gresia de Kliwa din Orizontul inferior. Merită să fie semnalată doar lipsa resturilor de organisme.

Considerațiunile făcute mai sus în legătură cu Gresia de Kliwa din Orizontul inferior, rămîn valabile şi pentru gresia sau nisipurile din Orizontul superior de Gresie de Kliwa.

Este de remarcat faptul că atît M. Filipescu cît şi I. Pătruț, citează în Orizontul superior de Gresie de Kliwa intercalațiuni de cinerite (49, 118).

În regiunea cercetată de mine, asemenea intercalațiuni nu au fost observate.

La răsărit de R. Buzău, Orizontul superior al Gresiilor de Kliwa nu apare în toate profilele din zona externă a Pînzei mediane.

Cel mai intern profil în care se întîlneşte acest orizont, este cel de pe linia Colți—Mlăjet—Valea Rea (col. V, pl. 6) unde se constată şi grosimea sa maximă (cca 500 m). Celelalte 2 benzi de Oligocen imediat mai interne, sînt tăiate tectonic deasupra Orizontului de Strate de Podu-Morii *str. s.*

Institutul Geologic al României

G. MURGEANU și N. ONCESCU consideră că zonele de Oligocen în care este deschis și Orizontul superior al Gresiei de Kliwa, ar putea aparține unei « subunități marginale ». Gresia de Kliwa din Oligocenul acestei subunități, denumită Gresia de Bușteni, ar reprezenta un facies de tranziție.

Vom arăta mai departe că lipsa Orizontului de Gresie de Kliwa din cele 2 benzi de Oligocen mai interne, se explică pe cale tectonică.

h) *Orizontul menilitelor superioare.* Deasupra Orizontului superior al Gresiei de Kliwa, urmează un pachet de menilite, gros de cca 80 m în Gîrla Fișicilor, în constituția căruia intră menilite, diatomite și argile dure silicioase și rare intercalațiuni de Gresie de Kliwa. Grosimea acestui orizont de menilite ajunge cca 100 m în V. Buzăului, la Mlăjet.

Studiul microscopic făcut de M. FILIPESCU (48), a arătat că există o trecere gradată între diatomitul propriu zis și menilite (« opalite sau Chert » după CAYEUX).

Tipul intermediar, descris de M. FILIPESCU (46, 49), sub numele de « gaise-diatomit », arată un conținut de 75% din volumul total al rocei reprezentat numai prin Diatomee. Restul organismelor silicioase ar fi reprezentat prin rari spiculi de Spongieri și Radiolari. Mîlul silicios organic, provenit din carapacea Diatomeelor și din spiculi de Spongieri, ar fi fost atacat de apa mării, care prin conținutul în $CO_2$, ar fi disolvat silicea din scheletul acestor organisme. Silicea coloidală formată astfel ar fi fost masată în anumite puncte, « dînd naștere la concentrări de silice sau accidente silicioase de tip menilit » (48).

În secțiunile microscopice examinate de către S. ANTON, gaize-diatomitele din regiunea V. Lupului—Sibiciu, arată o masă fundamentală silicioasă-argiloasă, de culoare galbenă, în parte amorfă, în parte criptocristalină, în care se găsește răspîndit rar un material detritic constituit din granule colțuroase de cuarț cu diametrul de 0,005—0,10 mm și foarte rare lamele de muscovită. Ca material autigen se observă foarte rare granule de glauconit și pigmenți feruginoși limonitici. Resturile organice sînt reprezentate prin numeroase Diatomee ciclice și penate, unele bine păstrate, cu ornamentațiuni vizibile, precum și prin spiculi de Spongieri.

M. FILIPESCU a mai remarcat că intensitatea procesului de silicifiere variază în Carpații orientali (49). Maximum de intensitate ar fi avut loc în Moldova, în timp ce în jumătatea de răsărit a Munteniei, unde domină rocele silicioase organice, procesul de silicifiere ar fi fost mai puțin intens.

Observațiunile noastre confirmă acest punct de vedere. Astfel, pe cînd în regiunea Sibiciu—Malul Alb—V. Lupului, găsim în acest orizont foarte multe diatomite cu intercalațiuni de menilite curate și de argile dure, silicioase, mergînd spre NE, spre Lopătari, diatomitele se întîlnesc din ce în ce mai puțin; în locul lor apar însă tot mai multe menilite, cu toți termenii de tranziție de

Institutul Geologic al României

la diatomite pînă la menilite pure. În regiunea Lopătari aproape că nu se mai întîlnesc de loc diatomite curate.

La N de Lopătari, Orizontul menilitelor superioare nu se mai întîlneşte în cuprinsul Pînzei mediane. La S de Lopătari însă, menilitele se întîlnesc în mod constant la partea superioară a Oligocenului, în lungul zonei de dispariţie a acestei formaţiuni sub depozitele miocene.

i) *Orizontul de trecere.* Menilitele superioare se continuă cu un pachet de 10—15 m, în care, Gresii de Kliwa alternează cu şisturi disodilice şi cu marno-argile cenuşii şi negre şi cu cîteva intercalaţiuni de menilite. În V. Buzăului

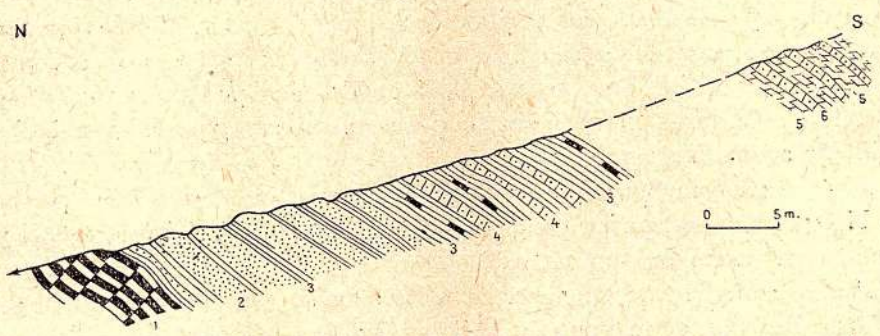



Fig. 4. — Profil în Oligocenul superior din P. Ţiganului.

1, menilite sup.; 2, Gresie de Kliwa; 3, şisturi disodilice; 4, gresii cenuşii, calcaroase, curbicorticale; 5, marne cenuşii, în parte nisipoase; 6, gresii micacee, calcaroase (Strate de Teţcani).

la N de confluenţa cu V. Sibiciului, acest pachet are o grosime de cca 70 m, iar la Lopătari, cca 50—60 m. La S de Lopătari, în P. Ţiganului, ca şi pe extremitatea de N a Anticlinalului Lopătari, în P. Brebului, se intercalează în acest pachet şi gresii cenuşii calcaroase, slab curbicorticale, groase pînă la 25—30 cm (fig. 4).

În rezumat, în profilul de Oligocen din Gîrla Fişicilor se pot separa următoarele orizonturi:

Orizontul Gresiei de Lucăceşti;
Orizontul Stratelor de Lingureşti;
Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare;
Orizontul şisturilor disodilice;
Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa;
Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.*;
Orizontul superior al Gresiei de Kliwa;
Orizontul menilitelor superioare;
Un orizont de Gresie de Kliwa, în alternanţă cu şisturi disodilice şi de marno-argile cenuşii.

Institutul Geologic al României

Profilul din Gîrla Fişicilor se încheie cu un banc de gips de 4—5 m grosime, peste care urmează apoi o gresie moale, feldspatică, grosieră, cenuşiu-deschisă şi cu ciment calcaros.

În comunicarea preliminară asupra faciesurilor Oligocenului dintre Slănic şi Buzău (59), am considerat limita oligocen-aquitaniană la primele apariţiuni de gipsuri. I. PĂTRUŢ (118) a considerat Orizontul gipsurilor inferioare ca ţinînd tot de Oligocen.

Observaţiunile făcute de mine în regiunea cercetată, asupra depozitelor de deasupra menilitelor superioare, nu sînt suficiente pentru a trage concluziuni asupra vîrstei lor. Ceea ce se constată, însă, este faptul că acolo unde în cuprinsul Pînzei mediane apar gipsuri la partea superioară a Oligocenului, ele apar în concordanţă perfectă şi în continuitate de sedimentare cu menilitele superioare şi pachetul următor de Gresie de Kliwa şi disodile. Această constatare confirmă observaţiunile lui M. FILIPESCU de la W de Teleajen, pe baza cărora consideră Stratele de Cornu — în care sînt cuprinse şi aceste gipsuri — ca încheind ciclul de sedimentare paleogen.

Aquitanianul cu Stratele sale de Cornu ar aparţine deci ciclului paleogen, iar Neogenul ar începe cu conglomeratele burdigaliene. Asupra acestei probleme vom reveni într-un alt capitol.

Profile complete de Oligocen cu toată succesiunea de orizonturi descrisă în Gîrla Fişicilor, se mai cunosc la S de regiunea Lopătari, în banda de Oligocen dintre Colţi şi V. Lupului şi cea de la Mlăjet, care se continuă apoi pînă în V. Teleajenului.

La N de Lopătari, un profil complet se cunoaşte numai pe prelungirea Anticlinalului Puşcăria, în P. Jghiabului şi P. Plavăţ.

În restul Pînzei mediane, Oligocenul, dezvoltat în acest facies, apare în diferite profile, prezentînd însă numai orizonturile de bază pînă la Orizontul inferior de Gresie de Kliwa inclusiv.

Deasupra acestui orizont se cunosc încă ceva argile disodilice cu intercalaţii de marne şi puţine gresii curbicorticale în V. Bîsca Mică, în regiunea de la confluenţa cu P. Şapte Izvoare şi P. Secuiului.

Lipsa orizonturilor superioare semnalate în profilele cele mai externe ale Pînzei mediane se explică prin ridicarea generală spre N, a unităţii în pînză, ceea ce a dus probabil la erodarea acestor orizonturi.

Am arătat mai sus că la N de Mlăjet mai apar 2 zone de Oligocen, al căror profil este însă tăiat tectonic deasupra Orizontului de Podu Morii *str. s.*

La SW de Buzău, GR. POPESCU citează uneori deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, apariţii subţiri de Gresii de Kliwa şi de menilite. Acest fapt îl determină să considere că în Oligocenul zonelor mai interne decît cea de la Mlăjet, Orizontul superior al Gresiei de Kliwa lipseşte stratigrafic sau este foarte subţire dezvoltat şi ca o consecinţă, este înclinat să creadă că Stratele de Podu Morii *str. s.* sînt sincrone cu Stratele de Vineţişu. În această inter-

Institutul Geologic al României

pretare, Oligocenul celor 2 zone n-ar mai fi tăiat tectonic deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, ci chiar la partea sa superioară, deasupra Orizontului de menilite superioare.

Prezența unor menilite şi a unei gresii asemănătoare Gresiei de Kliwa a fost semnalată şi de mine la E de Buzău, aparent situate normal deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.* Am spus «aparent» pentrucă de fapt gresia asemănătoare Gresiei de Kliwa reprezintă Gresia de Lucăceşti, iar menilitele sînt însoțite şi de marne bituminoase şi reprezintă Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare.

P. Căşăriei (afluent al Pîrîului Bîsca Rosiliei) este unul din cazurile la care mă refer.

Pe baza acestei observațiuni, am considerat că la E de Buzău, aparițiile subțiri de Gresie de Kliwa (Lucăceşti) şi de menilite de deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, aparțin Oligocenului inferior şi le-am interpretat ca venite aici pe cale tectonică.

I. PĂTRUȚ (118) ajunge la acelaşi punct de vedere ca şi GR. POPESCU, pe altă cale. El pleacă dela observațiuni şi mai precise: existența intercalațiunilor de cinerite în Stratele de Izvoarele (Pînza de Homorîciu—Prăjani) şi în nivelul superior al Stratelor de Podu Morii *sensul* TEISSEYRE (Pînza de Văleni—Buştenari). Cele două orizonturi avînd asemănări lithologice, iar apariția cineritelor fiind considerată ca avînd valoare regională, sincronizarea celor 2 orizonturi se impune ca o concluzie logică.

Următoarele motive se opun unei sincronizări indiscutabile:

1. În P. Vinețişului, Stratele de Vinețişu se situează direct sub Orizontul menilitelor superioare, pe cînd în V. Buzăului, Stratele de Podu Morii *str. s.* suportă încă Orizontul superior de Gresie de Kliwa şi apoi menilitele superioare.

2. Profilul de Oligocen din P. Leordeanu arată 2 pachete flişoide din care, cel mai inferior, se poate paraleliza cu Stratele de Podu Morii *str. s.*, iar cel superior, cu Stratele de Vinețişu. Dacă mai ținem seamă şi de pachetul de strate de tip Pucioasa de deasupra primului pachet flişoid, Oligocenul din P. Leordeanu poate fi considerat ca reprezentînd un facies intermediar între tipul de Oligocen descris în Gîrla Fişicilor şi cel din P. Vinețişu. Raționamentul este valabil cel puțin atîta timp cît se dovedeşte că profilul din P. Leordeanu nu este afectat tectoniceşte de vreo falie longitudinală, la nivelul dintre cele două pachete flişoide.

3. Microfauna este complet diferită în cele două orizonturi, cu toată asemănarea lor petrografică. Astfel, în timp ce Stratele de Podu Morii *str. s.* sînt caracterizate printr-o asociație micropaleontologică variată şi destul de bogată, alcătuită din Foraminifere calcaroase predominante şi dintr-un număr redus de aglutinante şi de spiculi de Spongieri, în Stratele de Vinețişu lipsesc complet formele calcaroase, iar microfauna este reprezentată numai prin cîteva forme de aglutinante şi spiculi de Spongieri.



Institutul Geologic al României

Cîteva probe din Oligocenul superior de la Breaza-Prahova cu aspect de Strate de Vineţişu şi cu intercalaţiuni de bentonite, au arătat o microfaună foarte săracă, tot numai cu puţine forme aglutinante şi spiculi de Spongieri.

4. Există posibilitatea ca intercalaţiunile de tuf din Stratele de Izvoarele să nu fie aceleaşi intercalaţii în Stratele de Podu Morii *str. s.* I. PĂTRUŢ ca şi M. FILIPESCU citează intercalaţiuni de cinerite în Orizontul superior al Gresiei de Kliwa. S-ar putea deci ca tufurile din Stratele de Izvoarele (Pînza de Homorîciu—Prăjani) să fie echivalente cu cele din Orizontul superior de Gresie de Kliwa (Pînza de Văleni—Buştenari).

5. În P. Vineţişu nu am observat intercalaţiile de cinerite pe care le-am citat în V. Buzăului. Ele nu au fost găsite pînă în prezent de nici un cercetător, inclusiv de I. PĂTRUŢ, care a vizitat de cîteva ori acest profil deschis în întregime.

Rămîne totuşi posibilitatea ca tufurile să fi scăpat observaţiunilor noastre, din cauza proceselor de alteraţie.

6. Însfîrşit, pentru încheiere, menţionez că pe coloanele stratigrafice figurate de I. PĂTRUŢ pentru Oligocenul Pînzei de Homorîciu—Prăjani (118, pl. III), nu este indicată nici o intercalaţie de cinerit în Stratele de Izvoarele. I. PĂTRUŢ citează în text o intercalaţie de 350 cm cinerit din V. Tarniţei la Cosmina.

Din cele arătate mai sus, se vede că paralelizarea celor două orizonturi este încă discutabilă.

În V. Buzăului, am considerat că Stratele de Vineţişu nu sînt sincrone cu Stratele de Podu Morii *str. s.* Acestea din urmă ar trece gradat, lateral, în Orizontul cu Gresie de Fusaru, iar Stratele de Vineţişu din zonele interne, ar fi echivalentul Orizontului superior cu Gresie de Kliwa. Acest punct de vedere este susţinut şi de consideraţiuni micropaleontologice şi anume:

1. Microfauna Stratelor de Podu Morii *str. s.* se poate paraleliza cu cea a Orizontului cu Gresii de Fusaru.

2. Microfauna Stratelor de Vineţişu se poate paraleliza cu cea a Orizontului superior cu Gresii de Kliwa (fără cei 150 m din baza orizontului).

Am arătat la capitolul «Istoric» că prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU admit în V. Buzăului, la S de Nehoiu, existenţa unei serii isoclinale oligocene de 5500 m grosime. Această serie ar fi caracterizată prin recurenţe repetate de facies eocenic, de menilite şi de Gresie de Kliwa.

Urmărirea pe teren şi pe hartă a diferitelor zone în care apar complexele considerate ca recurenţe de facies, duce la concluzia că acest punct de vedere nu se poate susţine.

În primul rînd asociaţia: Gresie de Lucăceşti — Strate de Lingureşti — marne bituminoase — menilite inferioare, apare în mod constant atît în cuprinsul seriei isoclinale de 5500 m din V. Buzăului cît şi în cuprinsul «subunităţii marginale» cu Gresie de Buştenari. G. MURGEANU şi N. ONCESCU admit că această asociaţie reprezintă baza Oligocenului în P. Leordeanu şi în P. Alunişul,

Institutul Geologic al României

dar o consideră intercalată în mijlocul seriei oligocene, în regiunile Păltineni şi Mlăjet.

O scurtă privire aruncată pe harta geologică anexată, arată că la NE de Buzău, Pînza mediană prezintă o serie de cute-solzi alcătuite din Eocen şi Oligocen, ridicate treptat spre N, aşa fel încît în regiunea V. Zăbala este scos la suprafaţă şi Senonianul. Liniile tectonice de separare a acestor cute-solzi se urmăresc spre S pînă în V. Buzăului, în cuprinsul seriei isoclinale de 5500 m considerată Oligocen, aşa că nu se poate vorbi despre o continuitate stratigrafică a acestei serii.

În al doilea rînd, atribuirea vîrstei oligocene seriei descrisă de mine ca Eocen (Eocenul de Colţi), nu se poate susţine din motive paleontologice.

Studiile întreprinse de C. STOICA (156) şi GH. VOICU în această privinţă, au arătat că între microfauna Eocenului şi cea a Oligocenului există deosebiri esenţiale. Prezenţa Eocenului în cuprinsul seriei isoclinale oligocene de 5500 m susţinută de prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU, este acum un fapt controlat şi ea se acordă perfect cu interpretarea de cute-solzi pe care am adoptat-o în această regiune.

## *B)* UNITATEA INFERIOARĂ

În cuprinsul Unităţii inferioare din V. Putnei, Oligocenul nu diferă prea mult în cele două subunităţi amintite mai sus.

### 1. SUBUNITATEA EXTERNĂ

Vom descrie mai întîi un profil din Oligocenul Subunităţii externe şi anume profilul dintre P. Ciutei şi Piatra Geamănă, pe flancul estic al Anticlinalului Poiana Lepşei.

De jos în sus se poate observa următoarea succesiune de orizonturi (col. X, pl. 6):

a) *Marne bituminoase*, cu intercalaţiuni de menilite. Grosime cca 50 m. O secţiune printr-un şist calcaros silicifiat arată la microscop o masă fundamentală microgranulară, de culoare galbenă, constituită din granule fine de calcită (0,005—0,020 mm), întreţesute cu granule de cuarţ de aceeaşi dimensiune. În această masă se găsesc rar răspîndite granule de magnetit cu contur pătratic sau sferic, dungi galbene limonitice şi cristale romboedrice de calcită, care probabil provin din recristalizarea calcitei produsă concomitent cu silicifierea şistului calcaros.

b) *Şisturi disodilice*, cu intercalaţiuni subţiri de 5—20 cm de Gresie de Kliwa (proporţia 4: 1—9: 1). Ca element nou, se adaogă rare intercalaţii de conglomerate verzi mărunte, precum şi elemente de şisturi verzi, răspîndite neregulat în masa şisturilor disodilice. Grosime cca 170 m.



Institutul Geologic al României

c) *Gresie de Kliwa*, în strate de 20 cm — 4 m, cu intercalaţii de şisturi disodilice în proporţie de 3:1, uneori nisipoase şi cu elemente verzi, răspîndite neregulat în masa lor.

În partea superioară a acestui orizont, apar cîteva intercalaţiuni de marne şistoase de culoare şocolatie-brună. Tot aici se mai observă cîteva blocuri rotunjite, calcaroase, de culoare şocolatie-brună şi cu elemente verzi mărunte pe suprafeţele lor. Aceste blocuri pot ajunge pînă la 1 m diametru. Ele au fost probabil originar depuse împreună cu celelalte sedimente. Nu am găsit nici un motiv pentru a explica prezenţa acestor blocuri aici pe cale tectonică (fig. 5).

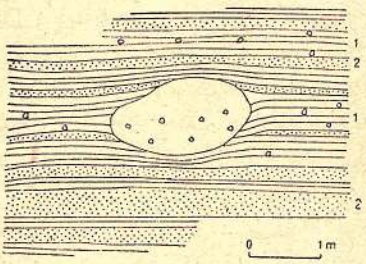



Fig. 5. — Valea Putnei. Blocuri de gresii calcaroase sedimentate între şisturi disodilice şi Gresie de Kliwa.
1, şisturi disodilice cu elemente verzi, răspîndite neregulat în masa lor; 2, Gresie de Kliwa.

La microscop, aceste blocuri de gresii calcaroase arată un material detritic constituit din granule de cuarţ (0,05—0,2 mm), fragmente de şisturi verzi, granule rotunjite de zircon şi rutil, fragmente prismatice de turmalină şi magnetit. Sînt prezente ca minerale autigene: limonitul, glauconitul, concreţiuni de pirită şi leucoxenul. Cimentul este calcaros, format din granule de calcită aşezate în interstiţiile dintre elementele clastice şi autigene.

Întregul Orizont de Gresii de Kliwa conţine intercalaţiuni subţiri de conglomerate verzi. Grosimea totală cca 170 m.

d) *Conglomerate verzi*, 20—25 m grosime. Componenţi: şisturi verzi (0,3 cm — 15 cm diametru), cuarţ alb şi cenuşiu, cuarţite cenuşiu-deschise (10—80 cm diametru). Aceste elemente sînt puternic cimentate într-o masă argiloasă-silicioasă şi, în general, rotunjite, mai ales şisturile verzi. Cascada Putnei este tăiată în aceste conglomerate verzi.

e) *Şisturi disodilice* (grosime cca 250 m), cu intercalaţiuni subţiri (5—30 cm) de Gresie de Kliwa, în proporţie de 3/1 la partea inferioară şi de 9/1 la partea superioară a complexului. Intercalaţiunile mai subţiri de Gresie de Kliwa sînt cuarţitice, în special cele din partea superioară a acestui orizont.

Foarte adesea se observă elemente verzi răspîndite neregulat în masa disodilelor, precum şi strate subţiri, uneori lenticulare de conglomerate verzi.

În partea inferioară a acestui orizont de şisturi disodilice, se observă cîteva intercalaţiuni de marne şocolatii-brune sau chiar calcare-marnoase. Către partea superioară, însă, şisturile disodilice sînt parţial silicifiate.

f) *Menilite superioare* — un pachet de cca 20 m — încheie seria oligocenă din acest profil (fig. 8).

Institutul Geologic al României

La gura Pîrîului Mocearul din jos se mai vede un banc de 6—7 m de conglomerate verzi imediat sub menilitele superioare.

Grosimea totală a Oligocenului din subunitatea externă din V. Putnei ajunge cca 660 m.

Frecvența mare a conglomeratelor verzi şi apariția maselor şocolatii-brune, constituie pe lîngă reducerea Gresiei de Kliwa, principala caracteristică a Oligocenului acestei subunități.

Blocurile mari sedimentate în partea superioară a Orizontului de Gresie de Kliwa, ca şi elementele verzi răspîndite neregulat în masa şisturilor disodilice, amintesc faciesul Oligocenului inferior din Piatra Şoimului (V. Dofteana, Bacău).

Intr-un profil de la S de V. Putnei, în P. Dălhăţaş (col. IX, pl. 2), Gresiile de Kliwa şi în special conglomeratele verzi, sînt ceva mai slab dezvoltate. Grosimea totală a Oligocenului din acest profil este de cca 650 m.

## 2. SUBUNITATEA INTERNĂ

Oligocenul acestei subunități este deschis tot în V. Putnei, la W de confluența cu P. Greşului, deasupra Eocenului în facies calcaros (Facies de Greşu).

Diferențele între acest Oligocen şi cel al Subunității externe, sînt redate pe scurt în următoarele observațiuni:

Apariția Gresiei de Lucăceşti la baza Orizontului de marne bituminoase şi menilite inferioare.

Apariția a două orizonturi de marne bituminoase şi menilite inferioare, al doilea orizont fiind normal intercalat între şisturi disodilice şi conținînd lumachelle-uri de diferite Lamellibranchiate.

Un orizont de conglomerate, echivalent cu conglomeratele de la Cascada Putnei, nu se poate separa în Oligocenul acestei subunități. Cîteva intercalații conglomeratice, unele groase pînă la 2 m, există totuşi şi în acest Oligocen.

La partea superioară a acestui Oligocen, I. DUMITRESCU (42) citează 2 orizonturi de menilite intercalate normal. Există în adevăr la confluența Putna—V. Mărului, două pachete de menilite de 20—25 m grosime fiecare, separate printr-un pachet de cca 120 m, în care la partea inferioară predomină marne cenuşii, gresii calcaroase micacee şi conglomerate verzi, iar la partea superioară (adică imediat sub cel de-al doilea orizont de menilite) apar numai disodile cu intercalații de conglomerate verzi şi de Gresie de Kliwa.

Deoarece în alte profile din Oligocenul acestei subunități — de exemplu în V. Zăbala sau la S de Vf. Pietrosul — nu am întîlnit 2 orizonturi de menilite superioare, ci un singur orizont avînd deasupra sa conglomerate, marne şi gresii calcaroase, socotesc că poziția normală a celor două orizonturi de menilite superioare este discutabilă.

Institutul Geologic al României

Pe coloana stratigrafică figurată pe pl. 6 (col. VIII) am trasat, cu semn de întrebare, o limită între Oligocen și Miocen, imediat deasupra primului orizont de menilite superioare.

Grosimea Oligocenului Subunității interne, măsurată pînă la această limită, este de aproximativ 640 m.

În general, Gresia de Kliwa este mai dezvoltată decît în Oligocenul Subunității externe.

Am considerat că aparține tot Subunității interne, Oligocenul întîlnit în V. Zăbala la confluența acesteia cu P. Gorul, în Muntele Pietrosul și în V. Năruja la confluența sa cu P. Bălosul.

Într-o deschidere din P. Zăbala și în alta din P. Bălosu, a fost întîlnit un pachet de cca 50 m, constituit din argile verzi în alternanță cu argile disodilice și cu intercalațiuni subțiri de gresii micacee, calcaroase, cu hieroglife, în parte glauconitice și curbicorticale.

Poziția acestui pachet flișoid este la partea superioară a Oligocenului. Deasupra sa urmează cîteva strate de Gresie de Kliwa cu intercalațiuni de șisturi disodilice (cca 5—6 m), apoi menilitele superioare.

În V. Putnei, sub menilitele superioare (primul orizont), se găsește un ban de Gresie de Kliwa de 5—6 m, apoi un pachet de șisturi disodilice cu intercalațiuni subțiri de gresii parțial slab curbicorticale. Intercalațiunile mai groase de Gresie de Kliwa încep numai sub acest orizont disodilic.

Am paralelizat pachetul flișoid din V. Zăbala, cu Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.* din cuprinsul Pînzei mediane.

## IV. AQUITANIANUL

### *A)* PÎNZA MEDIANĂ

Am arătat mai sus că în cîteva profile bine deschise, deasupra orizonturilor oligocene superioare, urmează un banc de gips de cîțiva metri grosime și uneori chiar depozite mai noi reprezentate prin marne, pietrișuri cuarțoase și gresii.

Asemenea depozite se cunosc în cuprinsul Pînzei mediane pe flancul sudic al Anticlinalului Pușcăria, în jurul Anticlinalului Lopătari, în fereastra dela Budești, de-a lungul Oligocenului pe liniile Fișici—Muscelul Cărămănescu și V. Lupului—V. Muscelului și însfîrșit, în regiunea dela S de Nehoiaș—Bîsceni—Păltiniș—Vf. Mesteacănului.

Prin comparație cu depozite asemănătoare, descrise de M. FILIPESCU, în regiunea de la W de Teleajen, am atribuit acestor depozite o vîrstă aquitaniană.

Aquitanianul urmînd concordant — după cum vom vedea — peste Oligocen, a fost considerat ca reprezentînd ultima formațiune paleogenă, încheind astfel un ciclu de sedimentare început în regiunea noastră, foarte probabil odată cu Eocenul.

Institutul Geologic al României

1. Pe flancul de S al Anticlinalului Puşcăria, Aquitanianul este reprezentat printr-un complex de 4—5 m de gips stratificat, cu intercalaţiuni de marne cenuşii.

Există o perfectă concordanţă şi continuitate de sedimentare între complexul de gips şi orizontul disodilic al Oligocenului subjacent.

Depozite mai tinere decît Aquitanianul, în această regiune au fost probabil tăiate de Eocenul Digitaţiei Lacul Mocearu.

2. Pe flancul de W al Anticlinalului Lopătari, Aquitanianul este reprezentat printr-o serie brecioasă constituită din marne, gresii şi gipsuri parţial strati-

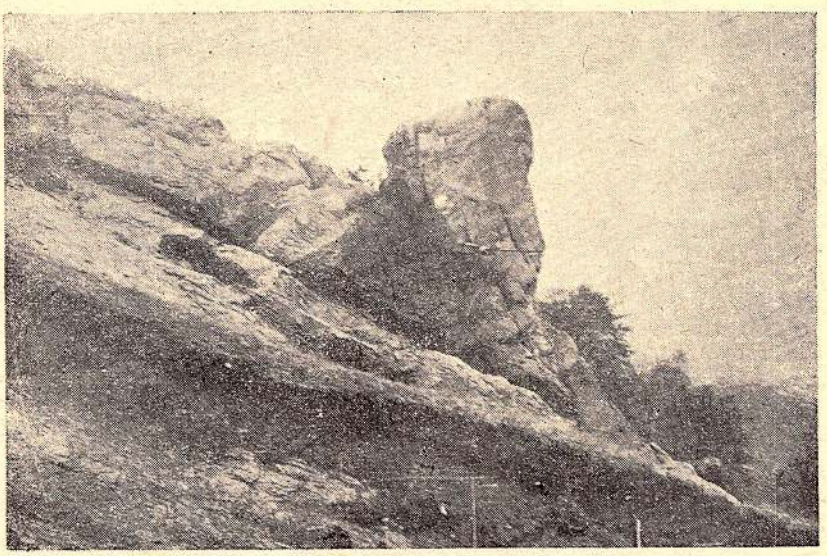


Fig. 6. — Gresia de Buştea.

ficate, apoi elemente de şisturi verzi şi cuiburi de nisip şi lentile de gresie conglomeratică, cunoscută sub numele de « Gresie de Buştea » sau « Arcoze de Călcîiu » (61).

Această gresie calcaroasă, cenuşie, local roşietică, cu bobul mijlociu sau grosier, în strate de 40 cm — 4 m, uşor concreţionară, are totdeauna printre componenţii săi, feldspaţi caolinizaţi.

În regiunea Crucişoara ea formează un relief caracteristic (fig. 6) şi a fost confundată de O. PROTESCU cu Gresia de Fusaru (43).

În seria aquitaniană de mai sus apare masivul de sare de la Lunca şi izvoarele sărate dela S şi N de Lopătari.

Masivul de sare de la N de Budeşti ţine tot de această serie aquitaniană, apărînd tectonic în fereastra de sub Paleogenul Digitaţiei Lacul Mocearu.

3. La răsărit de Anticlinalul Lopătari, deasupra menilitelor superioare, se aşează aproape concordant o serie groasă de cca 350 m. Seria este constituită

Institutul Geologic al României

din marne şi gresii cenuşii, gresii gipsifere şi conglomerate cu elemente verzi, precum şi blocuri de Oligocen. Culoarea predominantă: verde.

Nu se poate afirma dacă această serie este mai tînără sau echivalentul seriei brecioase dela W de Anticlinalul Lopătari. Nu este exlusă posibilitatea ca ea să reprezinte Burdigalianul inferior, însă nu avem argumente pentru această vîrstă. În orice caz ea este mai veche decît Seria roşie a Stratelor de Tețcani, considerate ca Burdigalian superior — Helvețian inferior (61).



Fig. 7. — Ornamentații de suprafață pe gresii din Seria verde de la Lopătari.

Seria aceasta pare să aibă o dezvoltare lenticulară; în P. Plavățu ea este mult mai subțire.

Cu toată concordanța aparentă menționată, Seria verde apare — potrivit sedimentației ritmice şi ornamentațiunilor de suprafață — în poziție răsturnată.

Cele mai frumoase exemple de sedimentație ritmică şi diferite ornamentațiuni de suprafață le-am văzut în această Serie verde de pe flancul estic al Lopătarilor (fig. 7).

Contactul ei cu Orizontul menilitelor superioare, trebuie deci considerat tectonic.

4. În regiunea Fişici — Muscelul Cărămănescu, ca şi la V. Lupului—V. Muscelului, deasupra gipsului bazal mai apar şi cîteva bancuri de gresie grosieră de tipul celei de la Buştea.

5. Pe linia S Nehoiaşi—S Bîsceni—W Păltiniş—Vf. Mesteacănului, adică în extremitatea nord-estică a Cuvetei de Drajna, Aquitanianul este reprezentat

Institutul Geologic al României

printr-un complex care începe cu un banc de gips urmat de marne nisipoase, nisipuri marnoase şi intercalaţiuni de gresii gipsifere.

La S de Ruptura, au fost observate foarte multe elemente de pietriş de cuarţ şi de micaşisturi, în general, angulare. Aceste pietrişuri sînt, probabil, răspîndite în masa marnelor nisipoase, deoarece ca intercalaţii *in situ* nu au fost nicăieri întîlnite. Ele reprezintă, foarte probabil, echivalentul conglomeratelor intercalate în Stratele de Cornu, citate de M. FILIPESCU şi GR. POPESCU la W de Buzău şi Teleajen, în Aquitanianul din baza Cuvetei de Drajna.

## *B)* UNITATEA INFERIOARĂ

Depozite care ar putea fi echivalate cu ceea ce am descris ca Aquitanian în cuprinsul Pînzei mediane, sînt reprezentate în Unitatea inferioară prin conglomerate verzi, gresii şi marne cenuşii, precum şi printr-o brecie marnoasă, cenuşie, cu masive de sare.

Am întîlnit asemenea depozite deasupra Oligocenului din Subunitatea internă în V. Putnei, V. Mărului, V. Zăbala, P. Bălosu şi V. Năruja, iar în Subunitatea externă, deasupra Oligocenului flancului de răsărit al Anticlinalului Poiana Lepşa.

### 1. SUBUNITATEA INTERNĂ

În această subunitate, conglomeratele verzi urmează imediat deasupra Orizontului de menilite superioare şi sînt alcătuite din bancuri de conglomerate, la partea superioară avînd intercalaţiuni de gresii verzi, slab calcaroase. Deasupra urmează un complex de marne cenuşii cu intercalaţiuni de gresii micacee cu resturi de Plante.

Elemente în conglomerate: şisturi verzi, cuarţ alb şi cenuşiu, cuarţite dure, cenuşiu-deschise şi rari bucăţi de gresie fină, calcaroasă, de culoare brună. Dimensiunea acestor componente variază în regiune: în V. Zăbala de exemplu, mai la vale de confluenţa cu P. Gorului, conglomeratele conţin elemente de mărimea unei nuci şi sînt slab cimentate. La Curmătura Pietrosului, componentele (în special, şisturile verzi şi blocurile de cuarţ), pot atinge un diametru de 20—30 cm şi sînt mai bine cimentate. Printre blocurile componente, cuarţitele sînt, în general, rulate, în timp ce blocurile de şisturi verzi sînt mai mult angulare.

Grosimea conglomeratelor variază ca şi dimensiunea componentelor: cca 30 m în V. Mărului sau în P. Saroş, cca 50 m la W de Păişele şi aproape 200 m la Curmătura Pietrosului.

Orizontul conglomeratelor verzi trece prin intermediul unor gresii verzi, slab calcaroase, pe alocuri gipsifere, la un complex superior de marne cenuşii cu spărtură concoidală şi cu intercalaţiuni de gresii (10—40 cm) cenuşii, calcaroase, micacee.

Institutul Geologic al României

Gresiile verzi amintesc aceleaşi gresii gipsifere din P. Feschi din Sus (Oituz, regiunea Bacău).

Complexul marnelor nu depăşeşte grosimea de 100 m, fiind de obicei prins sub Unitatea superioară în pînză.

Pe linia de contact dintre cele două unităţi, apar în V. Zăbala, P. Bălosu şi P. Mişinei, numeroase izvoare sărate. În ultimele două pîraie, apare de sub depozitele paleogene ale pînzei şi Orizontul roşu al Stratelor de Tețcani.

## 2. SUBUNITATEA EXTERNĂ

Aquitanianul acestei subunităţi este reprezentat printr-un orizont de conglomerate şi unul de brecie sedimentară cu sare.

În V. Putnei, deasupra menilitelor superioare, urmează la gura P. Mocearul din jos şi în Piatra Geamănă, un orizont de conglomerate în bancuri pînă la

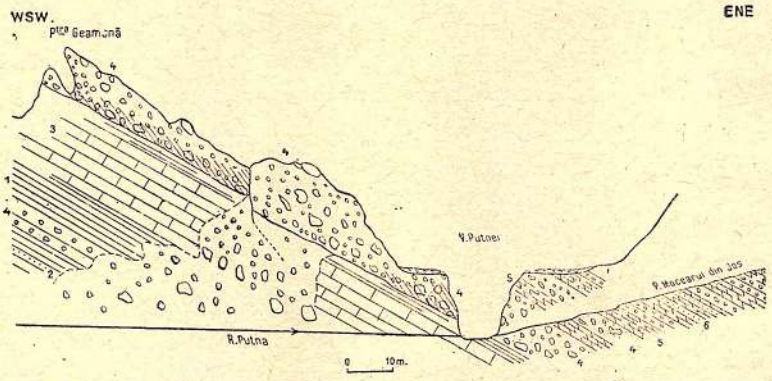



Fig. 8. — V. Putnei la confluenţa cu P. Mocearul de Jos: Oligocen superior — Aquitanian.

1, şisturi disodilice; 2, Gresie de Kliwa; 3, menilite superioare; 4, conglomerate verzi; 5, marne cenuşii; 6, gresii calcaroase, micacee.

10—15 m grosime, cu intercalaţiuni de pachete de şisturi argiloase brune, silicifiate, la partea inferioară şi de marne cenuşii şi gresii calcaroase micacee, la partea superioară.

Conglomeratele sînt alcătuite din elemente de şisturi verzi, cloritoşisturi, cuarţ alb şi cenuşiu, gresii calcaroase cenuşiu-deschise şi resii cuarţitice roşietice, cu elemente negre. Cu excepţia şisturilor verzi, toate celelalte elemente sînt, în general, rotunjite. Diametrul componentelor variază între 0, 5 cm şi 1 m. Dimensiunea medie este de 10—15 cm. Numai şisturile verzi ajung uneori 1 m diametru. Către partea superioară a orizontului, bancurile de conglomerate se subţiază, iar componentele devin mai mărunte şi mai cimentate.

Detalii privind constituţia acestui orizont de conglomerate sînt schiţate în fig. 8.

Institutul Geologic al României

Grosimea totală a conglomeratelor din Piatra Geamănă este de cca 60 m.

În basinul Văii Putna, conglomeratele verzi au o dezvoltare lenticulară.

Grosimea amintită mai sus, se poate constata în Piatra Geamănă sau la confluența Putnei cu P. Frasin, pe cînd ceva mai la S, în P. Dălhățaș, orizontul conglomeratelor este reprezentat numai printr-un banc de 1 m grosime, situat imediat deasupra menilitelor superioare.

În regiunea de confluență a Văilor Putna şi Coza, apare o brecie sedimentară cu eflorescențe de sare. Această brecie constă din material oligocenic: şisturi disodilice, menilite, Gresii de Kliwa, apoi şisturi verzi (în general elemente mici, însă există şi blocuri măsurînd pînă la 2 m diametru, de ex. în P. Puturosu), gips primar lentiliform sau gips secundar) şi însfîrşit, rare elemente rotunjite, luciate, de argilă cenuşie.

Matricea acestei brecii este o argilă neagră sau cenuşiu-închisă, uneori nisipoasă.

Eflorescențe saline sînt pretutindeni observate în zonele de apariție a breciei.

Prezența elementelor de Oligocen şi a elementelor mici luciate, aminteşte brecia descrisă de GR. POPESCU sub numele de « Brecie de Cosmina » în regiunea Prahova (126).

Brecia sedimentară descrisă este acoperită de Orizontul roşu al Stratelor de Tețcani, iar acestea la rîndul lor, suportă Oligocenul din Vf. Galaciu.

În această privință, un profil concludent îl oferă P. Dălhătaşu.

Peste menilitele superioare, urmează aici un strat de conglomerate verzi de 1 m, apoi cca 20 m argile şistoase cenuşii şi cenuşiu-închise, cu intercalații subțiri (5 cm) de gresii calcaroase verzui (proporția 19/1). Argilele sînt acoperite de un pachet de brecie saliferă de cca 50 m grosime, iar aceasta la rîndul ei, suportă Stratele de Tețcani.

## V. MIOCENUL

Depozitele miocene sînt indicate pe hartă cu o singură culoare. Orizontarea lor nu a fost făcută, deoarece fiind situate în afara zonei de apariție a depozitelor paleogene, problema Miocenului depăşeşte cadrul propus pentru această lucrare.

Fiindcă am amintit însă mai sus despre Stratele de Tețcani, mă voi referi totuşi la lucrările executate de mine în Zona miocenă din zona de curbură a Carpaților (61) în care am separat următoarele orizonturi pentru Miocen:

Stratele de Tețcani, reprezentînd Burdigalian-Helvețianul inferior;

Stratele de Cîmpeni, reprezentînd Helvețianul mediu şi superior;

Tortonianul;

Sarmațianul.

Primele două denumiri locale sînt cunoscute de multă vreme din literatură şi nu voi insista asupra lor. Mă voi opri puțin însă asupra Tortonianului,

Institutul Geologic al României

pentrucă această formațiune a reținut din nou în ultima vreme atenția multor cercetători.

Încă din 1943, GR. POPESCU și F. OLTEANU (112, 126) au descris printre orizonturile lithologice ale Tortonianului, o brecie sedimentară cu sare, intercalată normal în această formațiune.

Nu voi insista asupra vîrstei masivelor de sare. Multe din ele sînt legate cu siguranță de ceea ce se consideră ca Aquitanian. Bazinul Văii Putna oferă după cum am văzut, exemple suficiente în sprijinul acestui punct de vedere. Este probabil, însă, că o parte din masivele de sare să aparțină formațiunilor mai noi, fie Helvețianului, cum susține G. MURGEANU (104), fie Tortonianului, cum susțin GR. POPESCU și F. OLTEANU (112, 126).

Din observațiunile făcute în diverse regiuni, precum și din datele de literatură, am ajuns la concluzia că poate exista sare mai nouă decît cea aquitaniană.

Masive de sare care ar intra în această categorie, se întîlnesc în jurul marginei Flișului, începînd din V. Nărujei pînă în V. Slănicului. Citez în această ordine de idei, masivele de sare de la Poenile Sării—Zăbala, Jitia—P. Argintăriei, Plavățul și Bîsceni—Săreni.

Nu voi discuta însă problema vîrstei acestor masive pentrucă în primul rînd nu posed date suficient de convingătoare pentru a conchide o vîrstă mai nouă decît cea aquitaniană, atribuită de M. FILIPESCU masivului din P. Argintăriei (55), sau decît cea helvețiană, atribuită de G. MURGEANU masivului de la Poenile Sării (104) și în al doilea rînd, pentrucă această problemă atît de complexă, iese în afara preocupărilor propuse în această lucrare.

Indiferent de vîrsta masivelor de sare, voi menționa însă aici că în zona lor de apariție se întîlnesc și la Poenile Sării și la P. Argintăriei, gipsuri, tufuri, marne tufacee cu Globigerine și șisturi calcaroase, bituminoase. Tufurile însoțite de marne tufacee cu Globigerine, precum și șisturile calcaroase foioase, sînt atribuite atît pe bază de microfaună cît și pe bază de macrofaună, Tortonianului.

În marnele cu Globigerine și tufurile de la Plavățu, O. BOLGIU (27) a determinat următoarele fosile:

*Modiolus hoernesii*
*Modiolus conditus*
*Terebratula* sp.
*Saxicava* sp.
*Chamostrea* sp.
*Xylophaga* aff. *dorsalis*
Dinți de Selacieni.

Formele de *Modiolus* fiind citate numai din Calcarele de Leitha, O. BOLGIU crede că poate atribui Tortonianului inferior aceste depozite.

Institutul Geologic al României

Pentru încheiere menționăm că în regiunea Pucioasa, într-un orizont de nisipuri şi pietrişuri, considerate altă dată ca burdigaliene, I. MOTAŞ (100) a determinat o macrofaună pe baza căreia atribuie Tortonianului inferior, orizontul respectiv.

În cazul cînd dovezi paleontologice suficiente vor justifica schimbarea de vîrstă a depozitelor considerate pînă acum ca burdigaliene şi helveţiene, Stratele de Teţcani şi Stratele de Cîmpeni, amintite mai sus, vor trebui considerate tot tortoniene. Ciclul de sedimentare următor celui paleogen, ar fi început în acest caz în Tortonian, după o întrerupere care ar fi durat tot timpul Burdigalianului şi Helveţianului.

Pînă la rezolvarea definitivă a acestei probleme, noi am adoptat în lucrarea prezentă, punctul de vedere deja utilizat în literatura geologică romînească cu privire la Stratigrafia Miocenului.

## CONSIDERAŢIUNI GENERALE ASUPRA FACIESURILOR PALEOGENULUI. ECHIVALENŢI STRATIGRAFICI

### 1. CONSIDERAŢIUNI GENERALE

Într-o serie de lucrări recente, în parte tipărite (10, 11), în parte numai comunicate (12, 14) sau rămase în manuscis (13) I. ATANASIU a reuşit să prezinte o imagine logică şi clară, a condiţiilor în care au fost sedimentate depozitele Flişului paleogen.

Iată pe scurt cîteva din principalele sale puncte de vedere:

Depozitele Flişului paleogen sînt sinorogene (14).

Procesul de sedimentare sinorogenă se efectuează după o serie de legi şi anume: legea diapirismului, legea asimetriei, legea migraţiei zonelor de sedimentare, legea cordilierelor.

Factorul principal care intervine în sedimentarea sinorogenă, este mişcarea tangenţială. Această mişcare afectează un bloc intern rigid şi-l face să înainteze spre un ţinut din faţă «inert din punct de vedere al mişcării tangenţiale». Înaintarea blocului intern rezultă dintr-o serie de cute în aria de orogeneză, dintre care unele ajung la suprafaţa apelor şi cad sub acţiunea de distrugere a valurilor, contribuind astfel cu materialul lor, la formarea sedimentelor sinorogenice. Cutele respective — cordilierele (marine sau externă) — se accentuiază progresiv şi distrugerea lor din ce în ce mai intensă, rezultă în sedimente din ce în ce mai grosiere — conglomerate — punîndu-le astfel în faţa unui ciclu de sedimentare invers faţă de cel normal (14).

« Cutarea unei zone de orogeneză, deşi are un sens major determinat, nu se împlineşte continuu, ci ritmic. Ritmul este evident atît în fazele mai mari în care poate fi descompusă orogeneza, cît şi în svîcnirile continui care produc variaţia extremă în constituţia sedimentelor în facies de Fliş » (14).

Institutul Geologic al României

Amintim că în lucrarea sa « Dépôts marins actuels et séries géologiques » J. TERCIER separă următoarele tipuri de sedimentare: paralică, epicontinentală şi oceanogenă.

Plecînd de la principiile stabilite de I. ATANASIU şi ţinînd seamă de tipurile de sedimentare menţionate mai sus, vom încerca să facem cîteva consideraţiuni asupra condiţiilor în care au fost sedimentate depozitele Flişului paleogen din regiunea cercetată dintre Putna şi Buzău.

a) *Eocenul.* Din cele expuse în capitolele precedente, a reieşit faptul că depozitele paleogene studiate, arată în componenţa lor material de origine diferită: o origine internă, carpatică şi o origine externă, Vorland sau cordiliere.

Faciesul intern al Pînzei mediane, cu Gresia masivă de Tarcău, trădează originea carpatică a materialului din componenţa sa. Gresia de Tarcău reprezintă un depozit cu caracter de molasă şi se încadrează perfect în tipul de sedimentare paralică. Este curios faptul că Gresia de Tarcău are dezvoltarea cea mai mare în zona de curbură a Carpaţilor, adică acolo unde Cristalinul se scufundă şi, aşa cum a observat şi prof. G. MURGEANU [1]), este greu de imaginat în această zonă de scufundare a Cristalinului, un bloc intern ridicat şi împins spre ţinutul din faţă.

Materialul din Gresia de Tarcău însă nu trebuie pus neapărat direct pe seama Cristalinului, ci — aşa cum a explicat I. ATANASIU şi cum reiese din studiul microscopic al lui M. FILIPESCU (49, pag. 110) — el a putut fi remaniat pentru a doua oară din depozitele Cretacicului intern.

Blocul ridicat din spate ar putea fi mai intern decît linia de scufundare a Cristalinului şi această presupunere pare verosimilă, dacă încercăm să desfăşurăm toate cutele-solzi ale pînzei, pentru a le aduce la poziţia lor iniţială.

Orice explicaţie am încerca să dăm însă, următoarele constatări sînt clare: în primul rînd, Gresia de Tarcău este un depozit neritic şi reprezintă un facies de ţărm; în al doilea rînd, ea are o grosime care în regiunea noastră atinge 1400 m, iar în V. Cătiaşului, 1800 m (127). O asemenea grosime în zona neritico-litorală, nu se poate explica decît admiţînd o subsidenţă continuă a acestei zone, ceea ce a permis acumularea considerabilă a materialului terigen.

Spre marginea externă a Pînzei mediane şi mai ales în Unitatea inferioară din V. Putnei, elementele grosiere de origine carpatică din constituţia Eocenului, dispar. Locul lor este luat treptat de material provenit fie din cordilierele marine, fie din cordiliera externă (14) sau cordiliera pericarpatică (55).

Prezenţa materialului de origine extra-carpatică este mai frecventă încă în aria de răspîndire a Unităţii inferioare din Putna, unde conglomeratele verzi

[1]) Discuţiuni la comunicarea I. ATANASIU (21.XII, 1947).

Institutul Geologic al României

apar atît răspîndite neregulat în masa altor depozite, cît şi ca intercalaţiuni sau orizonturi de sine stătătoare.

Modul de prezentare a depozitelor Eocenului de la marginea externă a Pînzei mediane şi mai ales din unitatea inferioară, aminteşte în oarecare măsură tipul de sedimentare geosinclinală. Faciesul de Fliş, menţionat la capitolul asupra stratigrafiei, constituie un indiciu pentru acest tip de sedimentare, în care faciesurile neritice se întrepătrund cu faciesuri mai profunde, fără să fie posibilă o separaţie de faciesuri bathiale şi abisale.

În Eocenul superior, tipul de sedimentaţie paralică pare că se generalizează. Stratele de Plopu ca şi Stratele de Bisericani conţin o microfaună de Foraminifere aglutinante, forme care trăiesc fixate şi care indică adîncimi ce nu pot depăşi 200 m. Alternanţa de marno-argile şi gresii cu hieroglife se menţine constantă pe verticală în Stratele de Plopu, ca şi în Eocenul de Colţi. Grosimea depozitelor şi lipsa sedimentelor organice, s-ar explica printr-o intensă aluvionare, care prin marea cantitate de material în suspensie, ar fi împiedicat dezvoltarea vieţii în acest facies (122) [1]).

În Stratele de Bisericani, prezenţa cîtorva forme de Lamellibranchiate, citate de POPESCU-VOITEŞTI (136), arată condiţiuni ceva mai favorabile dezvoltării vieţii.

b) *Oligocenul.* Condiţiile pentru realizarea tipului de sedimentaţie paralică se menţin în Oligocen, în cuprinsul Pînzei mediane şi în Subunitatea internă din Putna.

În zonele interne ale Pînzei mediane, materialul de origine carpatică a continuat să fie remaniat, dînd naştere Gresiei de Fusaru, un depozit tot cu caracter de molasă ca şi Gresia de Tarcău eocenă.

Întocmai ca şi Gresia de Tarcău, Gresia de Fusaru dispare treptat spre mijlocul bazinului de sedimentare, fiind înlocuită de şisturi disodilice, de Strate de Podu Morii *str. s.* şi de Gresie de Kliwa.

La rîndul ei şi această gresie este înlocuită treptat spre exterior de conglomerate verzi din ce în ce mai numeroase.

Materialul din Gresia de Kliwa şi în special din conglomeratele verzi, este considerat ca provenind din cordiliere născute în cuprinsul ariei de sedimentare sau din cordiliera externă (cordiliera pericarpatică), ca rezultat al mişcării tangenţiale.

Existenţa acestor cordiliere, trădată prin materialul străin celui din Carpaţi, arată că şi în Oligocen tipul de sedimentaţie geosinclinală a fost realizat în zonele externe ale bazinului de sedimentare. Frecvenţa conglomeratelor verzi este o indicaţie în sprijinul acestui punct de vedere.

[1]) Acest punct de vedere aparţinînd lui M. PAUCĂ, este valabil în măsura în care se referă la formele calcaroase; organismele cu scheletul silicios, s-au dezvoltat normal.

Institutul Geologic al României

Nota caracteristică a Oligocenului o dau însă șisturile disodilice bituminoase.

Condițiile de sedimentare a șisturilor disodilice bituminoase, au fost foarte mult discutate în literatură.

Prezența Diatomeelor, semnalată de M. FILIPESCU, în gaise-diatomite (43—49) a fost interpretată de D. PREDA (139), prin comparație cu Formațiunea de Monterey, ca un indiciu că depozitele cu Diatomee s-au format « în regiuni de platforme continentale puțin adînci, sub o climă destul de scoborîtă, 13°—17° ».

În opoziție cu această părere, M. PAUCĂ (119), bazat pe existența Peștilor fosili din șisturile menilitice, asemănători cu cei care trăiesc astăzi în mările tropicale și subtropicale, ajunge la concluzia că « marea oligocenă din Carpați era o mare subtropicală ». Majoritatea acestor Pești sînt forme nectonice, de unde concluzia că Marea oligocenă « avea un fund mort » la fel cu cel al Mării Negre actuale începînd de la o adîncime oarecare ».

Într-o astfel de mare cu plancton și necton dezvoltat și cu fundul neoxigenat, condițiunile descrise de prof. G. MACOVEI (82) ca propice pentru formarea zăcămintelor de petrol, ar fi fost realizate.

Majoritatea seriilor cu orizonturi petrolifere sînt legate de depozite de platformă cu sedimentație aluvională, reprezentînd adesea depozite marine de tipul platformelor paralice în alternanță cu depozite continentale.

Marea oligocenă, în care au fost sedimentate șisturile bituminoase, întrunea foarte probabil condițiile unei mări închise, indicată de prof. G. MACOVEI (82, pag. 62), ca propice pentru formarea petrolului. Adîncimea acestei mări este greu de apreciat; ținînd însă seamă, pe de o parte, de existența Diatomeelor și pe de altă parte, de prezența cîtorva forme de aglutinante în șisturile disodilice și Stratele de Pucioasa (156) și a cîtorva forme de Pești bentonici (119, 120), este probabil că această adîncime nu era prea mare. După M. FILIPESCU, spiculii de Tetractinelide arată o adîncime de 90—100 m.

Așa cum crede și I. ATANASIU (12), admitem că șisturile disodilice cu menilitizări corespund unui regim de lagune, cu sedimentația liniștită, cu viață planctonică și cu fundul neoxigenat.

Apariția Gresiei de Kliwa și a elementelor de conglomerate verzi coincide probabil cu dezvoltarea maximă a cordilierelor și cu apariția de curenți marini, care au avut un rol important în transportul și sortarea materialului provenit din aceste cordiliere. În mod logic, trebuie admis că în același timp au avut loc și manifestațiuni vulcanice la exteriorul Carpaților (49), al căror material a procurat silicea necesară organismelor cu scheletul silicios (Diatomee, Radiolari și Spongieri).

Dar dezvoltarea maximă a cordilierelor mergea paralel cu scufundarea zonelor cuprinse între ele și această scufundare, explică grosimea mare a depozitelor oligocene.

Institutul Geologic al României

Definind Flişul ca formaţiune sinorogenă (14), afirmaţiunea că şisturile menilitice şi disodilice ca şi Gresia de Kliwa n-ar mai trebui considerate ca aparţinînd Flişului (119), nu se mai poate susţine. Şisturile disodilice, legate de regimul lagunar, sînt în adevăr accidente în procesul de sedimentare al Flişului aşa cum se definea pînă acum, însă reprezintă sedimente sinorogene şi prin urmare nu trebuie excluse din noţiunea de Fliş.

## 2. ECHIVALENŢI STRATIGRAFICI. (RELAŢIUNI ÎNTRE FACIESURILE PALEOGENULUI)

În fig. 9 am reprezentat grafic punctele noastre de vedere în legătură cu raporturile dintre diferitele faciesuri ale Eocenului şi Oligocenului din regiunea cercetată.

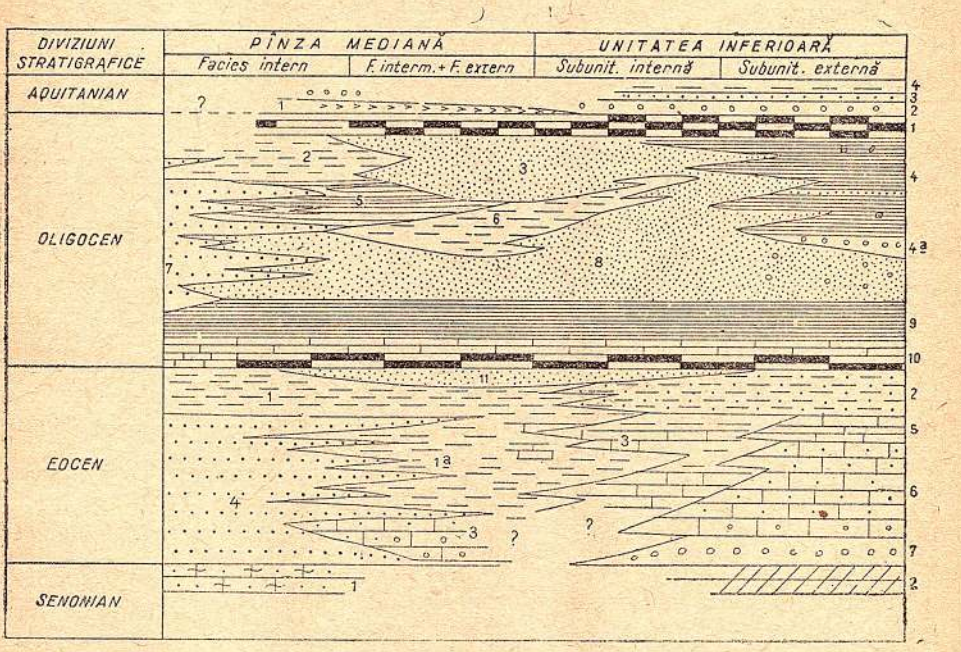



Fig. 9. — Schema variaţiilor de facies în Paleogenul dintre Putna şi Buzău.

Aquitanian: 1, gipsuri; 2, conglomerate; 3, gresii; 4, marne. Oligocen: 1, menilite superioare; 2, Strate de Vineţişu; 3, Gresie de Kliwa sup.; 4, şisturi disodilice cu rare şi subţiri intercalaţii de Gresie de Kliwa şi cu conglomerate verzi răspîndite neregulat în masa lor; 4a, conglomerate verzi; 5, Strate de Pucioasa cu intercalaţii de Gresie de Kliwa; 6, Strate de Podu Morii *str. s.*; 7, Gresie de Fusaru; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, şisturi disodilice; 10, marne bituminoase şi menilite inf.; 11, Gresie de Lucăceşti; Eocen: 1, Strate de Plopu; 1a, Eocen de Colţi; 2, Strate de Bisericani; 3, calcare grezoase, conglomeratice, cu Nummuliţi; 4, Gresie de Tarcău; 5, Strate de Bucieş; 6, Strate de Caşin; 7, Conglomerate de Piatra Strejului; Senonian: 1, Strate cu Inocerami (Strate de Hangu); 2, Strate de Tisaru *str. s.*

Plecînd de la orizontul constant întîlnit al marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare (sau de la Orizontul Gresiei de Lucăceşti cînd acesta există), am considerat că depozitele cuprinse între acest orizont-reper şi Stratele cu



Institutul Geologic al României

Inocerami aparţin Eocenului, iar cele de deasupra, cuprinse între orizontul-reper şi primele gipsuri, aparţin Oligocenului.

a) *Eocenul.* În cuprinsul Pînzei mediane faciesul cel mai intern arată un orizont masiv de Gresie de Tarcău, acoperit de Orizontul Stratelor de Plopu.

Gresia de Tarcău se destramă treptat spre E, aşa fel că în zonele cele mai externe ale pînzei nu o mai întîlnim.

Profilele descrise pe Plaiul Seciul Lăcătuşului, pe Plaiul Mortatului şi la Colţi, arată evident această reducere în grosime a Gresiei de Tarcău, pînă la dispariţie. Locul Gresiei de Tarcău este luat de depozitele argilo-grezoase şi de calcare grezoase cu conglomerate verzi şi cu Nummuliţi. Aceste calcare cu elemente verzi apar mai întîi în baza Eocenului (profilul din Seciul Lăcătuşului), pentru ca la marginea pînzei (Vintileasca), să fie dezvoltate şi în orizonturile mai superioare.

În profilul dela Colţi şi în celelalte profile mai externe, baza Eocenului nefiind deschisă, nu cunoaştem care este echivalentul Gresiei de Tarcău. Ţinînd seamă însă că la Seciul Lăcătuşului există un orizont de calcare şi conglomerate cu Nummuliţi, iar în Subunitatea externă din Putna, baza Eocenului este reprezentată prin conglomerate care trec tot la calcare, este de bănuit că şi în regiunea Colţi şi deci pe prelungirea sa sud-vestică, orizontul calcaros se menţine.

Este cazul să reamintim aici că variaţiuni de facies au loc în Eocenul Pînzei mediane şi în lungul structurilor. Pachetele de Gresie de Tarcău, intercalate în profilul de la Seciul Lăcătuşului, apar mai puţine ca număr şi mai subţiri în lungul aceleiaşi cute-solzi, în P. Varlamului. La fel se întîmplă cu intercalaţiile de Tarcău, de cca 20 m, menţionate pe Plaiul Mortatului, care, în lungul aceluiaşi solz, ajung în V. Buzăului numai sub forma unor intercalaţii de sub 1 m grosime şi abia mai amintesc Gresia de Tarcău.

Faciesul calcaros al Eocenului Pînzei mediane, fiind pe de o parte restrîns în regiunea Seciul Lăcătuşului numai la orizontul de bază şi pe de altă parte, în regiunea Lopătari dispărînd tectonic sub Digitaţia Lacul Mocearu, se înţelege pentru ce începînd dela Buzău spre W, în Eocenul unităţii cunoscute sub numele de Pintenul de Văleni, nu mai apare decît tipul de Eocen de Colţi descris mai sus.

Variaţiunile longitudinale de facies, citate mai sus, demonstrează în oarecare măsură, valoarea relativă a criteriului « facies » — atunci cînd ne bazăm numai pe acest criteriu — în separarea de unităţi tectonice.

Din acest punct de vedere, împărtăşim opinia exprimată de MIRCEA ILIE (observaţiuni la comunicările GRIGORAŞ—POPESCU, 1940), că nu ne putem baza, fără riscul de a greşi, uneori, numai pe criteriul facies, pentru separarea de unităţi tectonice. Poziţia structurală a diferitelor unităţi, determinarea frunţii şi zonei

Institutul Geologic al României

lor de rădăcină, a eventualelor ferestre tectonice, sînt — pe lîngă criteriul facies — elemente necesare pentru justificarea completă a separării de unităţi tectonice.

Dacă în bazinul Tazlăului, I. ATANASIU a găsit elemente de sprijin în plus, în afară de criteriul facies, în cuprinsul Pînzei mediane de la S de Năruja—Zăbala, variaţiunile de facies sînt gradate şi stilul tectonic aşa de uniform, încît o separare de unităţi tectonice diferite, nu ar putea fi suficient susţinută.

În unitatea inferioară din V. Putnei, elementul grezos de origine carpatică lipseşte complet. Echivalentul stratigrafic al Gresiei de Tarcău este reprezentat în această unitate prin orizontul inferior descris în faciesul calcaros al Subunităţii interne şi prin orizonturile inferioare (Conglomerate de Piatra Streiului, Strate de Caşin, Strate de Bucieş) ale Eocenului în Facies de Caşin din Subunitatea externă.

Lipsa unei cartări complete dintre Putna şi Năruja, ne îngreunează consideraţiunile asupra legăturii dintre Faciesul de Caşin şi Faciesul extern al Pînzei mediane.

Am arătat într-un capitol precedent că la baza Eocenului în Facies de Fliş (Greşu) apar ceva calcare care amintesc Stratele de Caşin. Cum aceste calcare par a fi mai dezvoltate spre S, în Plaiul Noveselor (42), este posibil ca Faciesul de Fliş să reprezinte tocmai zona în care Faciesul extern de Caşin se întrepătrunde cu faciesul de calcare conglomeratice cu Nummuliţi, marno-argile şi gresii cu hieroglife, din porţiunea externă a Pînzei mediane.

Orizontul superior al Stratelor de Plopu se menţine constant în tot cuprinsul Pînzei mediane, cu observaţia că în zonele sale externe şi în special în regiunea V. Buzăului, separarea Stratelor de Plopu de restul depozitelor eocene, este foarte dificil de făcut.

Echivalentul stratigrafic al Stratelor de Plopu din cuprinsul Pînzei mediane, este reprezentat prin Stratele de Bisericani din Subunitatea externă din Putna.

În Subunitatea internă, am văzut că apare un amestec de Strate de Plopu cu Strate de Bisericani, ceea ce înseamnă că sîntem tocmai în zona de întrepătrundere a celor două faciesuri extreme ale Eocenului supeior.

b) *Oligocenul.* Ca şi în Eocen, în Oligocen variaţiunile de facies pe orizontală, în special cele transversale, sînt remarcabile.

Gresia de Lucăceşti este prezentă în mod constant în jumătatea externă a Pînzei mediane şi în cuprinsul Subunităţii interne din Putna. La W de Buzău, ea dispare prin nedepunere şi echivalentul său stratigrafic pare să fie reprezentat prin partea cea mai superioară a complexului de marno-argile şi gresii cu hieroglife.

Pe tot cuprinsul zonei paleogene dintre Putna şi Buzău, apare în mod constant, însă, Orizontul de marne bituminoase şi menilite inferioare. Singurul



Institutul Geologic al României

profil în care menilitele nu au fost observate, este cel dela gura P. Teherăul; marnele bituminoase cu resturi de Pești sînt, însă, prezente și în acest profil, așa că paralelizarea lor cu Orizontul de marne bituminoase și menilite inferioare din restul zonei paleogene, este justificată.

Tot atît de constant este orizontul imediat următor, al șisturilor disodilice Lăsînd la o parte variațiunile de grosime, am semnalat într-un capitol precedent că acest orizont capătă treptat caractere de Strate de Pucioasa atît spre zonele interne cît și spre porțiunea sudică din V. Buzăului, a Pînzei mediane.

În Unitatea inferioară din Putna, în special în Subunitatea externă, sînt frecvente elemente de Șisturi verzi, răspîndite neregulat în masa Orizontului de șisturi disodilice.

Deasupra Orizontului de șisturi disodilice, seria oligocenă este constituită în general din depozite grezoase.

Gresia de Fusaru cu material de origine carpatică apare în zonele interne ale Pînzei mediane, și, în general, aproape corespunde cu aria de răspîndire a Eocenului de Tarcău. Echivalentul său stratigrafic mai extern, este Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa și foarte probabil, Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.* La rîndul lor, aceste două orizonturi se subțiază treptat spre marginea externă a pînzei, iar în unitatea inferioară sînt invadate de elemente conglomeratice verzi. Stratele de Podu Morii *str. s.* se reduc în grosime și abia se mai pot recunoaște în Oligocenul subunității interne; în subunitatea externă ele sînt înlocuite prin șisturi disodilice.

Gresia de Kliwa inferioară, cu elemente conglomeratice în Subunitatea internă, în cea externă este invadată masiv de conglomerate (apare chiar și un orizont de conglomerate) și, redusă în grosime, este înlocuită de asemenea prin șisturi disodilice cu numeroase elemente verzi, răspîndite neregulat în masa lor.

Orizontul cu Gresie de Fusaru este acoperit de Stratele de Vinețișu. Mai puțin caracteristice în zonele interne ale pînzei, Stratele de Vinețișu sînt tipic dezvoltate în regiunea Vinețișu. Spre exterior, ele par să aibă ca echivalent Orizontul superior al Gresiei de Kliwa. Acest orizont, bine dezvoltat în zonele externe ale pînzei, apare numai sub forma unui pachet de 5—6 m de Gresie de Kliwa în Subunitatea internă, iar în Subunitatea externă, este înlocuit tot prin șisturi disodilice cu conglomerate verzi.

Seria oligocenă este încheiată de Orizontul menilitelor superioare, foarte bine dezvoltate în zonele externe ale pînzei și în Unitatea inferioară.

În profilele complete de Oligocen, acest orizont este tot așa de constant în cuprinsul regiunii cercetate, ca și Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare.

Pachetul de Gresie de Kliwa și disodile, menționat deasupra menilitelor superioare din profilele externe ale Pînzei mediane, în Unitatea inferioară din Putna, lipsește.

Institutul Geologic al României

## TECTONICA

În zona Flişului paleogen dintre Putna şi Zăbala am separat două mari unităţi tectonice şi anume:

O unitate superioară în pînză, corespunzînd Pînzei mediane, definită astfel de M. FILIPESCU (51, 52) şi denumită de noi tot « Pînza mediană » şi

O unitate inferioară, corespunzînd digitaţiei superioare a Pînzei marginale, definită astfel de către G. MURGEANU şi M. FILIPESCU (102).

În unitatea inferioară condiţiile tectonice nu sînt suficient cunoscute — între V. Putnei şi V. Năruja observaţiunile noastre nu sînt complete şi continui — şi pentru acest motiv, interpretarea tectonică dată în această lucrare trebuie luată cu multe rezerve.

Considerînd, totuşi, datele pe care le posedăm din observaţiuni proprii şi ţinînd seamă şi de datele prezentate de I. DUMITRESCU (42), se poate bănui că în cuprinsul unităţii inferioare dintre Putna şi Zăbala, sîntem confruntaţi cu 2 subunităţi tectonice, dintre care cea internă pare să aibă caracter de pînză.

Din datele actuale nu se poate afirma dacă şi subunitatea externă are sau nu caracter de pînză.

### *A)* PÎNZA MEDIANĂ

Denumirea de « Pînză mediană » a fost întrebuinţată prima dată de către M. FILIPESCU (49, 51, 52), pentru o unitate tectonică situată la mijloc, între Pînza cretacică internă şi Pînza paleogenă marginală.

La W de Buzău, ea cuprinde unităţile separate sub numele de Zona de solzi, Pintenul de Homorîciu şi Pintenul de Văleni.

G. MACOVEI şi D. PREDA au adoptat această denumire pentru zona Flişului din bazinul Trotuşului, întrebuinţînd în acelaşi timp şi denumirea de « Pînza Gresiei de Tarcău » (81).

Ceva mai tîrziu, I. ATANASIU (11), plecînd de la considerente de facies, a arătat că între Pînza Gresiei de Tarcău şi Pînza marginală, se interpune o unitate intermediară pe care o denumeşte « Pînza de Tazlău » şi pe care o figurează şi în regiunea Slănic—Dofteana. Cu alte cuvinte, în cuprinsul Pînzei mediane în sensul definiţiei dată de M. FILIPESCU, se pot separa în unele regiuni din Carpaţii orientali, pe criterii de facies, două pînze independente: Pînza Gresiei de Tarcău şi Pînza intermediară de Tazlău.

Din cele expuse la stratigrafie, reiese că între Zăbala şi Buzău, Eocenul prezintă în anumite zone caractere care amintesc Eocenul Pînzei de Tazlău. Am arătat, însă, că trecerile între diferitele faciesuri sînt gradate, iar aranjamentul tectonic al diferitelor cute-solzi este aşa de uniform, încît ne-au determinat să considerăm zona de Fliş paleogen în pînză, ca unitară.

Institutul Geologic al României

În raport cu unitatea inferioară din Putna (deci cu ceea ce s-a considerat ca Pînză marginală, 102), și cu Pînza cretacică internă, unitatea noastră în pînză are o poziție mediană și pentru acest motiv, am păstrat denumirea de « Pînză mediană » introdusă de M. FILIPESCU.

Interpretarea în pînză a unității de la S de Zăbala, se bazează pe următoarele considerente:

1. Diferența de facies între Paleogenul acestei unități, în comparație cu Paleogenul unității inferioare din Putna. Aceste diferențe au fost descrise în capitolul asupra stratigrafiei.

Prelungind spre S aria de răspîndire a Paleogenului din Putna cu caracter marginal, constatăm că la S de Năruja și Zăbala, întîlnim pe această prelungire un Paleogen cu un facies mai intern, a cărui poziție aci, nu se poate explica decît pe cale tectonică.

2. Poziția geometrică a acelor 2 unități structurale, în V. Zăbalei și Năruja. Unitatea inferioară din bazinul Putnei și anume subunitatea internă, se scufundă periclinal sub unitatea superioară, după linia P. Căbălașu—Curmătura Pietrosu—P. Bălosu. Senonianul din baza Pînzei mediane încalecă peste unitatea inferioară de-a lungul acestei linii, a cărei configurație demonstrează de la sine caracterul tectonic de pînză. Klippa de Oligocen de la Niculele și conturul unității de Paleogen la Vintileasca, sînt în acest sens edificatoare.

3. Izvoare de NaCl și masive de sare în cuprinsul zonei de Fliș paleogen.

Pe harta geologică anexată sînt figurate o serie de izvoare sărate și brecie cu masive de sare, de-a lungul liniei de încălecare menționată mai sus. O altă serie de izvoare sărate sînt figurate pe hartă fie la contactul dintre Eocen și Oligocen, fie în Oligocen, în plină zonă de Gresie de Kliwa.

Ținînd seamă și de poziția masivului de sare de la Pichetul Milii, probabil pe o falie transversală la contactul dintre Eocen și Oligocen, am considerat că toate aceste manifestațiuni saline țin de un Salifer al Autohtonului, prins sub unitatea în pînză.

4. Stilul general de forfecare tectonică în solzi, a fost considerat deasemenea caracteristic pentru unitatea de pînză. În adevăr, comparînd structurile liniștite din unitatea inferioară din V. Oituzului (Anticlinalele Hîrja, Herăstrău), și chiar subunitatea externă din Putna—Cașin, cu structurile din bazinul Tazlăului de ex., constatăm că unitățile în pînză, departe de a fi tot așa de liniștite, sînt din contra caracterizate printr-o structură violentă, care a dat naștere la numeroși solzi îngrămădiți și încălecați unul peste altul. Această solzare este foarte frecvent întîlnită în zona Flișului paleogen de la S de Năruja—Zăbala și a fost considerată, prin comparație, ca un criteriu, în plus, pentru interpretarea în pînză a zonei respective.

Am afirmat mai sus că în regiunea cercetată de noi, Pînza mediană a fost considerată unitară.

Institutul Geologic al României

Problema separării unor pînze echivalente cu cele separate de I. ATANASIU în bazinul Tazlăului, ne-a preocupat foarte mult, însă argumente suficient de convingătoare pentru asemenea separări nu am găsit.

Eocenul, adică formațiunea care caracterizează prin faciesul său diferitele pînze, separate de I. ATANASIU, prezintă în adevăr şi în regiunea de la S de Zăbala o serie de faciesuri dintre care, după cum am văzut, cel descris pe profilul Seciul Lăcătuşului — Poiana Ţigăncii, aminteşte în bună măsură faciesul Eocenului din Pînza de Tazlău. Mai mult decît atît, linia de separație dintre faciesul intern cu Gresie de Tarcău masivă şi faciesul intermediar de pe Plaiul Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncii, este marcată prin apariția fîşiei de Senonian de la S de Neharna Mică. S-ar părea, deci, că această linie de apariție a Senonianului coincide şi cu o linie tectonică mai importantă, care ar putea fi luată în considerare ca linie de contact între o unitate internă, corespunzătoare Pînzei de Tarcău şi o unitate externă, corespunzătoare Pînzei de Tazlău.

Din cele expuse la capitolul asupra stratigrafiei, am văzut că în cuprinsul unității în pînză, există încă cel puțin 2 tipuri de dezvoltare ale Eocenului, mai externe decît cel din Seciul Lăcătuşului —Poiana Ţigăncii. Bazați numai pe considerentul facies, ar trebui prin urmare ca în interiorul zonei de Paleogen de la S de Zăbala, să mai separăm încă 2 unități tectonice, mai externe decît cea echivalentă Pînzei de Tazlău din Seciul Lăcătuşului—Poiana Ţigăncii.

Dacă mai ţinem seama că şi în cuprinsul unității inferioare am separat 2 subunități, ar însemna că pe bază de facies, am putea separa în zona de Paleogen cercetată, un număr de 6 unități, dintre care 4 ar aparține Pînzei mediane şi 2, unității inferioare.

Am socotit că datele pe care le posedăm nu justifică suficient separarea atîtor unități în pînză şi considerînd că între diferitele faciesuri trecerile sînt gradate, am interpretat toată zona de Fliş paleogen cercetată la S de Năruja—Zăbala, ca aparținînd unei pînze unitare, denumită Pînza mediană. Această pînză unitară este desigur afectată de accidente tectonice care au dus la formarea unei serii de solzi, uneori de amploare mai mare, generînd pe alocuri — ca în V. Tazlăului — chiar pînze de oarecare amplitudine.

În concepția noastră prin urmare, Pînza mediană din regiunea Zăbala — ca şi Pînza mediană din Bazinul Trotuşului — este o pînză unitară, în care faciesul grezos intern de Tarcău se destramă treptat spre exterior, fiind înlocuit de faciesul calcaros şi în cuprinsul căreia, diferitele unități, separate pe bază de facies, reprezintă unități tectonice secundare.

Pe de o parte, faptul constatat că chiar în interiorul aceluiaşi solz, Gresia de Tarcău se destramă pierzîndu-şi din importanță spre S (exemplu: profilul Seciul Lăcătuşului în comparație cu profilul Varlamului) şi pe de altă parte, lipsa oricărui rest din Pînza de Tazlău pe sub klippele Pînzei Gresiei de Tarcău, între Oituz şi Putna (42), justifică susținerea punctului nostru de vedere.

Institutul Geologic al României

În secțiunea transversală figurată pe pl. 3, am interpretat Pînza mediană din regiunea Zăbala ca fiind constituită din două pînze, dintre care, cea externă corespunde în parte cu Pînza de Tazlău a lui I. ATANASIU. Problema se poate pune și în acest fel și rămîne ca cercetările viitoare, ce se vor executa pe mari întinderi și cu mai multe detalii, să aducă mai multă lumină în soluționarea ei.

Apariția fîșiei de Senonian din Neharna Mică, mărește desigur valoarea liniei în lungul căreia apare Senonianul dar, se pare, că această linie coincide numai întîmplător cu linia de demarcație dintre cele două faciesuri ale Eocenului, deoarece mai la sud, pe o linie mai internă, dar tot atît de importantă, apare Aquitanianul din baza Cuvetei de Drajna, separînd și acolo două cute-solzi, al căror Eocen aparține faciesului intern cu Gresie de Tarcău.

Fruntea Pînzei mediane este ușor de urmărit și bine vizibilă, de la fundul Văii Zăbala pînă aproape în V. Slănicului-Buzău.

Între izvoarele Zăbalei și P. Ruptura Monteorului, ea este alcătuită din Senonian, care încalecă peste Miocen, uneori cu brecie și masive de sare. Din P. Ruptura Monteorului spre S, marginea pînzei este constituită din Eocen pînă în R. Sărat, iar de aci pînă la Șelăriile, din Oligocen. La S de Șelăriile, Oligocenul din fruntea pînzei este acoperit de Miocenul din Sinclinalul Plavăț. Mai departe spre S, marginea Pînzei mediane nu mai coincide cu limita externă a zonei de Oligocen, ci trece probabil de-a lungul zonei de apariție a breciei cu masive de sare de la Bîsceni—Săreni, iar de aici spre S, urmărirea ei este mult mai dificilă. Este foarte probabil că ea coincide cu o dislocație care trece prin mijlocul zonei de Miocen, pe o linie care ar uni Bîscenii, Scoruștii și P. Murătoarea Trestiei.

Despre o zonă de rădăcină a Pînzei mediane în regiunea cartată de noi, nu se poate vorbi. Pînza mediană, așa cum a fost definită de M. FILIPESCU, cuprinde și zona de solzi care se găsește situată mai intern decît ultimele noastre observațiuni de la Băile Siriului.

Între Văile Slănic și Buzău, în regiunea Plaiul Nucului—Malul Alb, am separat în cuprinsul Pînzei mediane o digitație, pe care am denumit-o « Digitația Lacul Mocearu ».

Marginea sa externă trece prin zona de Miocen dela Budești, continuîndu-se spre SW prin Brăești—Camburu și dispărînd la W de R. Buzău sub depozite sarmațiene. Fruntea digitației taie oblic o serie de solzi anticlinali, care se scufundă periclinal spre SW, în regiunile Fișici, Muscelul Cărămănescu și Malul Alb.

În constituția Digitației Lacul Mocearu, intră Eocenul, Oligocenul și Miocenul.

Atît cît este deschis, Eocenul este de tipul Eocenului de Colți, iar Oligocenul prezintă în regiunile de scufundare periclinală toate orizonturile descrise în profilul din Gîrla Fișicilor.

Institutul Geologic al României

Limita externă de dispariţie a Oligocenului Digitaţiei Lacul Mocearu, este aparent neafectată de vreun accident tectonic important între Lopătari şi Malul Alb. În mare, Oligocenul arată în lungul acestei linii, Orizontul de menilite superioare, în mod continuu.

Studiind mai de aproape această linie, se constată că la Muscelul Cărămănescu de exemplu, Orizontul menilitelor superioare este afectat de o mică falie oblică, a cărei deplasare pe verticală creşte repede spre NE, aşa fel că pînă în P. Fişicilor, este ridicat la suprafaţă tot Oligocenul, precum şi o parte din Eocen. Asemenea falii mai există încă în cuprinsul Digitaţiei Lacul Mocearu şi prezenţa lor dă nota generală a stilului tectonic din această digitaţie, separînd solzii cu scufundare periclinală amintiţi mai sus.

Cel mai extern solz este delimitat de o falie, a cărei deplasare pe verticală este 0 m la Fişici şi cca 1300 m în P. Sărăţelului (în fereastra de la N de Budeşti), ceea ce la distanţa de 6 km dintre aceste puncte, înseamnă o ridicare spre NE de cca 12°. Comparînd deplasarea pe verticală în diferite puncte pentru celelalte falii, se poate aprecia o ridicare spre NE de cca 17° pentru periclinalul Muscelul Cărămănescu, de cca 9° pentru periclinalul Malul Alb şi de cca 10° pentru cel de la V. Lupului.

Scufundările periclinale descrise, pot fi considerate ca indicaţiuni în sprijinul ideii că solzii respectivi au fost originar anticlinale normale, al căror flanc vestic, a fost tăiat apoi de accidente tectonice ulterioare.

Resturi ale acestor flancuri vestice se mai văd încă, de exemplu, în solzul Muscelul Cărămănescu, în pîraiele Nucul şi Pîrscovelul şi în regiunea Goideşti, unde flancul vestic al anticlinalului este destul de bine păstrat. În solzul următor mai intern (Malul Alb), caracterul anticlinal este încă prezentat în P. Alunişul şi afluentul său P. Varniţei şi este clar indicat printr-o boltă la nivelul Gresiei de Lucăceşti (fig. 10). Este interesant de remarcat că acest anticlinal prezintă flancul vestic laminat la S de regiunea Lopătari, în timp ce începînd de la Lopătari spre N, flancul vestic este dezvoltat normal, iar cel estic este redus şi răsturnat (Anticlinalul Smoleanu).

La NW de periclinul V. Lupului, părăsim Digitaţia Lacul Mocearu şi intrăm într-o zonă în care întîlnim o serie de solzi alcătuiţi din Eocen şi Oligocen, încălecaţi de la E spre W.

Nu vom insista asupra descrierii fiecărui solz în parte.

Vom reaminti doar faptul că apariţia pachetelor de Gresie de Lucăceşti, marne bituminoase şi menilite inferioare pe zonele de separaţie între solzi (de ex. P. Căşăriei), sînt argumente hotărîtoare pentru noi în sprijinul interpretării tectonice în solzi, pe care am dat-o Pînzei mediane în regiunea Văii Buzăului.

Stilul general de solzi încălecaţi de la exterior spre interior, se menţine în V. Buzăului pe tot cuprinsul Pînzei mediane, cel puţin pînă la Băile Siriului, unde se opresc observaţiunile noastre.

Institutul Geologic al României

Lipsa flancului vestic este caracteristică pentru toată această serie de solzi, cu excepția regiunii de la S de Caşoca, unde apare un anticlinal asimetric în Eocenul de Tarcău. Potrivit observațiunilor lui Gr. Popescu (127), acest mic anticlinal dispare de-a lungul unei falii, la W de R. Buzău.

Zona de depozite aquitaniene de pe linia Nehoiu—Gura Teghii, marchează doar o denivelare mai importantă între cei doi solzi respectivi ai pînzei. Linia de separație dintre aceşti doi solzi, este falia Drajna (127) care separă vechile

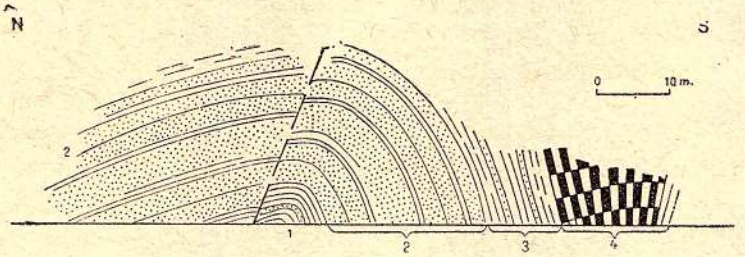



Fig. 10. — Anticlinal în Gresia de Lucăceşti (P. Alunişul).
1, Argile verzi, gresii cu hieroglife; 2, Gresie de Lucăceşti; 3, Strate de Lingureşti; 4, marne bituminoase, menilite inferioare.

unități tectonice, cunoscute din literatură, sub numele de Pintenul de Homorîciu şi Pintenul de Văleni.

La N de Lopătari, jumătatea externă a Pînzei mediane prezintă o structură mai liniştită de anticlinale faliate axial şi de anticlinale în parte normale, toate arătînd o tendință de încălecare de la W spre E.

Anticlinalul Puşcăriei, indicat în Oligocenul din pîrîul cu acelaşi nume, se ridică spre NE şi din sîmburele său apare şi Eocenul, care în ridicarea sa, scoate la suprafață şi pachete de calcare şi conglomerate verzi cu Nummuliți, caracteristice faciesului estic (extern).

Urmărirea spre N a Anticlinalului Puşcăriei a demonstrat însă că acest anticlinal nu mai trebuie considerat ca aparținînd Unității inferioare — aşa cum a fost prezentat de O. Bolgiu (27)—, ci aparține tot pînzei. În consecință, şi Anticlinalul Lopătari, separat printr-un sinclinal de Anticlinalul Puşcăriei, trebuie considerat ca ținînd tot de unitatea în pînză.

M. Filipescu (52) ajunge la aceeaşi concluzie, dar figurează Oligocenul din Anticlinalul Lopătari, în continuare cu Oligocenul din Măgura Mocearului.

Apariția zonei de Senonian de pe linia Prelunca—Furul Mic—P. Tisei, indică foarte probabil o ridicare a fundamentului în această regiune şi separă regimul tectonic mai liniştit din jumătatea externă a pînzei, de un regim cu structură în solzi din jumătatea internă. Aceşti solzi nu diferă de cei descrişi în V. Buzăului decît prin faptul că prezintă la suprafață formațiuni mai vechi, datorită ridicării generale spre N a Pînzei mediane.

Institutul Geologic al României

În solzul de la S de Neharna Mică apare Senonianul descris în acea regiune şi tot pe această linie dispare Eocenul cu Gresie masivă de Tarcău. Importanţa acestei linii este dată şi de faptul că spre S ea taie oblic alţi doi solzi alcătuiţi din Eocen şi Oligocen şi anume pe cel din Neharna Mică şi pe cel de la confluenţa P. Bîsca Mare şi Bîsca Mică. În V. Buzăului, însă, linia descrisă are aceeaşi valoare ca şi restul liniilor de separaţie dintre ceilalţi solzi.

Prezenţa Senonianului, dispariţia Gresiei de Tarcău masiv şi tăierea oblică a solzilor menţionaţi, pun în discuţie considerarea acestei linii, ca o linie de separare între două unităţi în pînză. Am arătat mai sus motivele pentru care am adoptat în această lucrare interpretarea în pînză unitară a zonei de Fliş paleogen dintre Zăbala şi Buzău şi am lăsat deschisă problema separării unor pînze independente, echivalente cu cele separate de I. ATANASIU în bazinul Tazlăului.

În V. Zăbalei, la confluenţa sa cu P. Înţărcătoarei, este constatată din nou prezenţa unui anticlinal cu ambele flancuri dezvoltate. Acest anticlinal alcătuit din Eocen şi Oligocen se urmăreşte pînă la W de P. Bîsca Mică, unde dispare sub Gresia masivă de Tarcău. Raporturile dintre Oligocenul flancului intern al acestui anticlinal şi Eocenul de Tarcău de deasupra schiţează un început de încălecare a acestui Eocen, ca şi cum ar fi vorba de o digitaţie a Pînzei mediane, în zona Gresiei masive de Tarcău.

Tectonica zonei în care este dezvoltată masiv Gresia de Tarcău nu a fost urmărită în detaliu. Din observaţiunile făcute în cele două Bîsce, se poate totuşi constata prezenţa unei mari structuri sinclinale; în V. Buzăului structura sinclinală a zonei de Tarcău nu se mai observă, dar prezenţa unei falii în interiorul pachetului cu Gresie de Tarcău între Lunca Înşelată şi Caşoca, este indicată de observaţiunile făcute pe teren.

Asupra tectonicei de detaliu a Pînzei mediane, nu vom insista. Harta şi profilele geologice anexate suplinesc în bună parte consideraţiunile de detaliu[1]). În locul lor, preferăm să facem încă următoarele consideraţiuni generale:

1. Direcţia generală N—S constatată în Flişul din partea mijlocie a Carpaţilor orientali, începînd din regiunea Zăbala spre S se schimbă şi elementele structurale sînt orientate NE—SW.

2. În cuprinsul Pînzei mediane se constată o scufundare generală dela NE spre SW. În timp ce extremitatea nordică a pînzei este caracterizată prin prezenţa masivă a Eocenului şi a Senonianului, mergînd spre SW, încep să apară şi benzi de Oligocen, a căror dezvoltare creşte progresiv cu cît ne apropiem de V. Buzăului, unele elemente structurale admiţînd în constituţia lor chiar şi depozite aquitaniene (ex. Vineţişu).

[1]) Din motive tehnice, hărţile şi profilele geologice (planşele 1—4) nu au putut fi tipărite la data imprimării prezentei lucrări.

Institutul Geologic al României

3. Ținînd seamă de această scufundare generală a pînzei, se înțelege că liniile tectonice de separație a diferitelor cute-solzi apar la suprafață afectînd în nordul regiunii formațiunile mai vechi, iar spre S, formațiuni din ce în ce mai noi.

Oligocenul, erodat în multe părți din extremitatea nordică a pînzei, pe măsură ce apare spre S, este afectat de aceste linii la nivelul diferitelor orizonturi stratigrafice încă păstrate. Liniile tectonice amintite taie astfel oblic mai întîi Gresia de Lucăcești, apoi marnele bituminoase și menilitele inferioare și în sfîrșit, pe rînd, orizonturile următoare — șisturile disodilice și gresiile inferioare de Kliwa — pentru ca în V. Buzăului, Oligocenul să fie tăiat deasupra nivelului Stratelor de Podu Morii *str. s.* Așa se explică lipsa orizonturilor superioare Stratelor de Podu Morii *str. s.* între Păltineni și Mlăjet și cu atît mai ușor, lipsa unor depozite aquitaniene sau miocene, în această zonă.

4. Structura în solzi încălecați de la E la W, se constată în cea mai mare parte din cuprinsul Pînzei mediane. Pînza noastră unitară cuprinde și solzii de Eocen și Oligocen dela Cașoca și Gura Siriului.

G. MURGEANU și N. ONCESCU au separat o unitate nordică cu caracter de autohton sau parautohton, la N de Depresiunea Drajna, și o unitate șariată, Pînza de Buzău, la S de această depresiune. Nu putem împărtăși această opinie pentru următoarele motive:

*a)* Seria isoclinală de 8000 m de Gresie de Tarcău eocenă, nu există. Pe bază de observațiuni stratigrafice și structurale, am arătat că la N de Cuveta Drajna, există cel puțin 3 solzi de Eocen și Oligocen, prezentînd aceeași tendință de încălecare din afară spre interior.

*b)* Seria isoclinală, de 5500 m, oligocenă, nu există. Am arătat că prezența Eocenului în această serie este un fapt controlat pe baze de micropaleontologie, iar recurențele de facies invocate, nu sînt susținute de observațiuni făcute în restul Pînzei mediane dintre Buzău și Zăbala.

*c)* Marginea internă a Pînzei de Buzău este plasată în cuprinsul ariei de răspîndire a faciesului cu Gresie de Tarcău, în timp ce linia de demarcație între acest facies și faciesul intermediar, se situează în cuprinsul Pînzei de Buzău. Am arătat că această ultimă linie este importantă și pentru alte motive (apariția Senonianului, tăierea oblică a altor 2 solzi de Eocen și Oligocen) și dacă este vorba să luăm în considerație separarea unei unități independente în cuprinsul Pînzei mediane, tocmai această linie ar intra în primul plan de discuție.

*d)* În interpretarea G. MURGEANU — N. ONCESCU, seria isoclinală nordică de Eocen, ar avea la baza sa marnele roșii, cu arcoze și Inocerami în V. Siriului și Stratele cu Inocerami (Stratele de Hangu) în V. Zăbala.

Am arătat că potrivit observațiunilor lui M. FILIPESCU, marnele roșii senoniene din V. Siriului trec spre N la Șisturi negre și nu la Strate de Hangu, de unde concluzia că poziția normală și în continuitate de sedimentare a

Institutul Geologic al României

Senonianului roşu din V. Siriului sub Eocenul de Tarcău, este discutabilă[1]). Pe de altă parte, prezența Senonianului în faciesul cu Inocerami la baza pînzei noastre mediane, atît în cuprinsul unității nordice a lui MURGEANU şi ONCESCU, cît şi a Pînzei de Buzău, este mult mai uşor explicabilă, considerînd Pînza mediană unitară.

*e)* Este fapt recunoscut că faciesul Gresiei de Tarcău eocenă şi prin urmare al Gresiei de Fusaru oligocenă, a fost alimentat cu material de origine carpatică, în timp ce se admite că Gresia de Kliwa oligocenă, ca şi conglomeratele cu Şisturi verzi, provin din cordiliere sau Vorlandul carpatic. Prezența Gresiei de Kliwa şi a numeroaselor elemente verzi în cuprinsul Pînzei de Buzău, este explicabilă în interpretarea dată de noi pentru Pînza mediană, dar inversează raporturile în interpretarea dată de MURGEANU şi ONCESCU.

5. Spre deosebire de stilul tectonic din restul Carpaților orientali cu încălecări de la W spre E, tectonica Pînzei mediane dintre rîurile Zăbala şi Buzău, se caracterizează printr-o serie de solzi care, cel puțin superficial, arată o încălecare dela E spre W.

Încercarea de a explica din punct de vedere mecanic modul de realizare a acestui stil tectonic, nu este prea uşoară. Rămînînd la ideia că forțele tangențiale care au generat structura Carpaților orientali romîneşti îşi aveau originea în interiorul arcului carpatic, am încercat să explicăm imaginea actuală a Pînzei mediane din regiunea de curbură, prin intervenția unui factor nou în procesul de realizare a tectonicei. Am imaginat acest nou factor sub forma unei rezistențe solide, a unui prag, în fața căruia masa încălecătoare, sub acțiunea continuă a împingerii şi sub acțiunea factorului gravitațional, s-a îngrămădit şi s-a rupt în bucăți, care s-au încălecat apoi în sens invers, din afară spre interior.

Acțiunea exercitată de un asemenea prag, se poate constata chiar şi în cuprinsul pînzei noastre mediane. Senonianul din regiunea Prelunca—Furul Mic—P. Tisei este plasat probabil tocmai pe un astfel de prag (profilele I—II, pl. 2). În spatele lui (la W), pînza arată o structură în solzi strînşi şi încălecați de la W spre E, iar în fața lui (la E), se întîlneşte la N de Digitația Lacul Mocearu, o serie de cute aproape normale, încălecate spre E, după stilul cunoscut în restul Carpaților. Cum în V. Buzăului încălecările de la E spre W se constată chiar şi în zona mio-pliocenă (de ex. Tega—Coculeşti), este posibil ca pragul principal să fie situat undeva mai în afară, foarte probabil în fața liniei pe care am descris-o mai sus, ca reprezentînd fruntea pînzei.

Linia cunoscută în literatură sub numele de falia pericarpatică sau linia Caşin—Bisoca, ar putea coincide eventual cu pragul principal care a constituit rezistența solidă în fața masei încălecătoare. Cercetările gravimetrice executate

[1]) Deosebirea dintre cele două faciesuri de Senonian a fost remarcată chiar de G. MURGEANU în timpul discuțiunilor de la comunicările din 28.I,1949.

Institutul Geologic al României

pe linia pericarpatică, au indicat o ridicare a fundamentului în dreptul acestei linii, în V. Putnei și în V. Slănicului—Buzău.

Pragul la care ne referim, a fost imaginat de foarte multă vreme de către cercetătorii străini și romîni, pentru a explica prezența elementelor exotice în sedimentele Flișului carpatic.

MRAZEC (95) și-a imaginat horstul dobrogean subîmpins sub regiunea arcului carpatic și deasupra acestui horst, s-ar fi «revărsat în timpul Terțiarului pînzele de supracutare ale Carpaților, formînd conglomeratele în chestiune».

Mai tîrziu, M. FILIPESCU ajunge deasemenea la concluzia că materialul exotic din sedimentele Flișului provine dintr-o «cordilieră pericarpatică» (54, 55, 56). Fundamentul geosinclinalului Flișului, format din material dobogean, ar fi fost «rupt, dislocat și adus la suprafața apelor sub formă de cordiliere, insule, etc.» din care, începînd încă din Senonian, a fost apoi remaniat materialul exotic. Pe liniile de dislocație ale fundamentului, ar fi avut loc la exteriorul Carpaților și erupțiuni vulcanice, ale căror cenușe le găsim astăzi sedimentate între depozite de vîrste diferite senonian-levantine (56).

Vorbind despre cutările savice din Carpații orientali, I. ATANASIU (12) afirmă că în timpul orogenezei au apărut cordiliere care au furnisat materialul conglomeratelor verzi, iar în ultima sa conferință, privind orogeneza și sedimentarea în Carpații orientali (14), stabilește chiar o lege a cordilierelor. Concluziile sale arată că «în orice zonă de orogeneză de felul celor în care se sedimentează depozite de tipul Flișului, apar cordiliere».

Este probabil că aceste cordiliere, în afară de furnisarea cu material exotic de tip dobrogean, au jucat și rolul de prag, de rezistență solidă în fața masei încălecătoare care, sub acțiunea combinată a forțelor tangențiale și a factorului gravitațional, a dat apoi imaginea tectonică actuală a Pînzei mediane din regiunea de curbură.

6. Raportată la timp, Pînza mediană, este foarte probabil rezultatul unor mișcări începute în Aquitanian și continuate pînă în Post-Levantin.

Depozitele lagunare semnalate în Aquitanian pot fi luate drept indicațiuni ale primelor mișcări efectuate în acea perioadă de timp. Aceste mișcări au fost continuate în Miocen și au atins cea mai mare anvergură în timpul Tortonianului, cînd probabil cadrul general al Pînzei mediane a fost deja un fapt îndeplinit.

Mișcările ulterioare au complicat desigur acest cadru general cu o serie de detalii în tectonica pînzei, însă liniile structurale mari au rămas aceleași.

Depozitele Tortonianului inferior prinse sub marginea pînzei dintre V. Zăbala și V. Slănicului, sînt dovezi că încălecarea s-a efectuat după sedimentarea acestora.

Raționînd astfel, admitem că în zonele interne ale geosinclinalului Flișului, mișcările au fost mai active în Aquitanian, creînd în aceste zone un regim

Institutul Geologic al României

lagunar, în timp ce mai spre exterior, sedimentarea se continua în mod normal.

Transgresiunea miocenă a acoperit complet şi aceste zone interne, dar pentru scurtă vreme, deoarece mişcările de ridicare ale ţinutului din spate au redevenit active şi, odată cu deplasarea spre înafară a axului geosinclinalului, au creat aici un nou regim lagunar în Helveţian, în timp ce zonele interne dela N de R. Buzău, erau acum exondate.[1]) Fenomenul s-a repetat în timpul Tortonianului, creînd astfel un regim lagunar mai nou, situat geograficeşte şi mai înafară. Aşa s-ar explica prezenţa numai cîtorva depozite aquitaniene sub pînză în zonele sale interne şi apariţia treptată, mai întîi a Helveţianului, apoi a Tortonianului inferior sub pînză, la marginea sa externă.

Concepţia expusă mai sus, diferă de aceea a lui M. FILIPESCU, care admite că punerea în loc a pînzei a avut loc imediat după depunerea Aquitanianului cu masive de sare.

Prezenţa Miocenului roşu şi chiar a depozitelor tortoniene sub pînză, arată însă clar că încălecarea s-a desăvîrşit mai tîrziu, iar existenţa Sarmaţianului transgresiv peste Paleogenul pînzei la N de Brăteşti—Tg. Ocna (137), arată că punerea în loc a pînzei s-a efectuat înainte de Sarmaţian.

7. Pînza mediană dintre Zăbala şi Buzău are următorii echivalenţi tectonici, cunoscuţi pînă în prezent în literatură:

Pro parte Pînzele beskidică şi subbeskidică (UHLIG, 1907),
Pro parte Pînza Gresiei de Fusaru (MRAZEC şi VOITEŞTI, 1909—1911),
Pro parte Pînza Gresiei de Siriu (MRAZEC şi VOITEŞTI, 1911)
Pro parte Zona internă şi Zona marginală (S. ATHANASIU, 1910),
Pînza internă (GROZESCU, 1912)
Pînza mediană sau Pînza Gresiei de Tarcău (MURGEANU, FILIPESCU, 1932),
Pro parte Pînza mediană + Pînza marginală (FILIPESCU, 1934),
Pro parte Pînza mediană (FILIPESCU, 1935—1937),
Zona marginală (PROTESCU, 1937),
Unitatea zonei Gresiei de Tarcău (MATEESCU, 1937),
Pînza mediană (MACOVEI şi PREDA, 1937)
Unitatea Gresiei de Tarcău (Pînza mediană) (ONCESCU, 1939—1940),
Pînza Gresiei de Tarcău (MURGEANU, 1940)
Pînza Gresiei de Tarcău (DUMITRESCU, 1941 şi 1948),
Pînza Gresiei de Tarcău + Pînza de Tazlău (I. ATANASIU, 1943),
Pînza Gresiei de Tarcău (BOLGIU, 1944)
Pînza de Homorîciu — Prăjani + Pînza de Văleni — Buştenari (PĂTRUŢ, 1947)

[1]) La S de Buzău, se pare că sedimentarea a continuat normal în anumite depresiuni ale ţinutului în mişcare. Prezenţa Miocenului din Cuvetele Slănic şi Drajna, ar fi o dovadă în sprijinul acestui punct de vedere.

Institutul Geologic al României

Unitatea nordică = Pintenul de Homorîciu + Pînza de Buzău = Pintenul de Văleni (MURGEANU și ONCESCU, 1947 și 1949),

Unitatea superioară = Pînza Gresiei de Tarcău (GRIGORAȘ, 1949).

## *B)* UNITATEA INFERIOARĂ

În lucrarea de față am evitat în mod sistematic întrebuințarea denumirii de « zonă marginală » introdusă de S. ATHANASIU, deoarece anumite porțiuni din această zonă s-au dovedit că aparțin Pînzei mediane, în sensul în care a fost definită mai sus.

Am evitat deasemenea denumirea de « pînză marginală » introdusă de MRAZEC și VOITEȘTI pentru 2 motive:

1. Nu avem evidențe categorice pentru interpretarea în pînză a întregei Unități inferioare din V. Putna, și

2. Evitarea confuziilor creiate prin întrebuințarea acestei denumiri, în legătură cu unități tectonice dovedite că aparțin Pînzei mediane.

Am arătat mai sus că în Paleogenul Unității inferioare din V. Putna se pot separa 2 faciesuri, a căror descriere a fost făcută la capitolul stratigrafiei. Observațiunile noastre au dus la concluzia că pe lîngă aceste deosebiri de facies, există și anumite poziții structurale, pe baza cărora se pot separa în cuprinsul unității inferioare două subunități tectonice.

### 1. SUBUNITATEA INTERNĂ

Poziția geometrică a formațiunilor în regiunea Piscul Piatra Albă (W de confluența Lepșa—Lepșuleț), ca și prezența unui izvor sărat în V. Slatinei afluent al Putnei (W de Piscul Piatra Albă), nu se pot explica decît admițînd că între Pînza Gresiei de Tarcău din Vf. Macradeu și Anticlinalul Poiana Lepșei, cu Paleogen de factură deosebită, există încă o unitate tectonică cu poziție intermediară, în pînză.

Deoarece considerațiuni tectonice complete nu se vor putea face decît după cartarea zonei de Paleogen dintre Putna și Năruja, am socotit că pentru moment, este suficient să menționăm că partea internă a Unității inferioare din Putna este constituită dintr-un Eocen și un Oligocen de tip mai intern decît cel din Anticlinalul Poiana Lepșei și că rapoturile tectonice cu acest anticlinal, ar îndreptăți interpretarea ei în pînză.

Am tratat această parte a Unității inferioare din Putna sub numele de « unitatea internă », fără a ne angaja prea mult în separarea ei ca unitate tectonică în pînză propriu zis.

Lipsa unui Eocen sub Oligocenul din Vf. Galaciu[1]), face foarte dificilă

[1]) O singură apariție de Eocen calcaros a fost observată de noi în P. Sușița, la cca 200 m W de confluența cu P. Cerbului.

Institutul Geologic al României

atribuirea acestui Oligocen la o anumită unitate tectonică. Totuşi, ţinînd seamă de marea asemănare a acestui Oligocen, cu cel dela W de Gura P. Greşului, sîntem tentaţi să credem că Oligocenul din Galaciu ţine de subunitatea internă. Dacă această apartenenţă se dovedeşte a fi reală, atunci caracterul de pînză al subunităţii interne, devine indiscutabil.

Oligocenul din Arişoaia—Vf. Pietrosul, se sprijină pe un Eocen asemănător cu cel descris în V. Putnei în facies de Fliş. Acest lucru ne îndreptăţeşte să credem că Pînza mediană încalecă în V. Zăbalei peste Subunitatea internă, al cărui Oligocen este împins mai departe spre NE, explicînd astfel prezenţa în V. Năruja a 2 serii complete, suprapuse de Oligocen, precum şi prezenţa klippelor de Oligocen din Măgura Spineştilor, Munceluşul şi Galaciu. Este deocamdată o simplă ipoteză, care urmează a fi controlată prin cercetări viitoare mai complete.

În V. Putnei şi în V. Mărului subunitatea internă este puternic cutată în apropierea contactului cu Pînza mediană (pl. 4, I—II).

## 2. SUBUNITATEA EXTERNĂ

În subunitatea externă se distinge clar o mare structură anticlinală pe care am denumit-o «Anticlinalul Poiana Lepşii» (fig. 1).

În axul acestei cute apare Senonianul, acoperit în ambele flancuri de Eocen în facies de Caşin.

Senonianul flancului estic apare în poziţie răsturnată şi a fost considerat în contact tectonic cu conglomeratele din Piatra Streiului. Seria eocenă cade normal spre E, fiind şi ea afectată local de o falie la contactul dintre Stratele de Bisericani şi Orizontul de marne bituminoase şi menilite inferioare. Oligocenul acestui flanc, arată tot căderi estice pînă la confluenţa cu P. Cănele (Cascada Putnei), unde este schiţat un mic sinclinal urmat mai departe, spre E, de un anticlinal secundar ce se urmăreşte pînă la Piatra Geamănă; aici, Oligocenul dispare sub depozitele aquitaniene, iar acestea la rîndul lor, sub Oligocenul din Vf. Galaciu.

Flancul vestic al Anticlinalului Poiana Lepşei, alcătuit în V. Putnei numai din Senonian şi Eocen, este local cutat de cîteva ori (pl. 4, I şi II) şi acoperit la nivelul Stratelor de Bucieş, de către Eocenul Subunităţii interne [1]).

Oligocenul flancului vestic lipseşte în V. Putnei, dar el apare ceva mai departe spre NE, în P. Lepşuleţului şi P. Coaşei.

Cîteva apariţiuni de Oligocen sub formă de insule în regiunea Tulnici—Coza, au fost considerate ca aparţinînd tot Subunităţii externe.

Caracterul de pînză sau de autohton al acestei subunităţi, este mult mai dificil de precizat decît pentru Subunitatea internă. În secţiunea transversală

[1]) Linia tectonică de la Gura P. Brusturosului, a fost semnalată şi de H. GROZESCU (64), ca fiind o linie tectonică de importanţă deosebită.



Institutul Geologic al României

figurată pe pl. 4, Subunitatea externă este interpretată ca autohton. Modul de apariție în V. Putnei ca și în V. Caşinului, ar justifica această interpretare.

Trebuie să menționăm, însă, că în sîmburele Anticlinalului Poiana Lepşei, în P. Sărei, apare un izvor slab sărat, a cărui prezență ar putea fi eventual pusă în legătură cu existența unui Salifer acoperit şi în acest caz, Subunitatea externă ar trebui şi ea interpretată ca o pînză sau cel puțin un parautohton. Asemenea manifestări saline sînt citate în literatură în Apțianul marnos din V. Bicazului (1) şi se pune întrebarea dacă nu şi izvorul sărat citat mai sus, n-ar putea proveni din sărurile reziduale ale Şisturilor negre.

Mai greu de explicat este însă prezența unui izvor puternic sărat în Oligocenul aceleiaşi subunități la N de regiunea prezentată în această lucrare şi anume în P. Chiua Mare. În adevăr, pînă în prezent nu se cunosc manifestări saline în plin Oligocen cu Gresie de Kliwa şi dacă aceste izvoare sărate nu se dovedesc prin analiză a fi cumva ape primare de zăcămînt, atunci prezența lor trebuie neapărat legată de un Salifer încălecat.

Caracterul de pînză sau de autohton al subunității externe, nu va putea fi însă demonstrat, decît numai printr-un foraj de mare adîncime.

Unitatea inferioară din V. Putnei are următorii echivalenți tectonici cunoscuți din literatură:

Pro parte Pînza subbeskidică (UHLIG, 1907)
Pro parte Pînza marginală (MRAZEC şi VOITEŞTI, 1911),
Pro parte Zona marginală (S. ATHANASIU, 1910),
Pînza marginală (GROZESCU, 1912)
Pro parte Zona marginală (MATEESCU, 1928)
Pro parte Pînza marginală = digitația superioară (MURGEANU şi FILIPESCU, 1932)
Unitatea Zonei marginale (MATEESCU, 1937),
Pînza marginală (I. ATANASIU, 1943)
Zona marginală (I. DUMITRESCU, 1948)
Unitatea inferioară (GRIGORAŞ, 1949).

## CONCLUZIUNI

I. *Stratigrafie.* Cretacicul din V. Putnei cuprinde depozite senoniene în care au fost separate: un orizont inferior = Şisturi negre şi un orizont superior = Strate de Tisaru *str. s.*

Se pune problema unei orogeneze laramice.

Se stabilesc următoarele cu privire la stratigrafia Eocenului:

*a)* Eocenul Pînzei mediane prezintă un facies intern, cu Gresii de Tarcău şi Strate de Plopu şi un facies extern, cu calcare conglomeratice verzi cu Nummuliți, marno-argile verzi şi gresii cu hieroglife. Între aceste două faciesuri extreme există tipuri de tranziție, în care se poate urmări dispariția treptată a

Institutul Geologic al României

elementului Tarcău de origine carpatică şi înlocuirea sa cu elemente de cordiliere sau Vorland.

*b)* În unitatea inferioară din Putna, Eocenul prezintă un facies intern, asemănător celui extern al pînzei = Facies de Fliş, facies calcaros sau Facies de Greşu şi un facies extern = Faciesul de Caşin.

*c)* Stratele de Plopu sînt considerate echivalente cu Stratele de Bisericani.

Se stabilesc următoarele cu privire la stratigrafia Oligocenului:

Oligocenul Pînzei mediane arată un facies intern, cu Gresie de Fusaru şi Strate de Vineţişu şi un facies extern, cu şisturi disodilice, Gresie de Kliwa şi Strate de Podu Morii *str. s.* În amîndouă faciesurile există menilite inferioare şi menilite superioare.

Stratele de Vineţişu nu sînt considerate sincrone cu Stratele de Podu Morii *str. s.*

În Unitatea inferioară, Oligocenul arată un facies asemănător faciesului extern al pînzei, invadat de conglomerate verzi (foarte numeroase în Subunitatea externă). Separarea celor două orizonturi de Gresie de Kliwa nu mai este posibilă în Oligocenul acestei unităţi.

Oligocenul este acoperit normal, în continuitate de sedimentare, de depozite aquitaniene cu gipsuri, brecii sedimentare cu masive de sare, conglomerate, gresii şi marne. Aquitanianul este considerat ca încheind ciclul de sedimentare paleogen.

II. *Tectonică.* Zona paleogenă cercetată cuprinde o unitate tectonică superioară în pînză = Pînza mediană şi o unitate inferioară, separată în două subunităţi: una, internă, foarte probabil cu caracter de pînză şi alta, externă, foarte probabil autohton.

Pînza mediană, deşi cuprinde Eocen în facies asemănător celui din Pînzele de Tarcău şi de Tazlău a fost considerată ca unitară, din cauza tranziţiilor gradate de facies şi a structurii uniforme de cute-solzi, încălecate dela E spre W.

Fruntea pînzei este marcată de încălecarea Senonianului sau Paleogenului peste depozite miocene, între izvoarele Putnei şi regiunea Bisoca, iar de aici spre S, este considerată ca trecînd prin mijlocul zonei miocene, pe o linie care uneşte Bîscenii—Săreni cu P. Murătoarea Trestiei.

Pare a se confirma punctul de vedere al lui M. FILIPESCU, că Pintenul de Homorîciu şi cel de Văleni aparţin aceleiaşi pînze şi a se infirma punctul de vedere al lui G. MURGEANU şi N. ONCESCU, în legătură cu existenţa «Pînzei de Buzău».

Anticlinalele Puşcăriei şi Lopătari, au fost considerate ca aparţinînd tot Pînzei mediane şi nu Unităţii inferioare.

Între Lopătari şi V. Lupului, a fost separată Digitaţia Lacul Mocearu.

---

*Primit*: 10 iunie 1949.



Institutul Geologic al României

# BIBLIOGRAFIE


1. ATANASIU I. şi MACOVEI G. Structura geologică a Văii Bistriţei între Pîngăraţi şi Bistricioara (Neamţu). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (1919—1920). Bucureşti, 1926.
2. ATANASIU I. şi MACOVEI G. Cîteva date asupra constituţiei geologice a zonei Flişului din regiunea Văilor Slănicului şi Oituzului (Moldova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923). Bucureşti, 1923.
3. ATANASIU I. şi PREDA D. M. Structura geologică a părţii superioare a Văii Trotuşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, Bucureşti, 1925.
4. ATANASIU I. şi MACOVEI G. La zone interne du Flysch dans la région de Bistricioara et Bicaz. *Guide des excursions.* Bucureşti, 1927.
5. ATANASIU I. şi MACOVEI G. La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. *Guide des excursions.* Bucureşti, 1927.
6. ATANASIU I. Oligocenul din V. Bistriţei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol.XV (1926—27). Bucureşti, 1930.
7. ATANASIU I. À propos d'une roche à glauconie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX, 1930—31. Bucureşti, 1933.
8. ATANASIU I. Curs de Geologie stratigrafică. Univ. Iaşi. 1933—34.
9. ATANASIU I. şi MACOVEI G. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. Bucureşti, 1934.
10. ATANASIU I. Contributions à la Stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. XXV, 1939, Fasc. 1, Iaşi, 1938.
11. — Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, Bucureşti, 1943.
12. — Cutările savice în Carpaţii Orientali cu privire generală asupra zonelor de sedimentare. Comunic. la Soc. Rom. de Geol., 21 XII, 1947.
13. — Les facies du Flysch dans les Carpathes Orientales. Manuscris.
14. — Orogeneza şi sedimentarea în Carpaţii Orientali din Romînia. Confer. la Colegiul Naturaliştilor. 3.IV, 1949.
15. ATHANASIU S. Esquise géologique des régions pétrolifères des Carpathes du District de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole. III-e Sess.* 1907.
16. — Cercetări geologice în regiunea carpatică şi subcarpatică din Moldova de Sud (Raport pe 1908). *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909. Bucureşti, 1913.
17. — Cercetări geologice în basinul Moldovei din Bucovina. (Raport pe 1909). *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909. Bucureşti, 1913.
18. ATHANASIU S., MACOVEI G. şi ATANASIU I. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistriţa? *Guide des excursions.* Bucureşti, 1927.


Institutul Geologic al României

19. BĂNCILĂ I. et PREDA D. M. L'âge des schistes noires dans le bassin du Trotuş. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, 1937.
20. BĂNCILĂ I. Zona Flişului din Carpaţii Orientali pe noua hartă geologică a Romîniei 1: 500.000. Şed. Inst. Geol. 15.I,1945. (Inedit).
21. — Données sur le Flysch du bassin supérieur du Tazlăul Dulce (Départ. de Neamţ). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXVII (1938—1939). Bucureşti, 1944.
22. — L'évolution des idées sur la tectonique des Carpathes Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVII (1938—1939). Bucureşti, 1944.
23. — Geologia regiunii dintre V. Moldovei şi Suha Mare. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 17.XII,1948. (Inedit).
24. BÖCK J. Die geologischen Verhältnisse von Sösmezö und Umgebung im Komitate Háromszék mit besonderer Berücksichtigung der dortigen petroleumführenden Ablagerungen. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd XII, Heft 1. Budapest, 1899.
25. BIEDA F. et HORWITZ L. Essai de stratigraphie du Flysch du Podhale. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, 1.4 Varsowie, 1931.
26. BIEDA F. Les Nummulites des schistes ménilitiques de Seletyn-Bukovine-Roumanie. *Bull. Serv. Géol. Pol.* IX, 2, Warszawa, 1938.
27. BOLGIU O. Geologia regiunii Lopătari. Comunic. Inst. Geol. 3.III.1944 (Inedit).
28. BOTEZ G. Cercetări geologice în Jud. Putna. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1908—1909.* Bucureşti, 1913.
29. — Comunicare preliminară asupra studiilor făcute în Jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, Bucureşti, 1915.
30. BRUDERER W. Stratigrafia Carpaţilor Orientali polonezi (Carpaţii Pocuţiei) comparată cu aceea a Carpaţilor romîni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926). Bucureşti, 1930.
31. — Les unités tectoniques bordières des Carpathes Polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. III, 1 3—4, Warsowie, 1926.
32. COBÎLCESCU GR. Studii geologice şi paleontologice asupra unor tărîmuri terţiare din unele părţi ale Romîniei. *Memoriile geologice ale Şcoalei Militare din Iaşi.* Bucureşti, 1883.
33. — Ueber die geologische Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, 1885. Wien, 1885.
34. CERNEA GH. Comunicare asupra regiunii Culmii Stînişoara. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 26. II, 1941. (Inedit).
35. — Geologia regiunii dintre Stulpicani şi V. Bistriţei. Inst. Geol. Rom., Şedinţa din 17.XII, 1948, (Inedit).
36. CIZANCOURT DE Mme. Foraminifères priaboniens de Bukowiec (Karpathes Polonaises Orientales). *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII. 4. Warsowie, 1933.
37. — Sur quelques Nummulites du Flysch carpathique et sur leur signification pour la stratigraphie des Carpathes. *Kosmos. 3es II—III*, Vol. LIII. 1928.
38. CIZANCOURT DE H. Note préliminaire sur l'avant-pays des Karpathes polonaises Orientales. Station géologique Boryslaw. *Bulletin* 12, Boryslaw 1925.
39. — Quelques remarques sur la stratigraphie de l'avant-pays des Karpathes Polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. V, Livraison 1—2, Warsowie 1929.
40. DRĂGHICEANU M. Privire sumară asupra literaturii şariajului în Carpaţii Romîni. III. Fenomenele de şariaj la cotul de SE al Carpaţilor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—29), Bucureşti, 1930.
41. DUMITRESCU I. Geologia regiunii Caşin—Soveja—Cîmpurile. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 29. IV, 1941. (Inedit).

Institutul Geologic al României

42. DUMITRESCU I. Geologia regiunii Vrancea de Nord și Poiana Sărată. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 31. XII, 1948 (Inedit).
43. FILIPESCU M. G. Studiu petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Văleni, insula de la Bușteneri, Jud. Prahova (Pământ de Diatomee, Gresia de Kliwa, șisturi menilitice). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930). București, 1931.
44. — Sur la nature des roches siliceuses de l'éperon de Vălenii de Munte. *Bull. Sect. Scient. Ac. Rcum.* XIII, No. 6, 1930.
45. — Note sur la présence des roches siliceuses d'origine organique dans les couches de Podu Morii, à Vălenii de Munte, distr. de Prahova. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX (1930—1931). București, 1933.
46. — Sur les roches siliceuses d'origine organique et chimique de l'Oligocène des Carpathes Roumaines. *C. R. Ac. Sciences.* T. 192. No. 17, Paris 1931. *Ref. Bul. Lab. Min. Gen. Univ.* Vol. I. București, 1935.
47. — Contributions à l'étude micrographique du Flysch des Carpathes Roumaines (Grès de Kliwa). *C. R. des Séances Soc. Géol. Fr.* No. 4 Séance 15. II, 1932. Paris. *Ref. Bul. Lab. Min. gen. Univ.* București. Vol. I, 1935.
48. — Quelques phénomènes de diagenèse dans les sédiments du Flysch compris entre Teleajen et Doftana. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București.* Vol. I, 1935.
49. — Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei (Jud. Prahova). Teză. București, 1934.
50. — Étude pétrographique des couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX (1931—32). București, 1935.
51. — Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen—Slănic—Bîsca Mare. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXIII, 1935. București, 1940.
52. — Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București.* Vol. II. București, 1937.
53. — Note préliminaire sur les recherches géologiques dans le Flysch interne à l'Est du Teleajen. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI (1932—33). București, 1937.
54. — Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic-Bucovina (Roumanie). *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* Tome XXI, Nos. 1—2. București, 1939.
55. — Le phénomène de minéralisation à l'extérieur des Carpathes Orientales. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. V, 1942.
56. — Problema vulcanismului extracarpatic. *Muz. Miner. Geologic,* Vol VIII, Nr. 1, 1943—44.
57. — Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpathique de la région de courbure. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* 1945.
58. — Contributions à l'étude du Flysch interne compris entre la Crasna—Teleajen et le Rîul Negru. *Bull. Ac. Roum.* XVIII, Nr. 3—5, 1936.
59. GRIGORAȘ N. Facțiesurile Oligocenului dintre Văile Slănic și Buzău. Comunic. Inst. Geol. Rom., Ședința din 9. III, 1944.
60. — Cercetari geologice în zona Flișului paleogen dintre Văile Zăbala și Buzău. Comunic. Inst. Geol. Rom., Ședința din 28. I, 1949.
61. GRIGORAȘ N. Privire generală asupra geologiei Carpaților Orientali între V. Putnei și V. Buzăului. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 15. II, 1949.
62. GROZESCU H. ...2). Munții Vrancei... *Rap. Act. Inst. Geol. Rom. în 1912,* București, 1917.

Institutul Geologic al României

63. GROZESCU H. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914, Bucureşti, 1918.
64. — Comunicare preliminară asupra Geologiei Munţilor Vrancei şi Neogenului din Jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, Bucureşti, 1915.
65. — Observaţiuni la comunicarea D-lui Mateescu. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—1929). Bucureşti, 1930.
66. — Condiţiunile de sedimentare ale formaţiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915). Bucureşti, 1923.
67. HORWITZ L. Essai de raccordement des unités tectoniques des Karpathes Orientales avec celles des Karpathes Occidentales. *Bull. Serv. Géol. Pologne.* Vol. III 1937.
68. — Quelques nouvelles observations concernant la subdivision des couches de Krosno (Oligocène). *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, Livraison 2, Warsowie 1932.
69. — À propos de l'âge des couches ménilitiques dans les Carpathes. *Bull. Serv. Géol.* Vol. VIII, Livraison 4, Warsowie, 1937.
70 JASKOLSKI ST. Contributions to the geology and petrology of the carpathian Flysch in the vicinity of Rymanov. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, Livraison 4. 1931.
71. JOJEA TH. Geologia zonei marginale a Flişului Carpaţilor Orientali din basinul rîurilor Rîşca şi Neamţ. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 18.III, 1941. (Inedit).
72. MACOVEI G. Formarea zăcămintelor de petrol din Romînia. *Natura.* Vol. XV, Nr. 1, 1926.
73. — Tectonica Flişului în relaţie cu zona cristalină. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* IX (1920—21). Bucureşti, 1926.
74. — L'origine du pétrole des Carpathes Orientales et ses roches-mères. *An. Min. Rom.* XVI, 1933. No. I, pag. 3—5.
75. — Curs de Geologie stratigrafică cu privire specială la Geologia Romîniei. 1945.
76. — Constituţia geologică a Văii Buzăului între Păltineni şi Cislău. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1915,* Bucureşti, 1924.
77. — Discuţiune asupra lucrării d-lui D. Preda: Geologia şi tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22).
78. — Dare de seamă asupra primei reuniuni a Asoc. carpatice dela Lemberg (1925). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926). Bucureşti, 1930.
79. — Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. *Guide des excursions.* 1927.
80. MACOVEI G. et ŞTEFĂNESCU D. Les gisements de pétrole en Roumanie. Lwow, 1935.
81. MACOVEI G. et PREDA D. Sur la structure géologique et les richesses minières du Trotuş. *Bul. Soc. Rom. de Géol.* Vol. III, 1937.
82. MACOVEI G. Les gisements de pétrole, 1938.
83. MATEESCU ST. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică din Jud. R.-Sărat. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1913,* Bucureşti, 1922.
84. — Raport asupra excursiunii făcută în districtul R. Sărat sub conducerea d-lui Prof. Sava Athanasiu. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1914,* Bucureşti, 1922.
85. — Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul R. Sărat. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—16). Bucureşti, 1917.
86. — Cercetări geologice în partea externă a curburii sudestice a Carpaţilor romîni. Districtul R. Sărat. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, Bucureşti, 1927.
87. — Structura geologică a Flişului din V. Putnei, Moldova de Sud. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—29). Bucureşti, 1930.
88. — Présentation de la carte géologique de la région Vrancea distr. Putna. *C. R. Ac. Sciences Roum.* Tome II, No. 1, 1937.
89. — L'accident tectonique du Mont Tisaru et du Mont Coza distr. Putna. *C. R. Ac. Sciences Roum.* Vol. II, No. 2, 1938.

Institutul Geologic al României

90. MATEESCU ST. La structure géologique de la dépression Vrancea. *C. R. Ac. Sciences Roum.*, Vol. II, No. 2, 1938.
91. MRAZEC L. und TEISSEYRE W. Ueber Oligozäne Klippen am Rande der Karpathen. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* Bd. 51, H. 2, 1901.
92. — Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *Monit. des intérêts pétrolifères* No. 46, Bucureşti, 1902.
93. — I. Esquisse tectonique de la Roumanie. II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. III. Esquisse tectonique des Subcarpathes de la vallée de Prahova. *Congr. intern. du Pétr. III-ème Réun., Guide des excursions.* No. 1, 1907.
94. — Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *Congr. int. du Pétr. III-ème Réun.* 1907.
95. — Asupra provenienţei conglomeratelor verzi ale Flişului carpatic între Buzău şi Putna. *Bul. Soc. Şt. Bucureşti.* XVII, 1908.
96. — Despre rocele verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor romîni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, Bucureşti, 1911.
97. MRAZEC L. şi POPESCU-VOITEŞTI I. Contribuţiuni la cunoaşterea pînzelor Flişului carpatic în Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, 1911, Bucureşti, 1914.
98. — Discuţiune asupra lucrării d-lui D. Preda: Geologia şi Tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22). Bucureşti, 1927.
99. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes Roumaines. Prague, 1931.
100. MOTAŞ I. Sur la présence d'une faune tortonienne à la base du Miocène de Pucioasa (Dép. de Dîmboviţa). *Notationes Biologicae.* Vol. VI, No. 3, 1948.
101. MURATOV M. V. Tectonica şi istoria dezvoltării regiunii geosinclinale alpine din sudul părţii europene a U.R.S.S. şi a ţărilor învecinate. 1949.
102. MURGEANU G. et FILIPESCU M. G. La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpathes entre le Caşin et Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI (1932—1933), 1937.
103. MURGEANU G. Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Mounténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol XXV, 1937.
104. — La nappe du grès de Tarcău entre la vallée de la Năruja et les sources de Rîmnic. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 9.II,1940. (Inedit).
105. — Deuxième note sur le Paléogène de Corbişori. *C. R. Ac. Sc. R.* 1943—1945.
106. MURGEANU G. şi ONCESCU N. Zona Flişului în V. Buzăului. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 6.VI,1947. (Inedit).
107. — Noui cercetări în V. Buzăului. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şed. din 28.I,1949 (Inedit).
108. MURGOCI G. M. Discuţiune asupra originii conglomeratelor verzi din Terţiarul carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. Bucureşti, 1911.
109. NICULESCU M. Mio-pliocenul dintre Tîrleşti—Cătina—Pătârlagele. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şed. din 22.III,1949.
110. NOTH R. şi PĂTRUŢ I. Contribuţiuni la cunoaşterea Paleogenului din Jud. Prahova. Comunic. Inst. Geol. Rom., 1943 (Inedit).
111. NOWAK J. Le pétrole des Carpathes polonaises sous le point de vue de la géologie régionale. *Prace geograficzne*, Lwow-Warshawa, 1922.
112. OLTEANU F. Observaţiuni asupra apariţiilor de brecia sării cu masive de sare în zona mio-pliocenă dintre Teleajen şi Bălăneasa (cu privire specială asupra regiunii Pietraru-Jud. Buzău). Comunic. Inst. Geol. Rom., Şed. 17.XII,1943. (Inedit).

Institutul Geologic al României

113. ONCESCU N. Le massif de sel de Măgura Mocearului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVIII (1938—1939). Bucureşti, 1944.
114. — Le Flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Dép. de Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVIII (1939—1940) Bucureşti, 1944.
115. OPOLSKI Z. Sur la stratigraphie des couches de Krosno. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, Livraison 4. Warsowie, 1933.
116. PĂTRUŢ I. Comunicare preliminară asupra Paleogenului din regiunea Vălenii de Munte—Cosminele. Comunic. Inst. Geol. Rom. 1944 (Inedit).
117. — Vîrsta Gresiei de Fusaru şi relaţiile ei cu Numuliticul getic. Comunic. la Soc. Rom. de Geol. (Inedit).
118. — Geologia şi tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buştenari. Teză. 1947.
119. PAUCĂ M. Marea Flişului Oligocen din Carpaţi era o mare rece? *Bul. Soc. Naturaliştilor din Romînia*, Nr. 5, 1934.
120. — Noui puncte fosilifere de peşti oligoceni din Romînia. *Notationes Biologicae*, Vol. II, No. 1, 1934.
121. — Ce este Flişul? *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 1936, Nr. 9.
122. — Contributions à la connaissance des conditions de sédimentation du Flysch. *Bull Sect. Scient. Ac. Roum.* Vol. XVIII (1936—1937).
123. — La genèse des conglomérats. *Bull. Sect. Scient Ac. Roum.* Vol. XVIII (1936—1937).
124. — Asupra cauzelor care au determinat marea lipsă a fosilelor în Fliş. *Bul. Soc. Nat. din Rom.* Nr. 12, 1938.
125. — Diatomitele. *Rev. ştiinţ. «V. Adamachi»*, 1942.
126. POPESCU GR. Observaţiuni asupra breciei sării şi masivelor de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şedinţa din 17.XII,1943. (Inedit).
127. — Cercetări geologice în zona paleogenă dintre Teleajen şi Buzău. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şed. din 1.II,1949 (Inedit).
128. — Privire generală asupra zonei Flişului dintre V. Buzăului şi V. Dîmboviţei. Comunic. Inst. Geol. Rom. Şed. din 22.II,1949. (Inedit).
129. POPESCU-VOITEŞTI I. Asupra relaţiunii dintre pînza gresiei de Fusaru şi pînza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1911.
130. POPESCU-VOITEŞTI I. şi REINHARD M. Discuţiune asupra originii conglomeratelor cu roce verzi din terţiarul carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1911.
131. POPESCU-VOITEŞTI I. Descrierea geologică a regiunii petrolifere Zemeş—Taslăul Sărat. *Annales des mines de Roumanie.* Vol. I, 1919, Bucureşti.
132. — Aperçu sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III, Nr. 1, 1929.
133. — Evoluţia geologico-paleogeografică a pămîntului romînesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. V, Nr. 2, 1935.
134. — Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V, 1942.
135. — L'âge des conglomérats de Pietricica, Gîrcina et de Pleşul des Subcarpathes Orientales. *C. R. Sciences Roum.* 18.XII.1943.
136. — Contributions à la stratigraphie du Flysch marginal de la vallée de la Bistriţa. *C. R. Ac. Sciences Roum.* 15.V,1943.
137. PREDA D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, 1913. Bucureşti, 1917.
138. — Geologia şi tectonica părţii de răsărit a Jud. Prahova *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—24). Bucureşti, 1925.

Institutul Geologic al României

139. PREDA D. M. Observaţiuni cu privire la prezenţa Diatomeelor în Oligocenul din Carpaţi. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930). Bucureşti, 1931.
140. — Le problème des schistes noires dans les Carpathes Orientales. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XVII, 1932.
141. PROTESCU O. Asupra originii unor gresii cu hieroglife. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. 1 II, Bucureşti, 1912.
142. — Contribuţiuni la studiul faunei de Foraminifere terţiare din Romînia. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX (1915—1920). Bucureşti, 1922.
143. — Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile Beciu, Scheia, Ivăneţu. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923). Bucureşti, 1923.
144. — Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaţilor răsăriteni. *St. Techn. Econ. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, f. 6. Bucureşti, 1929.
145. — Étude géologique et paléontologique de l'ambre roumaine. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, 1937.
146. — Restes des insectes fossiles dans le Tertiaire roumain. *C. R. Ac. Sciences Roum.* III, 1938, Nr. 5.
147. PAZDRO Z. Les Bryozoaires fossiles des schistes ménilitiques de Skalnik et leur signification pour la stratigraphie. *Kosmos*, 1929.
148. — Les couches de Şipote à Hryniawa. *Kosmos*, 1935.
149. ROGALA W. Sur la faune et l'âge des couches de Popiele. *Kosmos.* Vol. 50, fasc. II—III, 1925.
150. — Sur la faune et l'âge des couches de Polania. *Kosmos.* Vol. 50, fasc. IV, 1925.
151. SIMIONESCU I. Sur l'origine des conglomérats verts du tertiaire carpathique. *Ann. Sc. Un. Jassy*, Tome VI, fasc. 4. Iaşi 1910.
152. ŞTEFĂNESCU D. Cercetări geologice în basinul superior al rîului Suceava (Bucovina). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22) Bucureşti, 1927.
153. — La zone du Flysch carpathique en Bucovine entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. Bucureşti, 1937.
154. ŞTEFĂNESCU GR. Relaţiune sumară de lucrările biroului geologic, pe anul 1884. *An. Bir. Geol.* anul al II-lea 1884, No. 1, Bucureşti, 1886.
155. ŞTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. (Thèse). Lille, 1897.
156. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului (Jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* VIII, No. 1, 1943—1944.
157. SWIDERSKI B. Nouvelles recherches géologiques dans les Karpathes de Pokucie. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. IV, Livraison 1—2, Warsowie. 1927.
158. — Sur la géologie des avant-pays des Karpathes Orientales Polonaises. *Ann. de la Soc. Géol. Pol.* Tome XII, *Kosmos*, 1938.
159. SWIDZINSKI H. Quelques problèmes géologiques concernant les Karpathes Orientales. *C. R. Serv. Géol.* No. 45, 1936.
160. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, XLVII, 1897.
161. TEISSEYRE H. Sur la structure géologique des Karpathes de Dukla. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, 12, Varşovia, 1932.
162. — Sur la structure géologique des environs de Zabie. *Serb. Géol. des Karpazhes.* Biuletyn 28, Varşovia.
163. TIETZE E. Einige Notizen aus dem nordöstl. Ungarn. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 1885.
164. — Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 1885.

Institutul Geologic al României

165. TOLWINSKI K. Géologie de la zone méridionale de l'avant-pays des Karpathes polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. IV, Livraison 1—2, Varşovia, 1927.
166. — Géologie des Karpathes Polonaises Orientales, de Boryslaw jusqu'au Pruth. *Serv. Géol. Pol. Stat. de Boryslaw*, 1927.
167. — Ueber einige tektonische Phaenomene im polnisch-rumänischen Karpathenvorlande. *Przemysl.* Naftowy 10 III, No. 5, 1928.
168. VASOEVICI N. B. Flişul şi metodica studierii lui. 1948.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I
V. Buzăului
(N. confl. cu P. Teherăul)

II
Bîsca Mare
(E. confl. cu P. Plaiul Milei)

III
P. Leordeanu

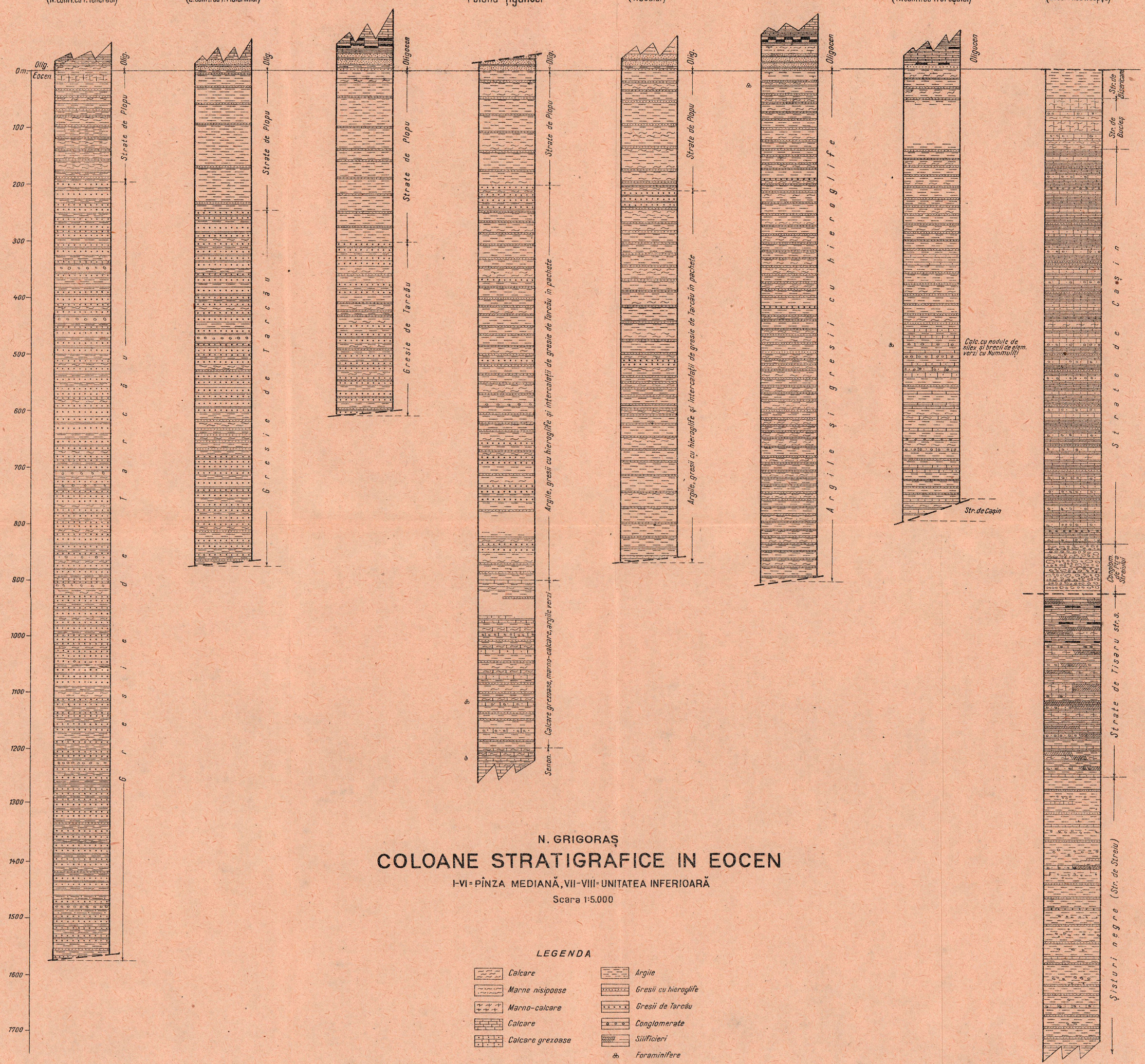
IV
Plaiul Seciul Lăcătușului-
-Poiana Țigăncei

V
P. Varlamului
(V. Boului)

VI
Colții de Sus

VII
V. Putnei
(W. confl. cu P. Greșului)

VIII
V. Putnei
(E. confl. cu P. Lepșa)




N. GRIGORAȘ

# COLOANE STRATIGRAFICE IN EOCEN

I-VI = PÎNZA MEDIANĂ, VII-VIII = UNITATEA INFERIOARĂ

Scara 1:5.000

LEGENDA

- Calcare
- Marne nisipoase
- Marno-calcare
- Calcare
- Calcare grezoase
- Argile
- Gresii cu hieroglife
- Gresii de Tarcău
- Conglomerate
- Silificieri
- Foraminifere



Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

N. GRIGORAȘ

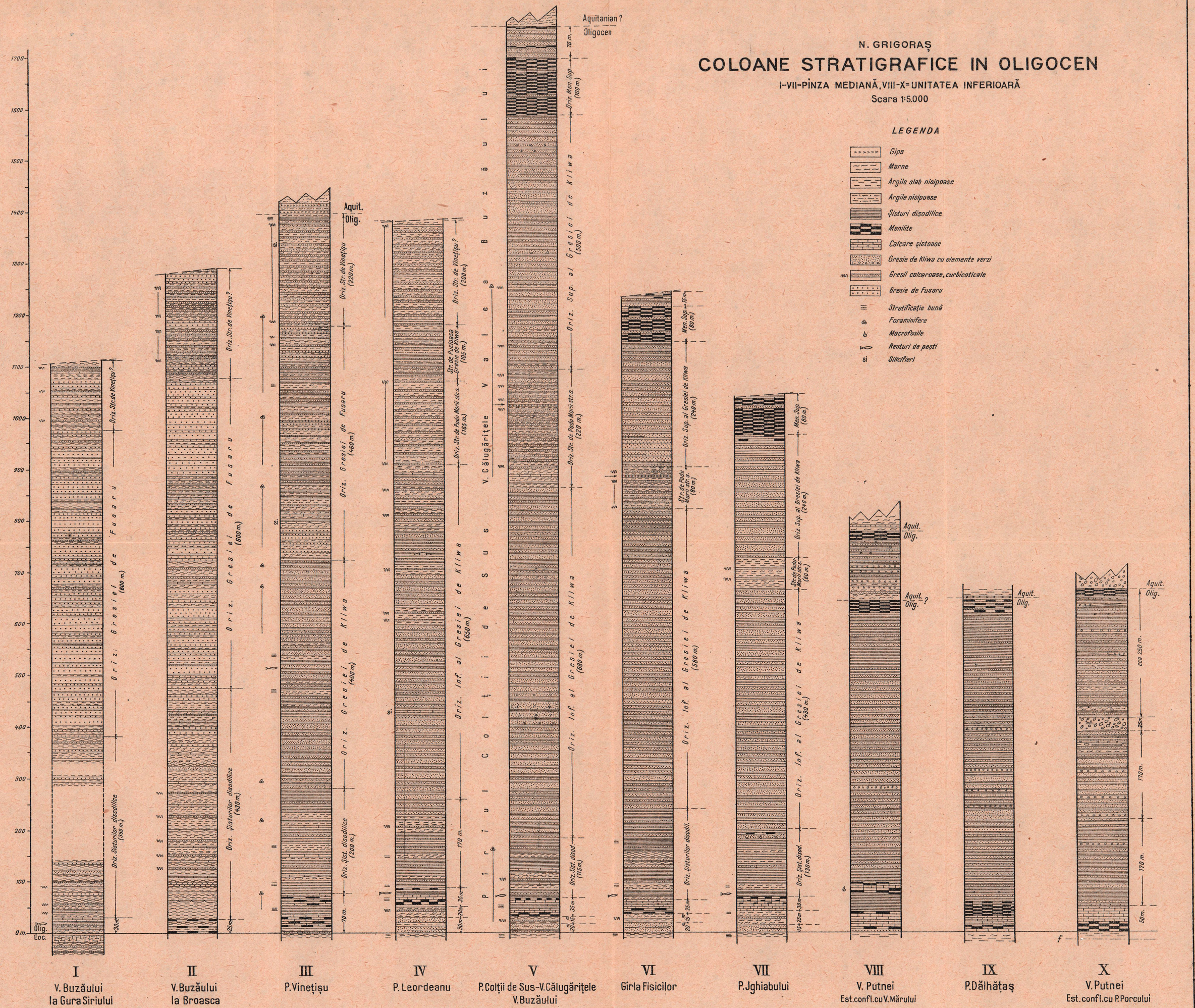
# COLOANE STRATIGRAFICE IN OLIGOCEN

I-VII=PÎNZA MEDIANĂ, VIII-X=UNITATEA INFERIOARĂ

Scara 1:5.000

**LEGENDA**

- Gips
- Marne
- Argile slab nisipoase
- Argile nisipoase
- Șisturi disodilice
- Menilite
- Calcare șistoase
- Gresie de Kliwa cu elemente verzi
- Gresii calcaroase, curbicoticale
- Gresie de Fusaru
- Stratificație bună
- Foraminifere
- Macrofosile
- Resturi de pești
- si Silicifieri






Imprim. atel. Comit. Geologic

Institutul Geologic al României

# CERCETĂRI GEOLOGICE IN SARMAȚIANUL PODIȘULUI MOLDOVENESC

DE

NIC. MACAROVICI

## SUMAR

I. Regiunea Huși—Fălciu . . . . . 221
Sarmațianul . . . . . 222
Meoțianul . . . . . 226
Cuaternarul . . . . . 228
Contribuțiuni paleontologice . . . . . 229
Concluzii generale . . . . . 232
Bibliografie . . . . . 233
II. Regiunea Fălticeni—Pașcani . . . . . 234
Sarmațianul inferior (Volhynianul) . . . . . 234
Sarmațianul mediu . . . . . 240
Terase . . . . . 242
Tectonica regiunii . . . . . 243
Concluzii . . . . . 243
Bibliografie . . . . . 243
III. Regiunea Rădăuți—Suceava . . . . . 244
Valea Sucevei . . . . . 245
Afluenții de pe stînga Sucevei . . . . . 247
Afluenții de pe dreapta Sucevei . . . . . 247
Terase . . . . . 249
Concluzii . . . . . 249
Bibliografie . . . . . 250

## I. REGIUNEA HUȘI—FĂLCIU

În anul 1938, am fost informat de I. GUGIUMAN că la Hoceni (la sud de Huși) se găsesc gresii calcaroase cu fosile de tip sarmațian. În excursia ce am făcut-o împreună, în anul următor (1939), am găsit că aceste gresii conțin

Institutul Geologic al României

*Mactra bulgarica* TOULA şi alte Mactre, a căror listă o voi da la locul cuvenit. Aceste Mactre arată prezenţa indiscutabilă la sud de Huşi, a Sarmaţianului superior, caracterizat prin tipul de faună cunoscut acestui subetaj (1). Extinzîndu-mi cercetările, am găsit şi alte localităţi, în afară de Hoceni, unde am putut determina prezenţa Sarmaţianului superior. Regiunea, pe care am cercetat-o, se întinde la sud de Huşi, fiind limitată la W de V. Elanului şi de unii din afluenţii acestuia, iar la E de V. Prutului [1]).

În ceea ce priveşte geologia regiunii acesteia, în afară de o notă asupra unor Mamifere fosile, găsite în argilele meoţiene de la Giurcani (pe V. Elanului), notă în care presupunem (2) că nisipurile de sub aceste argile nu pot fi atribuite decît Sarmaţianului superior, nu se mai cunosc decît datele hărţii geologice a Institutului Geologic al Romîniei, la scara 1 : 500.000. În această hartă formaţiunile mai vechi se consideră de la sud de Huşi, în mod nehotărît, ca aparţinînd la Sarmaţian şi Meoţian. Nu se poate spune că felul acesta de vedere constituie o lipsă prea mare, ci ne arată numai o regiune care nu este bine cunoscută.

Studiul ce-l prezentăm aici nu intră în amănunte; este, în linii generale, rezultatul unor recunoaşteri făcute pe teren, în mai 1939. În regiunea cercetată se pot distinge, din punct de vedere al formaţiunilor stratigrafice, următoarele etaje: Sarmaţianul (asupra căruia vom stărui mai mult), Meoţianul şi terasele.

## SARMAŢIANUL

Acest etaj este reprezentat în regiunea noastră prin subetajul său mijlociu, care a fost semnalat şi de M. DAVID (3), şi prin subetajul superior, care a fost menţionat cu anticipaţie de noi (2) şi de I. ATANASIU (4, 5) tot după datele noastre. Între aceste două subetaje, este un « orizont de trecere », pe care l-am numit « orizontul Nisipurilor de Mingir ».

*Sarmaţianul mijlociu.* În ceea ce priveşte acest subetaj, vom semnala numai limita lui sudică, pe care am găsit-o pe Prut, cu 2 — 3 km mai la sud de Pogăneşti (raionul Huşi).

În partea de nord a satului Pogăneşti, între vii, sub prundişurile terasei superioare de pe dreapta Prutului (de la alt. de 100 m), sînt nisipuri galbene, cu intercalaţii de gresii dure, cenuşii, în care am găsit următoarele forme fosile:

*Mactra fabreana* D'ORB.
*Mactra naviculata* BAILY
*Modiola naviculata* DUBOIS
*Tapes* cfr. *vasluiensis* SIM.

[1]) Localităţile ce sînt menţionate în această lucrare se găsesc trecute pe harta geologică Sc. 1: 500.000, editată de Institutul Geologic al Romîniei, Foaia 3b, Bucureşti, 1937.

Institutul Geologic al României

*Cardium fittoni* D'ORB.
*Cardium* sp.
*Donax* sp.
*Pholas* sp.
*Cerithium disjunctum* SOW.
*Buccinum ignobile* KOL.

Către apus de Pogăneşti se văd gresii oolitice (la sud de satul Valea Grecului) în care I. GUGIUMAN a găsit formele:

*Mactra vitaliana* D'ORB.
*Mactra fabreana* D'ORB.
*Cardium fittoni* D'ORB.
*Donax dentiger* EICHW.

Aceleaşi forme au fost găsite de I. GUGIUMAN şi în nisipurile de pe Valea lui Ivan, localitate situată cu cîțiva km mai la apus de satul Valea Grecului.

Toate formele menționate din localitățile de mai sus, arată prezența Sarmațianului mijlociu de tipul Scheia, adică aproximativ partea cea mai superioară a acestui subetaj.

Din cele ce am putut urmări pe teren, nu s-ar putea determina pe bază de fosile, limita sudică a Sarmațianului mijlociu pe V. Prutului, mai la miazăzi de confluența acestuia cu Pîrîul Huşi.

În schimb, se prinde o trecere treptată spre Sarmațianul superior. Această trecere se observă cel mai bine pe cursul inferior al Pîrîului Lăpuşna, între satele Toporu şi Mingir. « Orizontul de trecere » cu aspectul faunistic de la Mingir, apare la SE de Huşi, în D. Volosenilor, constituit din argile cu intercalații nisipoase, din care intercalații am colecționat, cam pe la altitudinea de 100 m, valve rău păstrate de *Mactra* cfr. *seducta* (KOL.) SIM., *Mactra* cfr. *mingirensis* n. sp., *Mactra* cfr. *intermedia* N. MAC., *Solen* sp.

Ceva mai la apus de D. Volosenilor, cu vreo 4 — 5 km, pe P. Drîslăvăț, cam tot la aceeaşi altitudine, am găsit nisipuri în care se pot recunoaşte resturi de *Mactra mingirensis* n. sp.

Acest « orizont de trecere » se mai găseşte apărînd fosilifer pe dreapta Prutului, între Lunca Veche şi Pojorăni. Aici, pe versantul răsăritean al Dealului Lunca Banului, pe rîpa Hîrtopul (N de Pojorăni), apar la bază argile nisipoase albăstrui peste care urmează nisipuri galbene. În partea inferioară a acestor nisipuri, la altitudinea de 90 m, este o intercalație de nisip feruginos, în care am recunoscut valve rău păstrate de *Mactra* cfr. *seducta* (KOL.) SIM. şi de *M.* cfr. *tapessiformis* n. sp.

Deasupra acestor nisipuri, către vîrful dealului, chiar la W de satul Lunca Veche, este o carieră, cam la altitudinea de 130 m, de unde se scoate o gresie cenuşiu-negricioasă, care probabil că reprezintă Sarmațianul superior propriu-zis.

Institutul Geologic al României

« *Orizontul de trecere* » (orizontul Nisipurilor de Mingir) pare a avea limita lui sudică la vreo 10 km spre SW de Pojorăni, la Muşata. Pe rîpele satului Muşata se văd, sub 60 m altitudine, argile nisipoase care, în unele locuri, conţin cristale mari de gips, cum este, de pildă, la N de acest sat, în rîpele de lîngă cimitir.

Deasupra acestor argile urmează o mică intercalaţie de prundiş, în care am recunoscut sfărîmături de *Mactra* cfr. *tapessiformis* n. sp., pe la 60 m altitudine. Mai sus urmează nisipuri.

Acest profil se menţine şi la S de Muşata, la Rănceni, cu singura deosebire că ceva mai sus de 60 m altitudine am găsit în nisipuri, *Helix* sp. şi *Unio* sp., iar în nisipurile superioare, pînă pe la 90 m altitudine, se întîlnesc lentile de gresii negricioase, care se exploatează într-o carieră mică.

Desigur că aceste nisipuri superioare nu pot fi atribuite decît Sarmaţianului superior. Dacă ţinem seamă de faptul că, pe rîpele de la Stuhuleţ (la SW de Muşata), I. GUGIUMAN a găsit un metatars de *Hipparion gracile* KAUP., trebuie să admitem aici şi prezenţa păturilor meoţiene cu Mamifere, dar care probabil că sînt ceva mai sus de 100 m altitudine, urmînd discordant peste Sarmaţian.

Ca încheiere, putem spune că « orizontul de trecere » dintre Sarmaţianul mijlociu şi cel superior prezintă un facies nisipos litoral, în care persistă o serie de forme de apă cu salinitatea mai accentuată şi care vin din Sarmaţianul mijlociu, cum este *Mactra seducta* (KOL.) SIM. Tot odată apar şi forme noi, care par a nu persista mai departe în Sarmaţianul superior, ca: *Mactra mingirensis* n. sp., *M. podolica* (EICHWALD) LASKAREW (6) şi *M. tapessiformis* n. sp., alături de *M. intermedia* N. MAC. care rămîne, pe lîngă alte Mactre, să caracterizeze apoi Sarmaţianul superior.

*Sarmaţianul superior.* Acest subetaj este relativ uşor de determinat la sud de Huşi şi îl găsim concordant peste « orizontul de trecere » la sud de satul Voloseni, în D. Largii. Din nisipurile ce se găsesc aici am determinat următoarele forme:

*Mactra orbiculata* N. MAC.
*Mactra orbiculata* var. *tumida* N. MAC.
*Mactra mingirensis* n. sp.
*Helix* sp.,
*Planorbis* sp.,
*Unio* sp.

Sfărîmături de Mactre de acelaşi tip se văd şi în nisipurile argiloase de la răsărit de Voloseni.

Un profil interesant găsim în D. Schiopenilor, de la E de satul cu acelaşi nume. Pe versantul estic al acestui deal (spre Davideşti) se văd nisipuri cu intercalaţiuni de gresii care sînt deschise aici între 120 şi 200 m altitudine.

Institutul Geologic al României

Într-o astfel de intercalație de gresii, pe la altitudinea de 150 m, am recunoscut formele:

*Mactra* cfr. *bulgarica* TOULA
*Mactra supernaviculata* N. MAC.
*Helix* cfr. *involutiformis* SINZ.
*Helix* cfr. *bidens* CHEMN.

În nisipurile de deasupra acestor gresii am găsit sfărîmături de *Unio*. Pentru completarea profilului trebuie să trecem pe versantul vestic al Dealului Schiopenilor, precum și pe D. Popii, la N de satul Schiopeni. Aici dăm de o deschidere în care, începînd de la 200 m altitudine, se văd nisipuri albe, fin stratificate și cu concrețiuni mici de gresie. Foarte aproape de altitudinea 260 m am găsit o intercalație de argilă nisipoasă cu *Unio wetzleri* DUNKER, *Unio* cfr. *radiatodentatus* SINZ. (ambele forme se pot întîlni și în Sarmațianul superior), apoi *Unio* sp., *Helix* sp. și *Planorbis* sp.

Între 260 și 270 m altitudine urmează nisipuri cu concrețiuni de gresie vînătă, de tip Buneşti, avînd pe la mijlocul lor o intercalație subțire de gresie argiloasă, galbenă-portocalie.

Pe versantul drept al Văii Schiopenilor, în D. Recea, am găsit pe la 240 m altitudine, tot nisipuri cu intercalații de gresii cenușii, care conțin *Helix* sp.

Astfel de nisipuri se pot vedea și mai spre N, pe la 240 — 250 m altitudine, în D. Rusca de lîngă satul cu același nume. Nisipurile inferioare de sub 200 m altitudine apar și aici, însă mai la S, în cuprinsul satului Schiopeni, lîngă șoseaua care duce spre Urlați—Grumezoaia.

Profilul pe care l-am dat mai sus se poate urmări și pe D. Seaca, dintre satele Grumezoaia și Sișcani.

Sarmațianul superior fosilifer apare însă caracteristic la Hoceni, pe versantul apusean al Dealului Dumbrava, în vecinătatea imediată a locului unde a fost iazul acestui sat. Aici vom găsi (între 130 și 220 m alt.) următorul profil:

1. La bază, nisipuri albe-cenușii (4 — 5 m grosime);
2. Gresie friabilă, ușor oolitică, alunecată în parte (0,60 m grosime), din care am determinat *Mactra orbiculata* N. MAC., *Mactra supernaviculata* N. MAC., *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV, *Mactra bulgarica* TOULA;
3. Nisipuri gălbui, cu unele intercalații subțiri argiloase și cu lentile mici de gresii, care se ridică pînă la 220 m altitudine;
4. Lehmuri.

Același profil îl vom recunoaște și pe V. Oțeleni, în rîpele de lîngă Deleni, unde pe la altitudinea de 140 m, am găsit în nisipuri o intercalație de lumașel foarte friabil (în grosime de 10 — 15 cm), din care am determinat *Mactra orbiculata* N. MAC.

Faciesul nisipos al Sarmațianului superior se poate urmări încă mult timp către S, pe V. Elanului, între Hurdugi și Giurcani, și la răsărit de această vale, în regiunea Mușata—Rînceni, însă este foarte rar fosilifer. În schimb, peste



Institutul Geologic al României

nisipurile acestui subetaj apare orizontul meoţian cu Mamifere, de care ne vom ocupa la capitolul următor.

În concluzie, putem spune că Sarmaţianul superior este reprezentat în regiunea noastră printr-un facies litoral-neritic, ca şi în sudul Uniunii Sovietice (pe N stru). Acest facies însă pare să reprezinte numai baza Sarmaţianului superior. Dacă ne ridicăm spre N de Schiopeni încep să apară, în continuitate de sedimentare, Nisipurile de Buneşti cu structură încrucişată pe care le putem urmări în regiunea Huşilor şi spre N de această localitate.

La Buneşti, am găsit în nisipurile cu concreţiuni grezoase din Dealul Viei, ceva mai jos de 300 m alt., o intercalaţie de nisip argilos, în care am recunoscut *Unio wetzleri* DUNKER. Cu alte cuvinte, se poate interpreta, fără a greşi, că Nisipurile de Buneşti (cu facies fluvio-lacustru) se întind şi la S de Huşi, pînă în regiunea Schiopeni, mai ales că *Unio wetzleri* DUNKER se găseşte şi în intercalaţiile argiloase din Dealul Popii.

După M. DAVID (3), Nisipurile de Buneşti aparţin Meoţianului, însă, ar putea tot atît de bine să aparţină, cel puţin în partea lor inferioară, şi Sarmaţianului superior. Aceasta înseamnă, în mod logic, că aşa zisul orizont « Aktschaghylian », creeat de M. DAVID (3), trebuie definitiv desfiinţat ca suborizont al Meoţianului şi considerat în întregime la Sarmaţianul mijlociu, aşa cum susţine şi I. ATANASIU (4). După lista de faună ce ne-o dă M. DAVID (3) pentru « Aktschaghylian », rezultă că în acest orizont s-a produs o îndulcire a apelor de la sfîrşitul Sarmaţianului mijlociu, prin apariţia de specii de *Planorbis* şi de *Lymnaeus*, ceea ce nu este nimic extraordinar. Ne arată numai pregătirea mediului de apă foarte îndulcită, care a predominat în timpul Sarmaţianului superior.

## MEOŢIANUL

Acest etaj a fost semnalat pentru prima dată, în Moldova sudică, de I. SIMIONESCU (7, 8), prin descrierea unor Mamifere meoţiene de la Zorleni. Astfel de Mamifere au fost descrise mai tîrziu şi de R. SEVASTOS (9), de la Fundul Văii—Ruseni—Plopana (fostul jud. Tutova), iar noi am făcut acelaşi lucru, în 1938 pentru nişte oase găsite la Giurcani (2).

Atît la Zorleni cît şi la Giurcani, Meoţianul este reprezentat prin acelaşi facies petrografic, adică prin argile nisipoase cenuşii-verzui.

De la Zorleni, I. SIMIONESCU (7, 8) a descris măsele de *Hipparion gracile* KAUP. şi de *Gazella brevicornis* ROTH et WAGNER. De la Giurcani am descris (2) *Gazella deperdita* var. *caprina* PAVL. şi *Hipparion gracile* KAUP. Pe lîngă cîteva specii de *Helix*, R. SEVASTOS a mai descris (9) din gresiile meoţiene de la Fundu Văii—Ruseni—Plopana, măsele de *Hipparion gracile* KAUP. şi o măsea de la un Rhinoceros (probabil un *Aceratherium incissivum* KAUP.).

Pentru lămurirea faptelor, să reamintim profilul pe care l-am găsit la Giurcani. Acesta este următorul (2, p. 154):

Institutul Geologic al României

1. La bază, începînd de la alt. de 50 m, nisipuri albe-gălbui, nefosilifere, pe o grosime de cca 30 m, pe care le atribuim Sarmațianului superior;

2. Argile nisipoase, la alt. de 80 m, cenușii-verzui, cu concrețiuni verzui grezoase și cu oase de *Hipparion gracile* KAUP. și de *Gazella deperdita* GAUDRY (Meoțian);

3. Prundișuri subțiri (probabil de terasă), la altitudinea de 100 m;

4. Pămînt negru.

Argile meoțiene nisipoase, cenușii-verzui, din acest profil, se por urmări pe V. Elanului atît spre S de Giurcani, cît și spre N de acest sat. Astfel, la S de Giurcani, se pot observa pe V. Oiții, ceva mai jos de alt. 100 m, în apropiere de Murgeni, la baza profilelor, iar la N de Giurcani, argilele meoțiene urmează peste tot deasupra nisipurilor Sarmațianului superior și se pot urmări pînă în regiunea satului Hurdugi. Se mai văd bine deschise pe rîpile de la Popeni, de la Poșta Elanului, de la Gușeței, etc., avînd uneori deasupra lor, prundișuri subțiri, cum este la Raiul, Gușeței, etc.

La Hurdugi, argilele meoțiene cu Mamifere ies de sub lehmuri în rîpile de la răsărit de sat, pe la 140 — 150 m alt. Aici, în aceste argile, am găsit oase incomplete și o măsea inferioară de *Hipparion gracile* KAUP. În afară de V. Elanului, argilele nisipoase meoțiene se pot determina, în mod sporadic, și pe alte văi. Așa, la SE de Hurdugi, am arătat mai sus, că aceste pături își arată prezența la Stuhuleț, unde s-a găsit un metatars de *Hipparion gracile* KAUP.

Oase de Mamifere de tip meoțian s-au găsit (de I. GUGIUMAN) și pe Valea Dobrinei, la apus de Huși. O măsea de *Hipparion gracile* a fost găsită (tot de I. GUGIUMAN) alături de forme rău păstrate de *Helix*, *Planorbis* și *Unio* (de tipul *Unio novorossicus* SINZ.) în Dealul Lohanului, lîngă Epureni (la NW de Huși).

In concluzie, putem spune că Meoțianul este reprezentat în regiunea noastră prin orizontul cu Mamifere; însă, fiind slab fosilifer, nu se poate determina decît sporadic, dar îndestul spre a ne arăta că apele acestui etaj s-au întins pe o zonă continuă și destul de largă între Prut și Carpați, dacă ținem seama și de bazinul de aceeași vîrstă, de la Comănești-Bacău (10, 11).

Pentru regiunea noastră, limita sudică a orizontului meoțian cu Mamifere pare a fi la o linie ce se poate duce între Murgeni și Zorleni, prelungindu-se spre apus pînă în Carpați.

I. ATANASIU (4) interpretează, după cele ce se cunosc în regiunea Bacău și după profilul dat de SEVASTOS (9) de la Fundu Văii—Ruseni, că acest orizont cu Mamifere meoțiene ar urma în ordinea stratigrafică deasupra păturilor cu *Dosinia exoleta* L., prin urmare ar aparține Meoțianului superior.

După cele ce ne arată însă A. ALEXEJEW (17) în sud-vestul Uniunii Sovietice, între Bug și Nistru, orizontul cu Mamifere meoțiene se găsește în continuitate laterală cu păturile cu *Dosinia* din această regiune, așa că este foarte greu de stabilit, după datele ce le avem pînă acum, locul pe scara stratigrafică a acestui



Institutul Geologic al României

orizont. Ar putea fi contemporan cu primul, adică cu orizontul cu *Dosinia* şi tot atît de bine i-ar putea urma în timp. Pînă acum nu se cunosc profile geologice, care să ne dea o lămurire precisă în privinţa aceasta.

## CUATERNARUL

Acestei epoci trebuie să atribuim lehmurile, care acoperă vîrful dealurilor din regiunea noastră, şi terasele. Asupra celor dintîi nu vom stărui.

În ceea ce priveşte terasele, ne vom ocupa numai de acele pe care le-am găsit pe V. Prutului, din care trebuie să menţionăm mai întîi terasa superioară. Această terasă, peste tot unde am găsit-o, este la cca 100 m altitudine. Aşa este la Pogăneşti unde, la nord de acest sat, peste nisipurile Sarmaţianului mijlociu, urmează prundişurile acestei terase. Am mai întîlnit prundişuri din terasa superioară, tot la aceeaşi altitudine (de cca 100 m), lîngă Bozia şi la sud de Rînzeşti. Din prundişurile acestei terase, de pe dreapta Prutului, nu putem cita ca faună decît oase de Vertebrate, indeterminabile.

I. GUGIUMAN a identificat deasemeni pe dreapta Prutului, prundişuri din terasa superioară la Voloseni, Oţetoaia şi Berezeni.

Dacă trecem la terasa mijlocie, putem spune că I. GUGIUMAN a stabilit că pe dreapta Prutului aceasta se găseşte la 60 — 65 m alt., identificînd prundişuri din ea, la Voloseni, Budu—Stănileşti, D. Telefon—Vetrişoaia, D. Pietrări—Berezeni şi pe D. Copăceni—Bogdăneşti.

Pe dreapta Prutului, am mai întîlnit apoi, în mai multe locuri, prundişuri din terasa inferioară şi anume, la Gura Sărăţei, la Bozia, la Tg. Fălciu, lîngă podul de peste Prut şi la sud de acest tîrg, la Hrăniceni. Peste tot, prundişurile acestei terase se găsesc între 30 şi 40 m altitudine.

În prundişurile terasei inferioare de la Gura Sărăţei am găsit *Corbicula fluminalis* MÜLLER. Aceeaşi formă am găsit-o şi în prundişurile terasei inferioare de la Bozia, alături de *Unio tumidus* RETZ. Este interesant profilul ce-l prezintă această terasă lîngă podul de peste Prut, de la Tg. Fălciu, care este următorul:

1. La bază, argilă albastră nefosiliferă; ca vîrstă aparţine probabil Sarmaţianului superior şi formează fundamentul terasei. La suprafaţa acestei argile sînt izvoare de apă.
2. Prundişuri (1 m grosime) cu *Corbicula fluminalis* MÜLLER, *Lithoglyphus naticoides* PFEIFFER, apoi *Cerithium*, *Cardium* etc., forme remaniate.
3. Nisip argilos, fin stratificat (1,5 m grosime).
4. Prundişuri (1 m grosime), cu forme fosile *(Prosodacna)* remaniate din Dacian.
5. Lehm (2 — 3 m grosime).

Este de notat faptul că prundişurile de la punctul 4 ne arată existenţa în imediata apropiere, spre nord, a păturilor daciene.

În terasa inferioară de la Hrăniceni, cel puţin în punctele unde am cercetat, n-am găsit faună.

Institutul Geologic al României

Prezența formei *Corbicula fluminalis* MÜLLER în prundișurile terasei inferioare nu dovedește că această terasă este mai veche decît Würmianul. În prundișurile de Ciric (4, p. 172 — 173) de lîngă Iași, *Corbicula fluminalis* MÜLLER se găsește alături de *Elephas primigenius* și de *Rhinoceros* (probabil *tichorhinus*). Ultimele două forme fosile de Mamifere ne arată Pleistocenul cel mai superior.

Dacă ținem seamă de faptul că în alte terase inferioare, cum ar fi cele ale Bîrladului și afluenților lui, nu se găsește *Corbicula fluminalis*, înseamnă că pe Prut acest Lamellibranchiat a persistat ca formă relictă pînă la sfîrșitul Pleistocenului.

## CONTRIBUȚIUNI PALEONTOLOGICE

Din punct de vedere faunistic, în regiunea noastră este interesantă fauna de Mactre ce se găsește în «orizontul de trecere» (Orizontul Nisipurilor de Mingir) și în Sarmațianul superior, Mactre din care unele sînt forme noi, nedescrise încă.

În fauna «orizontului de trecere» de la Sarmațianul mijlociu la cel superior, adică a «nisipurilor de Mingir» am găsit că prezintă interes formele:

*Mactra naviculata* BAILY
*Mactra mingirensis* n. sp.
*Mactra seducta* SIMIONESCU
*Mactra tapessiformis* n. sp.

În ceea ce privește Mactrele din Sarmațianul superior sînt interesante formele:

*Mactra supernaviculata* N. MAC.
*Mactra intermedia* N. MAC.
*Mactra bulgarica* TOULA
*Mactra orbiculata* N. MAC.
*Mactra orbiculata* var. *tumida* N. MAC.
*Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV

spre a arăta că este o mare identitate între acestea și cele ce sînt cunoscute în mod obișnuit în Sarmațianul superior.

### 1. *Mactra naviculata* BAILY

(Pl. I, fig. 1)

Bibliografie și diagnoză: I. SIMIONESCU (13, p. 153, pl. XI, fig. 31) și N. MACAROVICI (12, p. 504, pl. VI, fig. 1—4).

Exemplarele atribuite acestei specii provin din «orizontul de trecere» adică din «nisipurile de Mingir» și sînt de foarte multe ori identice cu cele descrise și figurate de KOLESNIKOV (15, p. 57, pl. VI, fig. 11 — 16) sub numele de *M. naviculata* BAILY.

Institutul Geologic al României

Această specie se recunoaşte după umbonul ei ascuţit şi după forma ei îngustă, mult alungită şi subţiată spre partea posterioară. Prin acest ultim caracter se poate deosebi uşor de alte Mactre, care au partea posterioară puţin alungită. Ţîţîna este prevăzută cu dinţi relativ robuşti. Este de observat că conturul valvelor variază cu vîrsta, adică nu se mai păstrează acelaşi la valvele mari. Dimensiuni: lungimea 19 mm; înălţimea 13,5 mm; grosimea 4 mm.

### 2. *Mactra mingirensis* n. sp.

(Pl. I, fig. 2—3)

1903. *Mactra podolica* LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11—14).
1925. *Mactra eichwaldi* KOLESNIKOV (15, p. 3).
1935. *Mactra eichwaldi* (KOLESNIKOV non JIJTCHENKO) N. MACAROVICI (12, p. 500, pl. IV, fig. 7—8, 10).

Valve subţiri, inechilaterale, alungite, carenate, uşor bombate, croşetul mic şi îndreptat înainte. Partea anterioară şi cea ventrală curbată, cea posterioară truncată. Platoul cardinal cu dentiţie subţire, lamelară. În valva stîngă, dintele cardinal mic şi bifurcat. Dintele lateral anterior foarte mic şi lamelar, cel lateral posterior tot lamelar, însă mult mai lung decît cel anterior. În valva dreaptă doi dinţi mici cardinali, un dinte mic lamelar lateral anterior şi doi dinţi laterali posteriori scurţi şi lamelari. Impresiunile musculare foarte superficiale, linia paleală fină.

Specia aceasta, care se întîlneşte în cantităţi importante în « orizontul de trecere » (orizontul Nisipurilor de Mingir), este aproape identică cu Mactrele figurate de LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11 — 14) şi care provin din colecţia lui EICHWALD, fiind culese de acest autor din regiunea Pîrîului Jagorlyk afluent pe stînga Nistrului şi care se varsă în acesta la nord de Dubosari, (U.R.S.S.).

*Mactra mingirensis* n. sp. pare a deriva din *M. podolica* COBÎLCESCU cu care are, după aspect, unele afinităţi. *M. mingirensis* n. sp. caracterizează păturile de trecere dintre Sarmaţianul mijlociu şi cel superior. A fost colecţionată de noi de la Voloseni, din nisipurile din D. Largii.

Această specie am descris-o întîi (12) sub numele de *M. eichwaldi* KOL. (non JIJTCHENKO), judecînd după faptul că KOLESNIKOV (16, p. 3) a dat acest nume pentru formele figurate de LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11 — 14) şi provenite din regiunea Pîrîului Jagorlyk, dar care nu au nimic comun cu formele figurate de JIJTCHENKO (14) în 1934, sub numele de *M. eichwaldi* LASK. şi apoi de KOLESNIKOV (15), în 1935, sub acelaşi nume şi care reprezintă cu totul altă formă. *M. mingirensis* n. sp. nu are nimic comun nici cu *M. eichwaldi* LASK., descrisă şi figurată de I. SIMIONESCU (13, p. 155, pl. IX, fig. 150, text). Dimensiuni: lungimea 11 — 22,6 mm; înălţimea 8,7 — 15,7 mm; grosimea 2,3 — 4,8 mm.

Institutul Geologic al României

### 3. *Mactra seducta* (KOL.) SIMIONESCU
(Pl. I, fig. 4—6)

1940. *Mactra seducta* (KOL.) I. SIMIONESCU (13, p. 150, pl. XI, fig. 16—17).

Unele exemplare de *Mactra* de talie mică, din « nisipurile de Mingir » se apropie foarte mult de formele figurate de I. SIMIONESCU sub numele de *M. seducta* KOL. Formele prezentate însă de acest autor nu sînt identice cu cele figurate şi descrise sub acest nume de KOLESNIKOV (15) din Caucaz, lipsindu-le prelungirea caracteristică a unghiului inferior posterior.

Dimensiuni: lungimea 13 — 15 mm; înălțimea 11 — 13,5 mm; grosimea 4 — 5 mm.

### 4. *Mactra tapessiformis* n. sp.
(Pl. I, fig. 7—10)

Valve mici bombate, groase, alungite, partea lor anterioară foarte scurtă în comparație cu cea posterioară. Conturul valvei se apropie foarte mult de cel al valvelor de *Tapes gregarius* var. *dissita* EICHW. Croşetul este dat mult spre partea anterioară. Liniile de creştere de la exterior sînt subțiri şi inegale.

Țîțîna este prevăzută cu dinți mici, dar viguroşi. În valva stîngă dintele cardinal este mic; la fel şi dinții laterali care sînt alungiți. În valva dreaptă dintele cardinal este mai mic decît cel din valva stîngă. În schimb, dintele posterior intern este mai viguros decît cel din valva stîngă. Dintele lateral extern din valva dreaptă este subțire şi deabia observabil.

Această specie se întîlneşte relativ des în « orizontul nisipurilor de Mingir ».

Dimensiuni: lungimea 16 — 17,5 mm; înălțimea 11,5 — 13 mm; grosimea 4,5 — 5 mm.

### 5. *Mactra supernaviculata* N. MAC.
(Pl. I, fig. 11)

1935. *Mactra supernaviculata* N. MACAROVICI (12, p. 507, pl. VI, fig. 25—29).
1940. *Mactra supernaviculata* N. MACAROVICI (1, p. 216, pl. I, fig. 7—12).

Acestei specii aparțin unele exemplare de *Mactra* pe care le-am găsit în lumaşelul de la Hoceni, precum şi în « orizontul nisipurilor de Mingir ».

Formele tinere ale acestei specii sînt aproape identice cu cele de *Mactra* cfr. *subcaspia* ANDR., descrise din Sarmațianul mijlociu de către I. SIMIONESCU (13, p. 157, pl. VII, fig. 57).

Dimensiuni: lungimea 17,5 mm; înălțimea 12 mm; grosimea 2,5 mm.

### 6. *Mactra intermedia* N. MAC.
(Pl. I, fig. 12—15)

1935. *Mactra intermedia* N. MACAROVICI (12, p. 507, pl. VII fig. 11—12).

În « Nisipurile de Mingir » se găsesc destul de multe valve de *Mactra* care, se apropie de această specie, diferind de forma tipică prin mici variațiuni. Unele din aceste variații tind către *Mactra bulgarica* var. *elongata* N. MAC.

Institutul Geologic al României

Dimensiuni: lungimea 11,5 — 16 mm; înălțimea 8,4 — 12 mm; grosimea 1,9 — 3,5 mm.

### 7. *Mactra bulgarica* Toula

Bibliografie și diagnoză: I. Simionescu (13, p. 150—151, pl. XI, fig. 18—21, 25).

Cele mai tipice exemplare pentru regiunea noastră le-am întîlnit în lumașelul de la Hoceni.

### 8. *Mactra orbiculata* N. Mac.

1935. *Mactra orbiculata* N. Macarovici (12, p. 507, pl. VII, fig. 1—4).
1940. *Mactra orbiculata* N. Macarovici (1, p. 216, pl. 1, fig. 16—19).

În lumașelul Sarmațianului superior de la Hoceni, cum și în nisipurile de aceeași vîrstă, din D. Largii, de la Voloseni, se găsesc o serie de Mactre care sînt identice cu această specie.

### 9. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. Mac.

1935. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. Macarovici (12, p. 508, pl. VII, fig. 5—10).
1940. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. Macarovici (1, p. 217, pl. I).

Această varietate se poate identifica atît în lumașelul de la Hoceni, cît și în nisipurile de aceeași vîrstă din D. Largii de la Voloseni.

### 10. *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. Pavlov

(Pl. 1, fig. 19)

1935. *Mactra sinzowi* A. P. Pavlov, N. Macarovici (12, p. 506, pl. VII, fig. 19—24).
1940. *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. Pavlov, N. Macarovici (1. p. 215, pl. I, fig. 1—6).

Sînt unele forme mai rar întîlnite în lumașelul de la Hoceni, care sînt identice cu această varietate. Formele noastre au valvele relativ subțiri; sînt de talie mică, slab carenate, echivalve, cu coaste de creștere regulate pe partea lor externă. Dentiția este identică cu cea de formă tipică.

Dimensiuni: lungimea 15 mm; înălțimea 12 mm; grosimea 3 mm.

## CONCLUZII GENERALE

În regiunea de la sud de Huși, dintre V. Elanului și Prut, se întîlnesc următoarele formațiuni geologice: Sarmațianul mijlociu (Basarabianul), Sarmațianul superior (Khersonianul), Meoțianul și Cuaternarul. Ca o particularitate, între Basarabian și Khersonian se găsește un « orizont de trecere », pentru care am propus denumirea de « orizontul Nisipurilor de Mingir ». Acest orizont se caracterizează prin *Mactra mingirensis* n. sp., *M. tapessiformis* n. sp. și *M. naviculata* Baily.

Institutul Geologic al României

Meoțianul se caracterizează prin faciesul argilo-nisipos, cu fauna de Pikermi așa de bine cunoscută în sud-estul Uniunii Sovietice.

În Cuaternar este de remarcat prezența formei *Corbicula fluminalis* MÜLLER pe terasa inferioară a Prutului, ceea ce ne arată persistența acestei forme pe Prut, pînă în Pleistocenul superior.

## BIBLIOGRAFIE

(privind regiunea Huși—Fălciu)


1. N. MACAROVICI. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale (U.R.S.S.). *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXVI, fasc. 1, p. 177—404, Iași, 1940.
   — Asupra depozitelor pliocene din sudul Moldovei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.* Ser. III, T. VI, p. 151—168. București, 1929.
2. — Asupra faunei de mamifere terțiare de la Giurcani, jud. Fălciu. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șr.* Ser. III, T. XIV, p. 149—155. București, 1938.
3. M. DAVID. Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, p. 75—219, București, 1922.
4. ION ATANASIU. Contributions à la géologie des Pays moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 147—173. București, 1940.
5. — Le Sarmatien du Plateau Moldave. *An. Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.* Ser. III, T. XX. București, 1945.
6. W. LASKAREW. Die Fauna der Buglowka-Schichten in Volhynien. *Mém. du Comité Géologique*, Nouvelle série, Livr. 5. St. Pétersb., 1903.
7. I. SIMIONESCU. Hipparion gracile en Roumanie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, II, p. 1—3. Iași, 1902.
8. — Sur quelques Mammifères fossiles trouvés dans les terrains tertiaires de la Moldavie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, III, p. 21—25. Iași, 1904.
9. R. SEVASTOS. Limita Sarmațianului, Meoțianului și Ponțianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* IX, p. 382—298, București, 1915—1922.
10. N. MACAROVICI. Sur certains Mammifères fossiles trouvés dans le bassin de Comănești-Bacău. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXVI, fasc. 1, p. 1—10. Iași, 1941.
11. — Asupra vîrstei geologice a Basinului Comănești, jud. Bacău, *Rev. Șt. « V. Adamachi »*, XIX, Nr. 1, p. 74—75. Iași, 1943.
12. — Les Mactres sarmatiques de l'Est et du Sud-Est de la Roumanie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXI, p. 497—513. Iași, 1935.
13. I. SIMIONESCU et I. Z. BARBU. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* III. București, 1940.
14. V. JIJTCHENKO (ZHIZHCENKO). Mollusca from the Miocene of Ciscaucasia. *Transaction of the Geol. Inst.* Ser. A, Fasc. 38. Leningrad, 1934.
15. V. KOLESNIKOV. Sarmatische Mollusken *(Paläontologie der U.R.S.S.*, X, Teil 2. Leningrad, 1935).
16. — Mactridae ruskogo miotzena (Les Mactres du Miocène russe). *Mém. du Comité Géol.*, 44, Nr. 9. Petrograd, 1925.
17. A. ALEXEJEW. Animaux fossiles du village Novo Elisavetovka. Odesa, 1915.
18. N. MACAROVICI. Sur les Mactres du Sarmatien supérieur dans la vallée de Cuciurgan, District de Tiraspol (Ukraine) U.R.S.S. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXX, Sect. 2, Fasc. 1—2 (1944). Iași, 1946.


Institutul Geologic al României

## II. REGIUNEA FĂLTICENI—PAŞCANI [1])

Pentru campania de lucru din vara anului 1948, am avut de cercetat Sarmaţianul dintre Siret şi Carpaţi, din cuprinsul fostului judeţ Baia.

Pachetul de strate al acestui etaj, format, în general, din nisipuri, marne, gresii şi oolite gresoase, cînd se găseşte la nord de V. Şomuzul Mare, aparţine subetajului Volhynian (Sarmaţian inferior). La sud de valea acestui pîrîu se arată, din ce în ce mai mult, o zonă de trecere spre Sarmaţianul mediu (Besarabian), care apare limpede începînd de pe înălţimile mai mari din regiunea Tătăruşi—Uideşti—Ciumuleşti, către sud.

Baza acestei zone de trecere se caracterizează prin nisipuri cu intercalaţii de gresii, uneori slab oolitice, în care se găsesc foarte mulţi Ceriţi, valve relativ rare de *Ervilia* şi, destul de frecvent *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC., care în păturile Sarmaţianului mediu dintre Siret şi Carpaţi este foarte frecventă alături de *Mactra fabreana* D'ORB.

Cu cît ne deplasăm spre sudul fostului judeţ Baia, Volhynianul lasă locul Sarmaţianului mediu, peste care, în partea de nord a fostului judeţ Neamţ, apar pe culmile mai înalte nisipuri şi gresii din baza Sarmaţianului superior (Khersonian).

Regiunea de care ne ocupăm a fost studiată sporadic de o serie de autori mai vechi, cum sînt: F. FOETTERLE (1), COBÎLCESCU (2), GRIG. ŞTEFĂNESCU (3), I. SIMIONESCU (4, 5), SAVA ATHANASIU (6, 7, 8), G. MURGOCI (9) şi R. SEVASTOS (10). În timpul din urmă I. Z. BARBU (11) a descris o floră fosilă din marnele cu cărbuni de la Fălticeni, iar C. MARTINIUC publică două note (12, 13) cu date interesante asupra răspîndirii celor trei subetaje ale Sarmaţianului dintre Carpaţi şi Siret.

Să vedem pe rînd acum cele două subetaje sarmaţiene din cuprinsul fostului judeţ Baia.

### SARMAŢIANUL INFERIOR (VOLHYNIANUL)

Pentru a vedea formaţiunea acestui subetaj, să urmărim în primul rînd deschiderile mai importante ce se găsesc pe V. Şomuzul Mic, începînd dela Liteni spre vest. Vom găsi spre NW de această localitate o deschidere bună pe P. Budăi, în apropiere de satul Urlaţi. Aici, chiar în malurile pîrîului, se văd nisipurile cu intercalaţii subţiri de gresii, din care am recoltat multe valve de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*, *Modiola* şi cochilii de *Cerithium*, *Trochus*, etc., asociaţie de faună care ne arată incontestabil Sarmaţianul inferior. Aceste nisipuri stau peste o argilă groasă de vreo 2 m, care iese la zi ceva mai la nord, pe P. Lutului, între Runcani şi Balta Porcului. Acelaşi profil se vede spre nord şi pe V. Racova (Sucevita).

[1]) Independent de voinţa autorului, acest articol n-a fost publicat în *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* din 1948—49.

Institutul Geologic al României

Profilele cele mai bune din regiunea în care ne găsim se pot prinde la Osoiu, pe versantul estic al Pîrîului Velniței și pe P. Glodului, pîrîu care trece prin satul Valea Glodului.

Pe versantul estic al Pîrîului Velniței, adică pe coasta dealului pe care este așezată biserica din Siliștea, vom găsi mai întîi la bază, plecînd din pîrîu, o serie de nisipuri cu Ceriți și cu intercalații dese, subțiri, argiloase, care devin mai puțin argiloase și conțin valve rare de *Ervilia* și de *Tapes*.

Dacă ne ridicăm ceva mai sus, nisipurile încep să conțină intercalații de gresii, din ce în ce mai groase. Nisipurile conțin foarte mulți Ceriți, iar pe la 400 m alt. apar și valve mari de *Tapes* și de *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. Mac.

Pe P. Glodului, profilul se poate urmări începînd de unde iese de sub lehmuri. Aici este următoarea succesiune de strate:

1. La bază, 10 — 15 m de nisipuri cu intercalații subțiri argiloase, care probabil că încep mult mai jos;
2. Gresie în grosime de 1/2 m cu *Tapes*, *Cerithium*, *C. disjunctum*, *C. mitrale*), etc.;
3. Nisipuri cu intercalații argiloase, care au un banc de 5 cm de Ceriți (1 m grosime în total);
4. Nisipuri în care se găsesc mai multe intercalații de gresii pînă la 1/2 m grosime și intercalații subțiri marnoase (în total 25 — 26 m grosime);
5. Pe la aproximativ 400 m alt., alte nisipuri cu intercalații subțiri marnoase (20 m grosime);
6. Gresie sub formă de banc continuu, în grosime de 1/2 m, fosiliferă, cu *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. Mac., așezată cam la 420 m altitudine;
7. Între 420 și 490 m alt., nisipuri cu intercalații subțiri de gresii nefosilifere.

Nisipurile acestea superioare se pot urmări spre nord în D. Mînăstioarei dela sud de Racova și în D. Pîrlita de la sud-est de Mereşti. Deasemeni se pot urmări lateral și nisipurile cu intercalații subțiri argiloase, de la bază, spre apus de Valea Glodului, pe ambele versante ale Văii Șomuzul Mic.

Spre sud de valea acestui pîrîu, Sarmațianul inferior este format la bază, în general, din nisipuri cu intercalații subțiri de argile, fiind scos la zi de eroziune, în mod treptat, de la vest la est.

În această regiune, adică între Șomuzul Mic și Șomuzul Mare, ale căror văi sînt aproape paralele, se poate prinde un profil aproape complet (începînd dela 300 m alt.) la Hîrtop, în D. Ciorsaci și în D. Liniei. Acest profil se poate urmări chiar în lungul șoselei ce merge la Hîrtop, pe coasta Dealului Ciorsaci, și este descris mai jos:

1. La bază, începînd din V. Șomuzului Mare, se văd marne argiloase slab nisipoase, care se ridică pînă la alt. de 310 m, unde se găsește o pînză de apă;
2. Imediat mai sus urmează, pe o grosime de cîțiva metri, nisipuri cu intercalații de gresii, în care se găsesc foarte mulți Ceriți (*C. disjunctum*, *C. mitrale*,

Institutul Geologic al României

*C. rubiginosum)*, la care se adaugă *Cardium gracile* PUSCH, *Donax dentiger* EICHW., etc.

3. Profilul se continuă apoi cu nisipuri fără intercalații gresoase și care devin din ce în ce mai argiloase cu cît ne apropiem de altitudinea de 390 m. În aceste nisipuri sînt foarte mulți Ceriți *(C. disjunctum, C. mitrale, C. rubiginosum* și *Tapes)*, la care se adaugă *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC.

4. De aici, se întîlnesc nisipuri din ce în ce mai puțin argiloase, conținînd aceeași faună.

5. În D. Liniei, la 450 — 455 m alt., urmează o gresie oolitică. În unele locuri, pe suprafața acestei gresii se văd urme de plajă. Fauna este aceeași ca și pînă aici. Această gresie oolitică se întîlnește la aceeași altitudine și în D. Pietrelor, spre NW de satul Hîrtop.

6. Peste gresia oolitică urmează iarăși nisipuri, foarte fosilifere, în care se găsesc cantități mari de Ceriți (rîpa de la Gura Jidovinei).

7. Peste aceste nisipuri se văd, sus pe D. Pietrăria, gresii nefosilifere, cam la 470 m altitudine.

Același profil se poate recunoaște la sud de Hîrtop, în D. Cetățuiei, sau spre nord de acest sat, spre Pleșești, pe coasta nordică a Dealului Vălătucelu.

Un profil asemănător se poate urmări și pe versantul sudic al Văii Șomuzul Mare, între satele Șoldănești și Huși, recunoscîndu-se aceeași succesiune de pături în Dealurile Ciorsaci, Belșugul, Făgețel (din vecinătățile imediate ale satului Lecușești), cum și în D. Viei și în D. « La Rupturi », dela sud-est de satul Huși, cu singura deosebire că atît nisipurile ce se găsesc mai jos cît și cele ce se găsesc mai sus de aceasta, conțin și intercalații subțiri de gresie.

Deschideri foarte bune se întîlnesc deasemenea între Arghira și Dolheștii Mari. Cea mai bună deschidere apare pe P. Muscalului, care se găsește între D. Arghira și D. Muncelul. Profilul de aici se deschide între 290 și 410 m alt. și are următoarea succesiune de pături:

1. La bază, cca 10 m de nisipuri cu intercalații de gresii, uneori ușor oolitice și în care am găsit mulți Ceriți;

2. Marne albăstrui (15 — 20 m grosime) cu intercalații subțiri nisipoase, în care se văd bancuri subțiri și neregulate de Ceriți și de Ervilii și pe a căror față superioară apare o pînză de apă;

3. Nisipuri cu intercalații de gresii, în care am găsit mulți Ceriți și *Tapes*, foarte rar *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. (în total cca 70 — 80 m grosime).

Aceeași succesiune de strate se poate vedea și pe P. Gheorghe, adică pe coasta vestică a Dealului Arghirii, unde am recunoscut valve de *Ervilia* în nisipurile de pe la 330 m alt.

Același profil se poate prinde și cu vreo 2 km mai la E, în D. Vlaicului de la S de Dolheștii Mari.

Institutul Geologic al României

Pentru partea inferioară a profilelor din regiunea satului Dolheştii Mari să cercetăm succesiunea de pături ce se arată pe P. Chieşului, afluent pe stînga Pîrîului Dudiului, dela răsărit de acest sat.

Aici profilul se deschide între 280 şi 320 m alt. după cum urmează:

1. La bază, 8 — 10 m de marne argiloase albăstrui cu intercalații nisipoase, care dau o pînză de apă; marne în partea superioară a cărora se găsesc 4 — 5 intercalații subțiri de 2 — 3 cm de cărbuni;
2. Nisipuri cu intercalații de gresii cu Ceriți (4 — 5 m grosime);
3. Marne argiloase cu intercalații subțiri nisipoase şi care dau o a doua pînză de apă (în total 3 — 4 m grosime);
4. Nisipuri cu Ceriți şi intercalații subțiri de gresii (cca 7 — 8 m grosime);
5. Un banc de gresie cu puține fosile, gros de 1 — 2 m;
6. Nisipuri cu Ceriți şi cu intercalații subțiri de gresii (10 — 15 m grosime).

Continuarea acestui profil se poate prinde la NW de Dolheştii Mari, în D. Văratic, unde apar nisipuri cu intercalații de gresii cu Ceriți şi *Tapes*, începînd de pe la 320 m alt. în sus. Însă, între 400 şi 420 m alt., apare o gresie oolitică în care se găseşte oarecum mai des *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. Mac. Mai sus urmează alte nisipuri cu intercalații grezoase, care sînt cu atît mai puțin fosilifere cu cît ne apropiem de altitudinea de 456 m.

În spre răsărit, pe V. Şomuzul Mare, eroziunea descoperă din ce în ce mai mult baza Sarmațianului inferior. Aşa de ex., la sud de Dolheştii Mici, în D. Bostăneşti, sub Poiana Curătura, profilul începe de la 260 m alt. prin nisipuri cu intercalații subțiri de gresii cu Ceriți (în total cca 10 m grosime). Aceste gresii au o înclinare spre sud de 5 — 6 grade. Probabil însă că nu este decît un deranjament absolut local, fiindcă astfel de înclinări n-am mai întîlnit în altă parte a regiunii.

Imediat deasupra urmează cam 20 m de nisipuri argiloase, apoi nisipuri cu intercalații subțiri de gresii, în care se găsesc Ceriți, pînă pe la 350 m altitudine.

La nord de Dolhasca, între acest sat şi Poiana Răftianului, cam la 340 — 350 m alt., apar oolite cu *Ervilia* asemănătoare cu cele din Sarmațianul inferior din fostul județ Dorohoi.

Deasupra acestor oolite urmează nisipuri cu intercalații gresoase cu Ceriți şi *Tapes*.

În concluzie, putem spune că profilele de pe Şomuzul Mare, începînd de la bază, cam de la 260 m şi pînă la 400 m alt., cuprind nisipuri, gresii şi marne argiloase cu *Ervilia*, care nu pot fi atribuite decît Sarmațianului inferior. Peste 400 m altitudine începe a se desemna o zonă de trecere spre Sarmațianul mediu. Această zonă se prinde mai bine la sud de V. Şomuzul Mare, în regiunea Uideşti.

Dacă acum ne vom întoarce şi vom urmări profilele de pe Şomuzul Mare dela Lecuşeşti spre apus, vom găsi întîi în Dealurile Şoldăneşti şi Spătăreşti, dela SE de Fălticeni, acelaşi profil ca în D. Ciorsaci de la Hîrtop.

Institutul Geologic al României

Important este aici faptul că pe P. Buciumeni, care curge printre Dealurile Şoldăneşti şi Spătăreşti, din marnele de la baza profilului, I. Z. BARBU a descris (11) următoarea floră fosilă: *Osmunda* cfr. *regalis* L., *Glyptostrobus europaeus* HEER, *Betula oxydonta* SAP., *Corylus Mac-Quarrii* FORB., *Carpinus grandis* UNG. şi *Rhamnus gaudini* HEER.

Succesiunea de marne argiloase la bază, apoi de nisipuri cu Ceriţi şi cu intercalaţii gresoase, ce se ridică pînă la altitudinea de cca 350 m, iar deasupra acestora alte nisipuri cu Ceriţi, care sînt argiloase pînă pe la 390 m alt. şi mai puţin argiloase spre cota de 400 m, se poate întîlni în toate dealurile de pe versantul stîng al Văii Şomuzul Mare, dintre Şoldăneşti şi Buneşti. Această succesiune de pături se vede în Dealurile Holmu, Ţarna Mare, Dealul lui Vodă, D. Toloaca, D. Buneşti şi D. Nimircenilor.

În D. Buneşti, pe la 340 m altitudine, se găseşte un banc de gresie care a fost exploatat în carieră altădată, iar mai sus, pe la 350 m altitudine, apar nisipuri cu Ceriţi (comuni *Cerithium mitrale*) şi cu *Trochus pictus*, *Cardium obsoletum*, *Donax lucidus*, forme care ne dovedesc prezenţa Sarmaţianului inferior.

Dacă vom trece acum pe versantul drept al Văii Şomuzul şi vom urmări P. Rîtu spre Rădăşeni, vom găsi la baza profilului tot marne argiloase. Mai sus, începînd de pe la 310 m alt., apar nisipurile cu Ceriţi, care au unele intercalaţii de gresii la bază şi care mai sus devin argiloase. Nisipurile cu Ceriţi (în care sînt comuni *C. mitrale* şi *C. lignitarum*), se văd bine deschise la intrarea în Rădăşeni, pe drumul ce vine de la Fălticeni, apoi în D. Cetăţuia şi la izvoarele Pîrîului Rîtu. Începînd de pe la alt. de 390 m, atît gresiile cît şi nisipurile superioare conţin destul de des, pe lîngă Ceriţi (*C. lignitarum*, *C. mitrale*, etc.) şi *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. Aceste nisipuri superioare se văd atît în D. Cetăţuia cît şi la W de Rădăşeni, « La Rupturi ».

Spre NW de Rădăşeni Sarmaţianul devine nefosilifer. Pe toate pîraiele ce dau în văile afluente Şomuzului Mare, cum sînt văile: Lămăşanca, ce trece prin satul Lămăşeni, apoi V. Borghineşti, care trece prin satele Mihăeşti, Rotopăneşti, şi Pîrîul Iazurilor, care vine dinspre Horodniceni, ori Pîrîul Hranita care vine dinspre Boteşti, Lucăceşti, acest etaj lasă să se vadă numai nisipuri argiloase, iar pe culmile dealurilor ce trec de 390 m altitudine se văd şi nisipuri cu intercalaţii de gresii, însă nefosilifere (de ex. Dealul Trifan, dintre Horodniceni şi Răbîia, ori dealul de la vest de Lămăşeni).

Către W însă, nisipurile superioare devin foarte repede din nou argiloase, iar la Corlata, începînd de la 520 m alt., conţin intercalaţii destul de groase de prundişuri. Mai spre W, în Vîrful Ciungilor, aceste argile devin uşor roşcate şi în acelaşi timp nisipoase şi conţin foarte mari cantităţi de prundişuri verzui pliocene. Imediat la W de Vîrful Ciungilor, Sarmaţianul trece transgresiv peste Mediteranean. Începînd din acest punct se poate urmări spre S limita dintre Sarmaţian şi Mediteranean. Această limită a fost trasată de SAVA

Institutul Geologic al României

ATHANASIU (6, 7) și trece pe la W de Capu Cîmpului, la Valea Seacă și apoi printre Drăceni și Mălini, la Păișeni, unde ea se găsește între P. Săcuța și Pîrîul lui Nicorici. Marnele din baza Sarmațianului, cu intercalații foarte subțiri de cărbuni, apar de sub argilele cu prundișuri (din terasele de pe dreapta Moldovei) pe acest din urmă pîrîu la locul zis «Măngălăria Veche», ce se găsește cam la 450 m alt.. Apoi limita dintre Sarmațian și Mediteranean se continuă pe la S de izvoarele Pîrîului Bogata, Dealul lui Ciocan, pe la W de satul Rîșca, prin Dealul Slatinei, pe la W de Dealul Bolăbănosu, Dealul Moisenilor, pe la W și SW de satul Groși, peste D. Căprăriei, adică pînă la NW de Oglinzi, unde ne-am oprit cu urmărirea acestei limite. Contactul dintre Sarmațian și Mediteranean se face prin marne argiloase cu prundișuri verzi la bază.

Marnele din baza Sarmațianului se văd deschise bine în Dealul Bogatei (la Rîpa Băeșilor), la locul zis la « Humărie ». Deasupra acestor marne urmează nisipuri pe o grosime de 80 — 90 m. În aceste nisipuri se găsește o faună bogată din Sarmațianul inferior, formată din Ceriți *(Cerithium mitrale)*, *Tapes*, *Donax* și *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. Pe la 440 — 450 m alt. se găsesc și intercalații de gresii, iar deasupra acestor nisipuri, sus pe deal, la 480 m alt., se văd prundișuri de terasă prinse în argile roșcate. Este vorba de terasa superioară a Moldovei.

Un profil bine deschis pentru Sarmațianul inferior din regiunea satului Bogata se vede în D. Vacei, pe o grosime de vreo 10 m. Deasupra urmează nisipuri cu 2 — 3 rînduri de intercalații de gresii, în care se văd prundișuri cu elemente verzi. În aceste nisipuri se găsesc mulți Ceriți (comun *Cerithium mitrale*). Profilul este deschis aici între 400 și 470 m altitudine.

Același profil se vede și în D. Lingurarilor, pe P. Boului. În acest deal pe la 450 m altitudine, se găsesc intercalații importante de gresii care se ivesc și mai la S spre D. Nant, unde se întîlnesc, în pături de aceeași vîrstă, și nisipuri cu prundișuri cu elemente verzi. Pe versantul nordic al Dealului Lingurarilor, se văd însă prundișuri de terasă la fel cu cele de deasupra Rîpei Băeșilor

Urmînd spre S limita de W a Sarmațianului, vom găsi un profil asemănător. cu cel de la Bogata, la Rîșca, în D. Grîelor. În acest deal se văd la bază, începînd cam de la 390 m altitudine, marne argiloase de vreo 10 m grosime. Deasupra urmează nisipuri pe o grosime de 50 — 60 m, iar mai sus marne nisipoase.

Marnele argiloase de la baza acestui profil apar și spre SE de Rîșca, la aceeași altitudine, pe Pîraiele Moișa și Săcuța.

Tot la altitudinea de 390 m, apar marne la Poiana, pe P. Slatinei, sub D. Lebădei. În acest deal, deasupra marnelor de la bază, urmează nisipuri, care au intercalații de gresii pe la 450 m altitudine și imediat mai sus se găsesc prundișuri de terasă, din terasa superioară a Rîului Moldova. Dacă vom urmări marnele de la baza acestui profil în susul văii Pîrîului Slatinei, vom găsi că trec lateral în alte marne cu prundișuri verzi, iar la locul numit la « Culeșa » se găsește o fîntînă cu apă sărată, care izvorăște din aceste marne cu prundișuri.

Institutul Geologic al României

Dacă vom urmări Sarmaţianul ceva mai la răsărit, pe dreapta Moldovei, îl vom găsi acoperit de formaţiunile de terasă ale acestui rîu, care la bază au marne cenuşii, iar deasupra 1 — 2 m de prundişuri. În regiunea cercetată de noi, aceste formaţiuni se întind între Bogdăneşti şi Aprodul Purice. Tot între Bogdăneşti şi Aprodul Purice trebuie să se găsească şi limita dintre Sarmaţianul inferior şi cel mijlociu, dar acestea se pot urmări mai bine pe stînga Pîrîului Moldova.

## SARMAŢIANUL MEDIU

Primele deschideri ce se pot cerceta pe versantul stîng al Rîului Moldova şi care ne arată Sarmaţianul mediu, sînt cele de la Ciumuleşti, din Dealurile Cireşu şi Capu Dealului.

La baza profilelor din aceste dealuri (care se găsesc pe la 340 m alt.) se pot identifica marne nisipoase, peste care urmează nisipuri ce au în partea lor superioară, pe la 380 m altitudine, mulţi Ceriţi (comun *Cerithium disjunctum*). Mai sus, profilul se completează cu alte nisipuri ce conţin intercalaţii subţiri de gresii şi care se văd la Movileni şi Negrileşti. Dacă vom urmări spre răsărit aceste nisipuri, vom găsi în D. Velniţei (N de Uideşti) şi în D. la Cărpiniş (E de Toleşti) că deasupra lor urmează nişte marne cu intercalaţii dese nisipoase, în care este comună *Mactra fabreana* D'ORB., alături de alte fosile din Sarmaţianul mediu. Aici, în partea inferioară a profilelor, după cum arată şi C. MARTINIUC (13), se găseşte o faună încă din Sarmaţianul inferior, care nu este alta decît cea din zona de trecere dela Sarmaţianul inferior la cel mediu.

În marnele superioare din D. La Cărpiniş (Toleşti) apar, pe la 400 m altitudine, intercalaţii de oolit, de 15 — 20 cm grosime, bine înţeles cu aceeaşi faună ca şi marnele.

Profile, care să ne arate la partea lor inferioară tot Sarmaţianul inferior şi la partea superioară Sarmaţianul mijlociu, se găsesc şi la Tătăruşi. La W de această localitate, pe V. Fundoi, afluentă a Pîrîului Călugărului, se poate prinde, începînd de la altitudinea de 300 m, profilul descris mai jos:

1. Între 300 m şi 330 m altitudine se găsesc marne argiloase deasupra cărora este o pînză de apă. Această marnă se vede şi pe versantul drept al Pîrîului Călugărului.

2. Mai sus, între 330 şi 360 m alt., urmează nisipuri cu intercalaţii lenticulare de gresii, în care se găsesc valve mari de *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC., *Tapes* mari şi mulţi Ceriţi.

3. Între 360 şi 385 m altitudine sînt marne care dau o pînză puternică de apă.

4. De la 385 m la 450 m altitudine urmează nisipuri cu intercalaţii de gresii cu faună din Sarmaţianul mijlociu şi care, spre partea lor superioară, devin argiloase.

Institutul Geologic al României

Stratele din profilul acesta, pînă la 385 m altitudine, aparțin Sarmațianului inferior, adică mai degrabă zonei de trecere dintre Sarmațianul inferior și cel mijlociu, iar cele de deasupra aparțin subetajului ultim, fiindcă mai la răsărit, în D. Mînăstirei dintre Tătărușî și Probota, am recoltat, între 410 și 430 m altitudine, fosile caracteristice Sarmațianului mediu.

Dacă acum vom coborî pe coasta Dealului Mînăstirei spre SE sau dacă vom trece spre N, la Probota, vom găsi același profil ca pe P. Fundoi.

Un profil asemănător se poate stabili și pe versantul drept al Pîrîului Călugărului, precum și mai departe spre S, la Uda, în D. Anuței și în D. Caprianei.

Partea inferioară a profilelor din regiunea aceasta, adică din regiunea Uda—Tătărușî, iese la zi mai la E, în malul Siretului. Aici, la podul dintre Heciu și Lespezi, imediat deasupra apei acestui rîu, se văd argile marnoase din Sarmațianul inferior, cu *Ervilia podolica* EICHW. și *Cardium gracile* PUSCH., menționate de GR. COBÎLCESCU (2) și apoi de I. SIMIONESCU (4). Deasupra acestor marne urmează nisipuri cu intercalații grezoase care se văd în dealul cimitirului de la Heciu, și se continuă apoi mai departe lateral în nisipurile din D. Pietriș, de la răsărit de Tătărușî.

Dacă vom urmări deschiderile ce se găsesc la S de Tătărușî și de Uda, vom găsi că în regiunea Homița, Broșteni, Cristești și Moțca predomină nisipurile marnoase ce se găsesc în partea cea mai superioară a profilelor de la Tătărușî. Deasupra acestor nisipuri marnoase apar, în unele locuri, nisipuri cu intercalații foarte subțiri de gresii, cum este de exemplu în D. Cioatelor, de la S de Broșteni.

Nisipurile acestea superioare marnoase trec mai departe spre S către baza profilelor. Așa le găsim la baza profilelor, la Miroslăvești, pe P. Gruiu. Aici nisipurile marnoase de la bază se ridică pînă la 320 m altitudine. Deasupra urmează nisipuri slab argiloase, cu intercalații de gresii subțiri. Dacă urmărim acest profil pe pîrîu în sus, spre D. Enațu, vom găsi pe la 400 m alt. un oolit gros de 1/2 m, cu faună din Sarmațianul mediu, însă în care predomină *Mactra naviculata* BAILY. Deasupra acestui oolit urmează nisipuri slab fosilifere. C. MARTINIUC (12) se întreabă dacă aici nu este o zonă de trecere faunistică între Sarmațianul mediu și cel superior sau poate chiar baza Sarmațianului superior. Foarte probabil că în D. Enațu nu sînt decît pături din partea cea mai superioară a Sarmațianului mediu, fiindcă Sarmațianul superior se caracterizează chiar de la bază, atît pe Botna cît și în partea mijlocie a fostului județ Fălciu, prin prezența unui număr foarte mare de Mactre mici, de tip special începînd la bază cu Stratele de Mingir.

Nisipurile marnoase de la baza profilului din D. Enațu și nisipurile care urmează deasupra lor, se pot urmări mai la nord, pe dreapta Siretului, între Heciu și Muncel, ieșind de sub prundișurile celor trei terase ale acestui rîu.



Institutul Geologic al României

## TERASE

*Terasele Rîului Moldova.* Am spus mai sus că Sarmaţianul de pe dreapta Moldovei iese la zi, în unele locuri, de sub prundişurile teraselor Rîului Moldova. Pe dreapta acestui rîu se pot identifica toate cele trei terase.

Terasa superioară (100 m) se poate recunoaşte, începînd de la Mălini spre Oglinzi, în prundişurile de pe Dealurile În Ploştine, Coasta Suhei, D. Bogata, D. Lingurarilor, Juhalei, Lungu, Chelboşeni, Boroaia, Buricu lui Dadeş, Tîrzia, Brusturi şi Brusturi — Oglinzi (La Cruce).

Terasa mijlocie (40 — 50 m) se poate recunoaşte în Dealurile (tot dintre Mălini şi Oglinzi) Tuleanului, Cărbunaru, Mieluşoiu, Ierna, Strîmba, Simion, Tilineasca, Creţeni, şi D. Poeni.

Prundişurile teraselor superioară şi medie sînt remaniate, în bună parte, din Sarmaţian.

Terasa inferioară (10 — 15 m) este dezvoltată mai ales între Bogdăneşti şi Aprodul Purice.

Pe stînga Pîrîului Moldova terasele sînt dezvoltate mai puţin. Astfel, terasa superioară se poate recunoaşte între Berchişeşti şi Corlata, precum şi la Ciuhoreni, cea mijlocie la S de Măzăneşti, apoi la Dumbrăviţa, Drăguşeni (Dealurile Harbuzăria şi Hulpoiu), la Cristeşti (D. Leţcanilor), la Miroslăveşti şi la Ciuhoreni.

Terasa inferioară se poate identifica în tot lungul acestui rîu între Fîntîna Mare şi Nisporeşti.

*Terasele Siretului.* Singurul autor ce s-a ocupat de aceste terase a fost R. Sevastos (10), care găseşte însă cinci terase; de fapt se pot identifica numai trei. Terasele studiate de Sevastos sînt cele din regiunea Paşcani.

Terasa superioară se poate urmări începînd de la Probota spre S şi pietrişurile ei se văd pe Dealurile Ţiganului (Probota), Pietriş (Tătăruşi), Pietriş şi Ruja (Conţeşti), iar de la Valea Seacă spre S se văd peste tot pînă la Muncelu.

Terasa medie. Această terasă se desenează ca o a doua treaptă începînd de la Probota, din D. Colacului, spre S, la Heciu, în D. Dudiului, de unde începe a se arăta ca o treaptă largă pînă la 2 km, pe la răsărit de satele Conţeşti, Valea Seacă, Topile, Gîşteşti, Broşteni, Sodomeni, Brăteşti şi Muncelu pînă la Hălăuceşti, unde se uneşte cu terasa mijlocie a Rîului Moldova. Terasa mijlocie se poate identifica şi la N de Heciu, pînă la Liteni—Stirbăţ.

Terasa inferioară. Această terasă a fost observată şi de Sevastos (10) la Fîntînele, la N de Paşcani. La S de această localitate se poate identifica în tot lungul Siretului, începînd de la N de Stolniceni şi pînă la Luncaşi. La baza acestei terase se găsesc marne sarmaţiene în grosime de cca 10 m. Suprafaţa superioară a acestor marne este marcată de o pînză puternică de apă. Deasupra marnelor urmează cca 1 m de conglomerate de terasă, peste care urmează un

Institutul Geologic al României

lehm nisipos în grosime de 7 — 8 m. Terasa inferioară se poate identifica și la N de Pașcani pînă la Liteni.

## TECTONICA REGIUNII

Din punct de vedere tectonic nu se pot întrezări, în regiunea studiată, nici un fel de structuri tectonice.

În general, stratele Sarmațianului dintre Siret și marginea Mediteraneanului din Subcarpați sînt înclinate cu un grad spre SE. Pe V. Șomuzului Mare se observă numai într-un singur loc o înclinare mai accentuată (de 5 — 6°, fără a schimba direcția normală) a unor gresii de la baza profilului, din partea de apus a Dealului Bostănețu, de la Dolheștii Mici, caz care nu se mai repetă în regiunea noastră, rămînînd ca un deranjament cu totul local. Pe marginea de apus a Sarmațianului se observă în unele locuri, la contactul cu Mediteraneanul, ondulațiuni foarte slabe, ca un reflex al mișcărilor Mediteraneanului, cum este de exemplu la Slătioara sau în vecinătatea Culmii Pleșului, W de Oglinzi.

Gresiile oolitice care se întîlnesc numai între Șomuzul Mic și Șomuzul Mare, din cauza eroziunii, nu sînt sub forma unor bancuri continui, iar spre S trec lateral în gresii normale, așa că nu se pot lua ca un strat-reper sigur.

Aceste gresii oolitice apar întîi la Hîrtop, în D. Liniei, în D. Pietrăriei și în D. Pietrelor, cam la 450 — 460 m altitudine. Aceleași gresii oolitice se găsesc apoi în D. Văratec, la Dolheștii Mari, la 410 m altitudine, apoi spre SE, la Dolhasca, în dealul de la N de această localitate. De aici se vede că acest oolit are o cădere de cca 100 m spre SE, pe o distanță liniară de 18 km, adică 5,5 m pe km, ceea ce înseamnă mai puțin de 1/2 grad.

Spre sud de V. Șomuzul Mare acest oolit nu se mai regăsește.

## CONCLUZII

Regiunea studiată de noi aparține, din punct de vedere al vîrstei, Sarmațianului inferior și mediu. Limita dintre aceste două subetaje trece prin regiunea Tătărași—Uideşti—Ciumulești și Boroaia. Între cele două subetaje se poate întrezări, din punct de vedere faunistic, o zonă de trecere.

Din punct de vedere tectonic stratele Sarmațianului din regiunea noastră au o înclinare generală de cca 1/2 grad spre SE, cu unele mici excepții care nu sînt deranjamente locale.

## BIBLIOGRAFIE

(privind reg. Fălticeni—Pașcani)

1. FOETTERLE F. Die Verbreitung der sarmatischen Stufe (Cerithien-Schichten) in der Bukowina und der nördlichen Moldau. *Verh. d. k. k. Reichsanstalt*, Nr. 16, 1870, pag. 318.
2. COBÎLCESCU GR. Studii geol. și paleont. ale unor tărîmuri terțiare. *Mem. Șc. Militare din Iași*, 1883.



Institutul Geologic al României

3. ŞTEFĂNESCU GR. Relaţiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1885. *Anuarul Biroului Geologic.* III. Bucureşti, 1888.
4. SIMIONESCU I. Descrierea cîtorva fosile terţiare din nordul Moldovei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi,* Nr. 6. Bucureşti, 1901.
5. — Contribuţiuni la Geologia Moldovei dintre Siret şi Prut. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi,* Nr. 9. Bucureşti, 1903.
6. ATHANASIU SAVA. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ost-Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt,* 1899, Nr. 5.
7. — Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Raport asupra activităţii Inst. Geol. Rom.* 1 Aprilie 1908—1 Ianuarie 1910. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, 1910, pag. XXX – XLVII.
8. — Zăcămintele de cărbuni din districtul Suceava. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.,* Vol. VIII. Bucureşti, 1925.
9. MURGOCI G. Studii geologice şi hidrologice în jurul oraşului Fălticeni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti. 1912.
10. SEVASTOS R. Les terrassses de la vallée du Séreth (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* Série 4, T. 3. Paris, 1903.
11. BARBU I. Z. Contribuţiuni la cunoaşterea florei fosile din Podişul Moldovei. *Ac. Rom. Mem. Secţ. Şt.* III, T. X. Bucureşti, 1934.
12. MARTINIUC C. Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Séreth et les Carpathes *An. Sc. de l'Univ. de Jassy, Sect. scient.* XXXI, 1948, Iaşi.
13. — Date noi asupra evoluţiei paleogeografice a Sarmaţianului din partea de W a Podişului Moldovenesc. *Rev. Şt. « V. Adamachi »,* XXXIV, Nr. 3, 1948, Iaşi.

## III. REGIUNEA RĂDĂUŢI—SUCEAVA

Regiunea cercetată de noi în anul 1949 începe de la hotarul nordic al fostului judeţ Baia şi se continuă spre N şi E, pînă în R. Suceava, iar la W pînă în Subcarpaţi, unde se găseşte de fapt şi limita vestică a Sarmaţianului.

Întreaga suprafaţă, aşa după cum am delimitat-o, aparţine Sarmaţianului inferior şi a fost menţionată numai în treacăt de către autorii mai vechi, cum sînt: D. STUR (1), F. FOETTERLE (2), K. PAUL (3), J. NIEDZWIEDZKI (4, 5, 6) şi SAVA ATHANASIU (7).

Stratele acestei formaţiuni sînt înclinate foarte slab spre SE şi la marginea lor vestică sînt transgresive peste Mediteraneanul din Subcarpaţi. Această transgresiune este marcată de o linie uşor sinuoasă care începe dela SW de Vicovul de Jos, din Dealul Malului şi trece apoi pe la SE de acest sat la W de Voitinelu, continuîndu-se apoi pe la W de Horodnicul de Jos, la Margine a apoi pe la W de Lichtenberg—Clit, pe la E de Solca, pe la E de Solonetul Nou, pe la NE şi E de Cacica, urmînd apoi traseul căii ferate spre Păltinoasa pînă în V. Moldovei, la Capu Codrului.

Un profil bun, care să ne arate această transgresiune, se găseşte la N de gara Strigoaia, chiar în lungul căii ferate, între km 26,7 şi km 27, care a fost menţionat în treacăt şi de J. NIEDZWIEDZKI (6, pag. 66). Iată acest profil:

Institutul Geologic al României

1. La bază, începînd din P. Blîndețului, marne încreţite şi cu intercalaţii de gresii micacee, verzui, care se ridică pe versantul estic al acestui pîrîu, vre-o 40 — 50 m;

2. Gresii cu intercalaţii nisipoase şi cu structură încrucişată (cuprinzînd şi puţin prundiş), fosilifere, conţinînd valve foarte friabile de *Tapes* şi *Cardium* (total cca 10 m grosime);

3. Marne cu intercalaţii subţiri de gresii şi gipsuri remaniate, cele din urmă în grosime de 2 — 3 cm (în total cca 2 m grosime);

4. Gresii cu structură încrucişată şi cu intercalaţii slabe de prundiş (grosime totală cca 10 m);

5. Nisipuri, uneori tot cu structură încrucişată, cuprinzînd intercalaţii rare şi subţiri de prundişuri (cca 20 m grosime).

Marnele de la bază aparţin Mediteraneanului subcarpatic (Helveţianului) dînd în două locuri, foarte aproape de profilul nostru, izvoare sărate cu un debit mic în partea lor cea mai de jos, lîngă apa Pîrîului Blîndeţului.

Stratele 2, 3, 4 şi 5 aparţin incontestabil Sarmaţianului inferior. Pentru a vedea formaţiunea acestui subetaj în regiunea noastră, trebuie să urmărim mai întîi deschiderile cele mai importante de pe dreapta Văii Suceava, între Chilişeni şi Vicovul de Jos şi apoi deschiderile de pe afluenţii acestei văi.

*Valea Sucevei.* Prima deschidere de seamă, care se vede pe dreapta Sucevei, începînd din aval spre amonte, este pe D. Uadici, situat la SE de Udeşti. Aici profilul începe de la bază, cam de pe la 300 m alt., cu marne nisipoase care ţin pînă aproape de 400 m alt. Mai sus, urmează apoi nisipuri cu mulţi Ceriţi şi *Tapes*. Partea cea mai de jos a profilului este acoperită de terasa inferioară a Sucevei. Marnele argiloase de la baza acestui profil apar spre W, în diferite deschideri mai mici, la Poiana, Silioana şi Reuseni. Deasupra acestor marne apar la S de Plăvălari, nisipurile superioare, menţionate mai înainte, conţinînd valve foarte friabile de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium* şi *Mactra*. Aceleaşi nisipuri se văd şi ceva mai la NW, în D. Feţelor, în care am recunoscut resturi de *Tapes* şi de *Cerithium*. Tot acelaşi nisip se vede şi mai la W, în D. Hîrtopu. Dacă coborîm, însă, coasta dealului, în satul Bosancea se observă, în aceste nisipuri, intercalaţii de gresii nefosilifere, galbene-cenuşii.

Mai jos, spre R. Suceava, dăm de aceleaşi marne nisipoase cunoscute dela Uideşti. La baza lor însă, sub alt. de 300 m, chiar în albia Sucevei şi sub terasa inferioară a acestui rîu, apar alte gresii care au, din loc în loc, intercalaţii subţiri nisipoase.

Mai interesant este profilul de pe P. Cetăţii, la Suceava, între Cetate şi Uzina electrică, profil care începe cam de la 280 m alt. şi este următorul:

1. La bază marne nisipoase, nefosilifere (5 — 6 m grosime);

2. Nisipuri cu intercalaţii rare şi subţiri de gresii friabile, cu forme mici de: *Ervilia*, *Donax*, *Cardium* şi *Tapes* (total cca 25 — 30 m grosime);

Institutul Geologic al României

3. Gresii galbene-cenuşii, nefosilifere, bine descoperite în aval de podul de la Uzina electrică (total cca 10 m grosime);

4. Marne nisipoase (cca 30 — 40 m grosime).

Acest profil se poate recunoaşte şi în deschiderile de pe V. Şcheia, de la comuna Sf. Ilie Vechi şi dela Şcheia, cum şi de la W de Buninţi şi Mihoveni.

Nisipurile de la punctul 2, din profilul nostru de mai sus, se văd bine deschise şi în dealul de la E de Costîna, unde cuprind foarte mulţi Ceriţi.

Aceleaşi nisipuri, cu intercalaţii rare de gresii, se văd deschise şi în D. Osoiu, de la Părhăuţi, unde cuprind *Cardium*, *Tapes* şi Ceriţi.

Lateral, spre NW, aceste nisipuri devin foarte marnoase; spre partea lor superioară dau o pînză însemnată de apă, cum este pe versantul sudic al Dealului Cioata, de la W de Milesăuţii de Sus.

Aceeaşi trecere laterală a acestor nisipuri, în marne relativ nisipoase, se vede şi spre W, adică spre limita vestică a Sarmaţianului, cum este la Clit şi la W de Volovăţ.

În D. Ursoaiei, de la SE de Horodnicul de Sus, Sarmaţianul se prezintă din nou nisipos-gresos, dar cu intercalaţii marnoase, subţiri şi dese, la bază.

La nord, cu totul excepţional, stratele sarmaţiene din D. Ursoaiei au o înclinare de 35° spre SW, fapt care nu s-ar putea interpreta decît ca o alunecare în masă, fiindcă înclinarea generală a acestei formaţiuni este de cca 1° către SE. Deasupra nisipurilor sarmaţiene din acest deal sînt prundişuri de erasă. În deschiderile de la Vicovul de Jos, din D. Leahului, apar aceleaşi nisipuri sarmaţiene, marnoase spre bază şi cu intercalaţii gresoase spre partea lor superioară, conţinînd *Tapes*, *Ervilia* şi Ceriţi.

În toată regiunea dintre Horodnicul de Sus şi Vicovul de Jos, Sarmaţianul trece lateral în marne spre vest, adică spre limita estică a acestei formaţiuni.

Dacă vom urmări acum Sarmaţianul pe versantul stîng al văii Suceava, vom găsi tot aceeaşi succesiune obişnuită de strate, adică:

1. Marne nisipoase, la bază;
2. Nisipuri cu intercalaţii de gresii;
3. Marne nisipoase (cam pe la 400 m alt.);
4. Din nou nisipuri cu intercalaţii de gresii care se pot ridica pînă la altitudinea de peste 500 m.

Partea inferioară a acestei succesiuni de pături apare la Dorneşti şi apoi, aproape în întregime, în dealurile Iancului şi Stînca, de la vest de Grăniceşti.

Dacă vom continua să urmărim profilul nostru spre SE, pe versantul stîng al Văii Suceava, vom găsi că nisipurile ce se găsesc sub altitudinea de 400 m sînt acoperite, începînd cam de la această altitudine în sus de prundişurile terasei superioare a Sucevei. Lucrul acesta se vede la Romîneşti, Iacobeşti, Dănila, Merecei, Dărmăneşti, Pătrăuţi şi Burdujeni.

Institutul Geologic al României

Aici este locul de semnalat faptul că la Burdujeni gresiile de sub altitudinea de 400 m încep să devină oolitice.

*Afluenții de pe stînga Sucevei.* Vom recunoaște succesiunea de strate, arătată mai înainte pe valea Pîrîului Horăiețul, între Găureni și Calafindești-Bălcăuți.

Sus pe deal, la Calafindești, este o carieră mare din care se scoate o gresie cenușie, conținînd valve mari de *Ervilia*, însă în gresiile ce se scot de pe partea nordică a acestui deal, spre Botoșănița, se găsesc: *Ervilia*, *Cardium* și Ceriți.

Același profil, însă cu lipsa părții celei mai superioare, ni-l arată și deschiderile de pe valea Pîrîului Hatna, între Dărmănești și Șerbănești, cum și deschiderile de pe văile pîraielor Pătrăuțanca și Dragomirna, care trec prin satele Pătrăuți și Mitocul Dragomirna.

Dacă vom trece acum spre nord de cumpăna de despărțire a apelor bazinului Pîrîului Horăiețul, în bazinul Siretului, unde D. STUR (1) semnalează, între Verpolea și tîrgul Siret, în marnele de la baza profilului geologic dintre aceste două localități, *Murex sublavatus* BAST., înseamnă că în această regiune rest însă s-ar găsi la baza Sarmațianului inferior, sub nivelul actual de eroziune, Buglovianul. Faptul acesta ne arată că în regiunea noastră Sarmațianul inferior este reprezentat începînd chiar de la baza lui.

*Afluenții de pe dreapta Sucevei.* Pentru a vedea dezvoltarea Sarmațianului spre vest de R. Suceava trebuie să urmărim văile pîraielor Solca, Soloneț și Ilișești.

Valea Solca. Această vale importantă, care are direcția WSW—ENE, este săpată începînd de la ieșirea sa din localitatea Solca și pînă aproape de Arbore, numai în marne. Spre partea lor superioară, acestea conțin prundișuri breciforme, trecînd transgresiv la vest peste Mediteranean, ceva mai sus de curba de nivel de 500 m. Însă, în aval de intrarea în satul Arbore, ele trec lateral în nisipuri cu intercalații subțiri de gresii, așa că la S de Arbore, în D. Cașvana, vom găsi la baza profilului, marne nisipoase care se ridică pînă pe la altitudinea de 375 m iar deasupra urmează nisipuri cu intercalații subțiri de gresii.

Acest profil se poate urmări pe versantul drept al văii pînă la Gura Solcăi. În D. Crincești (dintre Cașvana și Gura olcăi) se găsesc prundișuri de terasă (terasa superioară a Sucevei) în grosime de 1—2 m.

Valea Soloneț. La ieșirea acestei văi din satul Solonețul Nou se poate prinde trecerea transgresivă a Sarmațianului peste Mediteranean. Acesta din urmă este cutat și se vede format dintr-o succesiune de gresii și marne cu gipsuri, chiar lîngă apa pîrîului, pe dreapta acestuia. În fața acestei deschideri, spre N, pe stînga văii, începînd cam de la altitudinea de 500 m în sus, apare Sarmațianul, format din nisipuri galbene feruginoase cu intercalații subțiri

Institutul Geologic al României

de gresii. Sarmaţianul mai apare şi puţin mai la E de deschiderea de care am vorbit mai sus, în care apare Mediteraneanul, pe valea Pîrîului Desmireasa, sub formă de marne nisipoase.

Mai departe, limita dintre Sarmaţian şi Mediteranean trece spre E, paralel cu P. Soloneţ, numai la vreo 7—800 m mai la S de acest pîrîu, aşa că la Părteştii de Sus, în malul drept al Pîrîului Soloneţ, se vede următorul profil (începînd cam de la 400 m alt.):

1. La bază, nisipuri cu intercalaţii dese de marne subţiri şi de gresii subţiri, nefosilifere (total cca 5 — 6 m);

2. Nisipuri cu intercalaţii de gresii şi marne subţiri, foarte fosilifere, cu *Tapes*, *Donax* (cca 15 — 20 m grosime);

3. Marne argiloase (5 — 6 m grosime);

4. Lehm (1 — 2 m).

Dacă trecem acum la Părteştii de Jos, vom găsi pe Rîpa Plaiului, din partea de S a satului, următorul profil:

1. La bază, începînd cam tot de la 400 m alt., nisipuri cenuşii-albăstrui, cu intercalaţii de gresii albăstrui, fosilifere, cu forme mici de: *Mactra*, *Tapes* şi *Cardium* (total 8 — 10 m grosime);

2. Nisipuri galbene, rar fosilifere (10 — 15 m grosime);

3. Argile galbene, nisipoase, nefosilifere, cu intercalaţii rare de prundiş (cca 30 — 40 m grosime).

Începînd de la confluenţa Pîrîului Soloneţ cu P. Varvaţa, spre NE, apare în mod treptat (cu cît nivelul de eroziune coboară) profilul cunoscut de pe V. Sucevei.

Acelaşi lucru se întîmplă şi pe V. Ilişeşti, începînd de la Costîna către Bălăceana şi spre satul Ilişeşti, însă în sens invers.

Aici trebuie arătat faptul că la S şi SW de Ilişeşti, spre Vf. Ciungilor, nisipurile superioare sarmaţiene conţin, din ce în ce, tot mai multe intercalaţii de prundişuri, care ajung uneori pînă la 5 — 6 m grosime. Faptul acesta se vede bine în deschiderile dela Stupca. Pe pîrîul cu acelaşi nume se vede profilul descris mai jos:

1. La bază, începînd cam de la 350 m din albia pîrîului în sus, se găsesc marne argiloase cu intercalaţii subţiri de nisipuri fosilifere cu *Cerithium*, *Tapes*, *Modiola* (total cca 50 — 60 m grosime). Uneori, la baza acestor marne, care sînt orizontale, apar intercalaţii foarte subţiri de gips secundar, care este spălat uşor de apă.

2. Nisipuri argiloase galbene, cu intercalaţii rare de gresii conţinînd Ceriţi şi *Tapes* (cca 30 — 40 m grosime).

3. Nisipuri cu prundişuri (cu structură încrucişată).

Aceste nisipuri încep cam de la altitudinea de 450 m şi se continuă în sus pînă la Obcină, avînd uneori intercalaţii de 5 — 6 m de prundiş (probabil Pliocen).

Institutul Geologic al României

Pe versantul sudic al Vîrfului Ciungilor, aceste intercalații de prundișuri trec, în unele locuri, de 10 m grosime. În partea inferioară a profilului de pe acest versant, la nord de capătul estic al satului Păltinoasa, se văd pe unele mîncături de apă, marne verzui mediteraneene.

*Terase.* Acestea sînt reprezentate, în regiune, prin terasele Rîului Suceava și prin acelea ale Rîului Moldova (în partea sudică a regiunii).

Terasele Rîului Suceava se pot identifica cel mai bine la Dărmănești, de unde se pot urmări apoi ușor, atît în amonte (spre Rădăuți — Vicovul de Jos), cît și în aval, spre Burdujeni.

Terasa superioară (de 100 m), se poate identifica la Dărmănești, în partea sudică a dealului de la est de acest sat, unde se găsesc prundișuri groase pînă la 2 m. Aceeași terasă se poate identifica și la Pătrăuți, precum și la Burdujeni. Către NW, această terasă se poate urmări pe stînga Sucevei, la: Mereței, Dănila, Iacobești, Romînești, Grăniceşti, Dornești și Costișa. Deasemenea, se poate identifica și pe dreapta Sucevei, la: Șcheia, Gura Solcei, Mileșăuții de Sus (în D. Cioata), Rădăuți, Horodnicul de Sus și Voitinelu.

Terasa medie (de 40 — 50 m), se distinge ușor morfologic, pe stînga Sucevei, între Iacobești și Iţcani, în lungul ei mergînd șoseaua mare. Se mai poate identifica și la Dornești. Pe dreapta Sucevei se găsește sub formă de petece, la Mileșăuții de Sus, la Rădăuți și la Horodnicul de Sus.

Terasa inferioară (de 10 — 15 m), se deosebește ușor de albia majoră. Este foarte largă, mai ales în jurul Rădăuților, fiind așezate pe ea (pe lîngă Rădăuți) satele: Vicovul, Gălănești, Frătăuți, Satu Mare, Țibeni, Mileșăuții de Jos, Gura Solcei, Lisaura, Tesăuți, Luncușoara, Ruși-Mînăstioara, Ruși-Poeni și Chilișeni.

Terasele Rîului Moldova, după cum arătam (pag. 242), acestea se pot identifica la sud și sud-est de Vf. Ciungilor și anume terasa superioară se vede între Berchișești și Corlata, cea mijlocie se poate identifica între Păltinoasa și Capu Codrului, iar cea inferioară, între Capu Codrului și Cornu Luncei.

*Concluzii.* Regiunea studiată de noi aparține Sarmațianului inferior, în afară de partea cea mai inferioară a profilului dintre Verpolea și orășelul Siret, unde putem presupune că sub nivelul actual de eroziune se găsește reprezentat și Buglovianul, prin prezența — deși foarte rară — a formei *Murex sublavatus*.

Din punct de vedere tectonic, stratele Sarmațianului inferior din regiunea noastră pot fi considerate că sînt slab înclinate (cca 1°) spre SE. Înclinarea de 35°W a păturilor sarmațiene din D. Ursoaiei, de la Horodnicul de Sus, este numai o excepție, care se poate considera ca un reflex venit din Fliș.

Apariția de gipsuri în marnele (orizontale) de la baza profilului de pe P. Stupca, nu poate fi o indicație precisă de existența unei structuri sub formă

Institutul Geologic al României

de dom, fiindcă, după cum am arătat, la gara Strigoaia se găsesc concreţiuni de gipsuri remaniate între gresii, incontestabil sarmaţiene.

În regiunea noastră n-am găsit nici un strat cu aspect deosebit care să poată fi luat drept strat-reper pentru stabilirea de structuri tectonice. Oolitele, singurele care ar putea fi strat-reper, încep să apară de-abia de la Burdujeni şi de la Chilişeni spre sud.

## BIBLIOGRAFIE

(privind reg. Rădăuţi—Suceava)

1. DIONYS STUR. Cerithien-Schichten bei Sereth in der Bukowina. *Verh. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 74—80. Wien, 1860.
2. F. FOETTERLE. Die Verbreitung der sarmatischen Stufe (Cerithien-Schichten) in der Bukowina und der nördlichen Moldau. *Verh. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 314, 320. Wien, 1869—1870.
3. K. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 324. Wien, 1876.
4. J. NIEDZWIEDZKI. Reisebericht aus der südöstlichen Bukowina. *Verh. d. geol. Reichsanst. f. 1872.* pag. 290. Wien, 1872.
5. — Zur Kenntnis der jüngeren Tertiärbildungen in der nördlichen Bukowina. *Bull. Ac. Sc. Cracovie.* 1910, pag. 609—621. Cracovie, 1911.
6. — Über die Salzformation von Kazzyka in der Bukowina. *Bull. Ac. Sc. Cracovie.* 1913, pag. 65—75. Cracovie, 1913.
7. SAVA ATHANASIU. Salina de la Cacica. *Natura,* Nr. 5 mai 1925, pag. 13—16, An. XIV. Bucureşti, 1925.

*Primit: Mai 1953*

Institutul Geologic al României

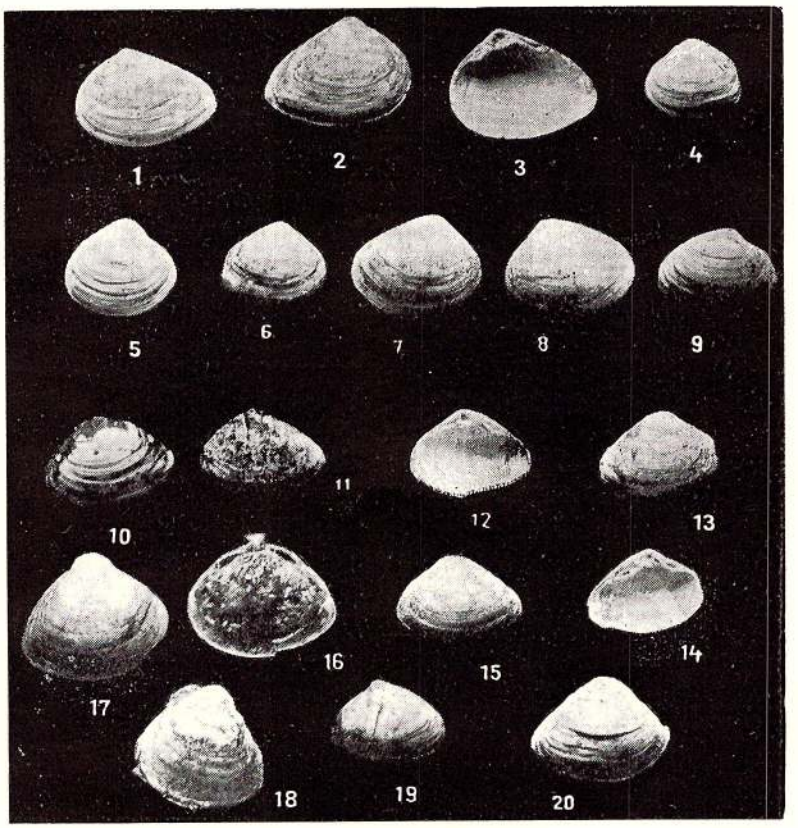



Fig. 1. — *Mactra naviculata* BAILY. Orizontul de trecere de la Sarmaţianul mediu la Sarmaţianul superior (Nisipurile de Mingir). [1])

Fig. 2—3. — *Mactra mingirensis* n. sp. (Nisipurile de Mingir).

Fig. 4—6. — *Mactra seducta* (KOL.) SIM. (Nisipurile de Mingir).

Fig. 7—10. — *Mactra tapessiformis* n. sp. (Nisipurile de Mingir).

Fig. 11. — *Mactra supernaviculata* N. MAC. Sarmaţian superior, Hoceni.

Fig. 12—15. — *Mactra intermedia* N. MAC. Trecerea spre *M. bulgarica* var. *elongata* MAC. Orizontul de trecere (Nisipurile de Mingir).

Fig. 16—18. — *Mactra bulgarica* TOULA. Sarmaţian superior, Hoceni.

Fig. 19 — *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV. Sarmaţian superior, Hoceni.

Fig. 20. — *Mactra* cfr. *bulgarica* var. *elongata* MAC. Orizontul de trecere (Nisipurile de Mingir).

[1]) Figurile sînt în mărime naturală. Originalele se găsesc în colecţia Laboratorului de Geologie, Universitatea Iaşi.



Institutul Geologic al României

# CERCETĂRI GEOLOGICE IN BAZINUL TRANSILVANIEI (REGIUNEA ALBA IULIA — SIBIU — FĂGĂRAŞ — RUPEA)

DE

MIRCEA D. ILIE

---

## TABLA DE MATERII


| | Pag |
|---|---|
| *A)* Fundamentul cristalin | 255 |
| *B)* Sedimentarul | 263 |
| 1. Cretacic mediu-superior | 264 |
| *a)* Cenomanian | 264 |
| *b)* Turonian-Senonian | 266 |
| *c)* Senonian superior | 268 |
| 2. Paleogen | 277 |
| *a)* Eocen | 277 |
| *b)* Oligocen | 290 |
| 3. Neogen | 292 |
| *a)* Miocen | 292 |
| Acvitanian | 292 |
| Burdigalian | 294 |
| Tortonian | 296 |
| Sarmaţian | 306 |
| *b)* Pliocen | 317 |
| Ponţian | 377 |
| Dacian | 331 |
| 4. Pleistocen | 334 |
| 5. Consideraţii tectonice asupra Neogenului şi Pleistocenului | 336 |
| Regiunea Alba Iulia—Sebeş—Ocna Sibiului | 341 |
| Regiunea Sibiu | 344 |
| Regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr | 345 |
| Regiunea Mereşti—Rupea—Grînari—Hălmeag | 349 |
| Raporturile suprastructurii cu fundamentul | 351 |
| Anticlinale de văi | 354 |


Institutul Geologic al României

Văi anticlinale . . . . . 358
Tectonica şi efuziunile neogene . . . . . 358
C) Vîrsta mişcărilor tectonice . . . . . 359
Bibliografie . . . . . 361

*Situaţia geografică.* Intr-o lucrare anterioară am prezentat rezultatele studiilor făcute în partea de vest a Bazinului neogen al Transilvaniei şi anume în zona cutelor cuprinse între V. Someşului şi V. Mureşului. Studiul de faţă se referă la aceeaşi zonă periferică cutată, dezvoltată în partea meridională a Bazinului Transilvaniei. Limita nordică a regiunii cercetate o formează aproximativ paralelul ce ar trece prin oraşele Alba Iulia şi Odorhei. La sud delimitarea este precizată de marginea nordică a Munţilor Sebeş, Cibin şi Făgăraş. Munţii Apuseni formează limita de vest a regiunii, iar Munţii Perşani limita ei răsăriteană.

*Orografia.* Relieful apare cu însuşiri distincte. La sudul localităţilor Săscior, Sălişte, Porceşti, Breaza se dezvoltă relieful muntos al Carpaţilor meridionali, cu altitudinile cele mai ridicate. După relieful muntos-alpin, ce caracterizează creasta Făgăraşului, urmează relieful atenuat, cu tendinţa de peneplenizare, al regiunii acoperite de păşunat şi pădure. Racordarea acestui relief cu Bazinul Transilvaniei se face prin intermediul colinelor piemontane, care se desfăşoară în tot lungul contactului dintre Carpaţii meridionali şi Bazinul Transilvaniei. Depozitele neogene dau un relief uşor ondulat. În partea nordică, colinele ating maximum de altitudine, ele reprezentînd culmea de separare a apelor dintre afluenţii Oltului şi ai Tîrnavei Mari. Continuitatea colinelor este întreruptă de suprafeţele plane ale teraselor Oltului, dezvoltate pe marginea nordică a Făgăraşului şi cea vestică a Perşanilor, precum şi de terasele Cibinului de pe teritoriul localităţilor Răşinari, Poplaca, Gura Rîului, Sibiu-Şelimbăr.

*Hidrografia.* Cea mai mare parte din reţeaua hidrografică este tributară Oltului. În partea de vest, V. Oltului este orientată nord-sud şi formează limita dintre Munţii Perşani şi Bazinul Transilvaniei. Aci afluenţii săi sînt orientaţi est-vest, cu excepţia celor nordici (V. Homorodului), care curg de la nord spre sud. Între Şercaia şi Avrig, Oltul, schimbînd de direcţie, îşi dirijează apele de la est spre vest. Partea mediană a regiunii se caracterizează prin aspectul arborescent al reţelei hidrografice. Văile Cibinul, Sadu, Hărtibaciul, colectînd apele din trei direcţii diferite, se înmănunchează spre sud astfel că la Porceşti formează un singur curs: Oltul pregătit pentru traversarea Carpaţilor meridionali îşi schimbă direcţia pentru ultima dată.

Sectorul nord-est al regiunii este străbătut de o parte din afluenţii Mureşului, care constituie limita dintre Munţii Metaliferi şi Bazinul Transilvaniei.

Institutul Geologic al României

Afluentul principal al Mureşului este V. Secaşului, o vale asimetrică ce curge de la SE către NW. V. Sebeşului, orientată S—N, are caracterul unei văi tinere lipsită de terase de la Săscior spre sud. Limita de separare a apelor între bazinul Oltului şi cel al Mureşului o constituie creasta deluroasă Sălişte—Topîrcea—Armeni, iar limita dintre Tîrnava Mare şi Olt o formează creasta împădurită dintre localităţile Slimnic şi Vurpăr care depăşeşte altitudinea de 800 m. Colmatarea puternică a Cibinului, suferită în dreptul Sibiului, a provocat captura importantă, produsă de V. Vişei. Puterea erozivă slabă a reţelei hidrografice face ca deschiderile naturale să fie reduse la cele aflate sub terase. Profilele continue în depozitele neogene lipsesc. La descifrarea tectonicei ne vin în ajutor rîpile de pe malul drept al Oltului (Voila—Săcădate).

*Expunerea sumară a bibliografiei.* Bibliografia referitoare la partea de sud a Bazinului Transilvaniei cuprinde o serie de lucrări de detaliu, care se referă la spaţii restrînse. Materialul bibliografic existent aparţine la trei faze distincte. Prima fază începe de la cele dintîi indicaţii pînă la apariţia studiului asupra « Geologiei Transilvaniei », datorit lui HAUER şi STACHE (43). ACKNER (1) s-a ocupat cu resturile de Vertebrate din V. Hărtibaciului şi cu flora de la Săcădate (1855). NEUGEBOREN (80, 81) a descris resturile de Peşti de la Săcădate şi de la Porceşti. ANDRAE a cercetat flora (1853) şi fauna 1855) de la Săcădate, precum şi salţele de la Ruşi. FUSS (26) s-a ocupat cu Foraminiferele miocene de la Sebeş. CZEKELIUS (20), în monografia izvoarelor sărate şi a masivelor de sare din Transilvania, a cuprins şi pe cele din regiunea noastră. FILTSCH (24) a descris cărbunii mioceni de la Sebeş. BIELZ (10) a cercetat geologia Sibiului (1852) şi a urmărit sondajele făcute pentru alimentarea cu apă a acestui oraş. SCHNELL (108) a analizat ivirile de sare de la Ocna Sibiului (1856). STEINDACHER (113) s-a ocupat cu vestita faună dela Săcădate (1859), iar HAUER (42) a precizat vîrsta depozitelor dezvoltate pe teritoriul acestei localităţi, importante din punct de vedere paleontologic (1860).

Toate aceste observaţiuni au fost utilizate în monografia geologică a Transilvaniei de către F. HAUER şi G. STACHE (1863). Regiunea noastră se află descrisă în trei capitole. În capitolul referitor la Munţii Sebeşului şi Cibinului este menţionată geologia regiunilor: Pianul de Sus, Apoldul Mare, Săscior, Dobîrca, Sebeşel, Sebeş, V. Sebeşului, Orlat, Răşinari, Cisnădioara.

Capitolul privind Munţii Făgăraş cuprinde descrierea regiunilor Tălmaci, Porceşti, Sebeşul de Sus şi Sebeşul de Jos, iar cel al ţinutului dintre Olt şi Tîrnava Mare se referă la teritoriul localităţilor Sebeş, Sibiu, Ocna Sibiului, Ruşi, Săcădate, Galaţi, Rupea.

Faza a doua a cercetărilor este cuprinsă între anii 1863—1900 şi se caracterizează prin aprofundarea problemelor de stratigrafie şi apariţia studiului referitor la depozitele terţiare din Bazinul Transilvaniei întocmit de A. KOCH (58). În această fază au apărut următoarele lucrări mai importante:

Institutul Geologic al României

Pošepny (99) s-a ocupat cu stratigrafia sării şi cu salinele din Transilvania (1867). D. Stur (116) a determinat flora de la Săcădate şi Cornăţel. M. Bielz a descris izvoarele minerale (1882) şi depozitele ponţiene (1894), Schuster (1882) vulcanii noroioşi de la Ruşi, Fischer izvoarele sărate din regiune (1887). Phleps (1894) s-a ocupat de alimentarea cu apă a localităţilor Sibiu şi Tălmaci. Blanckenhorn (1900) a analizat Cenomanianul de la Cisnădioara.

A. Koch (62), în studiul Bazinului Transilvaniei, s-a ocupat numai de subdiviziunile terţiare. A utilizat toate rezultatele cercetărilor anterioare privind stratigrafia şi tectonica. S-a ocupat de Eocenul de la Alba Iulia şi Porceşti, de Mediteraneanul II, Sarmaţian şi Ponţian. Date asupra tectonicei Neogenului lipsesc.

A treia fază durează de la 1900 la 1917, cînd se face trecerea dela cercetările stratigrafice la cele tectonice. Se execută lucrări de detaliu cu caracter local (Halaváts) şi se descifrează stratigrafia şi tectonica Şisturilor cristaline (G. Murgoci, M. Reinhardt). Cu anul 1911 se trece la cea de a patra fază, marcată prin studiul tectonic al Bazinului Transilvaniei, în vederea descoperirii elementelor structurale proprii acumulării de gaze naturale. S-a procedat metodic şi s-a obţinut prima hartă tectonică a Bazinului Transilvaniei. Echipa geologică a fost condusă de Boeckh. În regiunea noastră s-au executat următoarele cercetări de către şcoala de la Budapesta în intervalul 1911—1917: H. Boeckh a făcut descrierea tectonică a Bazinului Transilvaniei (1911) şi a arătat importanţa lui economică (1913), M. Pálfy s-a ocupat de asemenea cu tectonica descifrată de echipa Boeckh (1912) iar Pávai Vajna (1915) a arătat cauzele acestor deformări tectonice. Gaál (1912) a studiat stratigrafia şi tectonica Neogenului.

În anii 1913—1917 au apărut de asemenea cîteva lucrări cu caracter local. Astfel Halaváts (31—36) publică datele referitoare la regiunile: Vurpăr — Caşolţ — Guşterita (1913), Nocrich — Hosman — Săcădate (1913) şi Cincul Mare (1915).

Fr. Pávai Vajna (1913—1917) s-a ocupat de regiunea Făgăraş—Rucăr, iar Vitalis de sectorul de SE al Bazinului Transilvaniei.

Şcoala romînească s-a relevat prin consideraţii tectonice şi contribuţii stratigrafice. În anul 1924, Lobonţiu şi Sălăgeanu (67) s-au ocupat de problema sării din Transilvania. Mrazec şi Jekelius (75) au expus o sinteză asupra structurii Bazinului Transilvaniei. În anul 1932 Mrazec (76) a arătat rolul acestui bazin în cadrul depresiunilor interne carpatice, iar în anul 1935 s-a ocupat de importanţa zăcămintelor de gaze naturale (78). Au urmat cercetările lui A. Vancea şi V. Ciupagea referitoare la zăcămintele gazeifere. A. Vancea (121) a analizat partea de sud-vest a Transilvaniei (1942) şi regiunea Agnita. Z. Török (120) s-a ocupat cu Neogenul regiunii Crihalma—Rupea — Orăşeni precum şi cel de la nordul regiunii noastre. În 1936, N. Arabu (8) a

Institutul Geologic al României

determinat formele sarmaţiene şi ponţiene din sudul Bazinului Transilvaniei şi a discutat problema Meoţianului. Cercetările cele mai recente se datoresc lui G. CERNEA, care a urmărit cutele regiunii Ocnişoara—Blaj (1948—49), Agnita (1950) şi Făgăraş (1951).

*Hărţi geologice.* Partea meridională a Bazinului Transilvaniei se găseşte figurată pe toate hărţile geologice la scară mare şi anume: harta Transilvaniei a lui BEUDANT (1822), HAUER şi STACHE (1863), harta Institutului Geologic al Universităţii din Cluj (1922) şi Institutului Geologic de la Bucureşti la scara 1: 1.500.000 (1927) şi 1: 500.000 (1940). Hărţile detailate referitoare la Cristalinul Carpaţilor se datoresc lui REINHARDT (1909), MURGOCI (1910), VENDL (1914), A. STRECKEISEN (1932) şi ŞT. GHICA (1937). Depozitele sedimentare din partea de sud-vest sînt reprezentate pe harta lui NOPCSA la scara 1: 200.000. Hărţile geologice ale Bazinului Transilvaniei se prezintă sub formă de schiţe privind întreaga unitate sau porţiuni restrînse. Schiţe generale la scara 1: 1.500.000 se datoresc lui MRAZEC, JEKELIUS şi CIUPAGEA, iar cele locale lui A. VANCEA (Blaj, Agnita) şi Z. TÖRÖK (Şeica Mare — Sighişoara — Orăşeni—Crihalma).

Datele cartografice ale echipei BOECKH nu au fost publicate; manuscrisul a fost întocmit la scara 1: 200.000.

Lucrarea prezentă este continuarea cercetărilor întreprinse în partea de vest a Bazinului Transilvaniei (Cojocna—Turda—Aiud) şi a fost executată astfel:

1. Regiunea Alba Iulia—Roşia—Ocna Sibiului în anul 1949,
2. Regiunea Sebeş—Sibiu—Avrig în 1950,
3. Regiunea Vurpăr—Săcădate—Noul Romîn în 1951,
4. Regiunea Porumbac—Arpaş—Merghindeal şi
5. Regiunea Hălmeag —Rupea—Orăşeni în 1952.

Cercetările geologice s-au executat pe foile topografice la scara 1: 25.000 şi 1: 20.000.

Condiţiile geologice caracteristice regiunii noastre au impus schimbări de metodă în timpul cercetărilor. Zona sudică, alcătuită din şisturi cristaline, este bogată în deschideri, tipurile de roce sînt variate şi cu tranziţii, iar problemele tectonice ca şi cele cartografice sînt reduse în comparaţie cu alte regiuni cristaline. Zona sedimentară de pe marginea nordică a şisturilor metamorfice, înregistrînd o serie de transgresiuni, prezintă complicaţii cartografice. În fine, zona neogenă se caracterizează printr-o uniformitate litologică, deschideri naturale rare şi probleme tectonice variate.

## *A)* FUNDAMENTUL CRISTALIN

Limita sudică a Bazinului Transilvaniei o formează marginea de nord a Munţilor Sebeşului, Cibinului şi Făgăraşului, alcătuită dintr-un complex de

Institutul Geologic al României

roce silicioase, argiloase şi calcaroase, antecarbonifere, care au suferit un metamorfism gradat. Această zonă cristalină nu a format obiectul unui studiu de ansamblu, pentru lămurirea ei s-a uzat de cunoştinţele obţinute din cercetarea catenei întregi.

În anul 1822, BEUDANT (9) a descris « rocele primitive » din Făgăraş, reprezentate prin micaşisturi, roce amfibolice şi calcare zaharoide. Micaşisturile sînt simple sau constituite din grenat, disten şi « stanestid », iar calcarele conţin tremolită. FICHTEL a descoperit acest din urmă mineral în Munţii Sebeşului şi l-a denumit « sebeşit ».

I. BOECKH şi B. INKEY au deosebit trei grupe cristaline, care se găsesc reprezentate pe harta geologică a Ungariei, imprimată în anul 1896. L. MRAZEC (74) a precizat existenţa numai a două grupe şi anume grupa I, formată din roce metamorfice cata-mesozonale, şi grupa II, de tip epizonal. Grupa I MRAZEC corespunde grupei II BOECKH, iar grupa II MRAZEC se suprapune grupei III BOECKH.

A doua contribuţie datorită lui MRAZEC, referitoare la petrografia rocelor metamorfice din Carpaţii meridionali, este eliminarea grupei I BOECKH din complexul cristalin, pe motivul că ea cuprinde roce eruptive intrusive. Grupa I MRAZEC, sau grupa gnaiselor şi micaşisturilor după SCHAFARZIK, cuprinde micaşisturi, amfibolite, calcare cristaline cu grăuntele mare, gnaise micacee precum şi injecţiuni de aplite, pegmatite şi gnaise granitice. Grupa II MRAZEC sau grupa filitelor (SCHAFARZIK) este formată din cuarţite, corneene, şisturi sericito-cloritoase, şisturi grafitice, filite, calcare cristaline cu bobul mărunt.

Repartiţia grupelor cristaline pe marginea de nord a Munţilor Sebeş—Făgăraş este următoarea: În Munţii Sebeş şi Cibin (fig. 1) predomină grupa I, asociată cu gnaise oculare, iar rocele filitice sînt restrînse la regiunea Cărpiniş (Sebeş) şi regiunea Răşinari (Sibiu). Grupa II de pe malul drept al Oltului reprezintă continuarea din Munţii Făgăraşului, unde are o dezvoltare mare, întinzîndu-se pe întreg versantul nordic şi depăşind la sud linia de separare a apelor. M. REINHARD (102), ocupîndu-se de versantul meridional al Munţilor Făgăraş, a deosebit următoarele tipuri de roce: şisturi cristaline (filite, micaşisturi, amfibolite), roce eruptive de adîncime (Gnais de Cozia, Gnais de Cumpăna) şi roce filoniene (granit-porfir, pegmatite,aplite şi diabaze porfiritice). A. VENDL (122) s-a ocupat în anii 1913—1914 cu studiul petrografic al Cristalinului din Munţii Cibinului (Răşinari). A. STRECKEISEN (114) a deosebit în grupa I MRAZEC cinci serii cristaline, cărora le-a dat denumirile catenelor unde predomină. Cristalinul Lotrului este format din paragnaise, micaşisturi şi numeroase injecţiuni de aplite şi pegmatite, Cristalinul Parîngului este alcătuit din corpuri granitodioritice diaftoritizate, Cristalinul Făgăraşului este format din roce epizonale, amfibolite şi diabaze, Cristalinul Coziei este constituit din gnaise oculare şi învelişul lor iar Cristalinul Leaotei din şisturi cloritoase şi micaşisturi. Cristalinul din Poiana Ruscă a fost considerat de acest

Institutul Geologic al României

autor ca aparținînd în bună parte seriei epizonale. Din aceste serii, regiunea noastră cuprinde Cristalinul Făgărașului, care s-ar dezvolta la est de linia Rășinari—Brezoi, și Cristalinul Lotrului, extins pe tot cuprinsul Munților Cibin și partea sudică a Munților Sebeș. Regiunea cuprinsă între localitățile Cugir—Dobîrca—Săscior prezintă afinități cu seria de Făgăraș precum și cu cea din Poiana Ruscă.

O. SCHMIDT, în cercetările sale asupra Făgărașului de vest, a făcut următoarele precizări: Cristalinul Lotrului prezintă un metamorfism cata-meso-

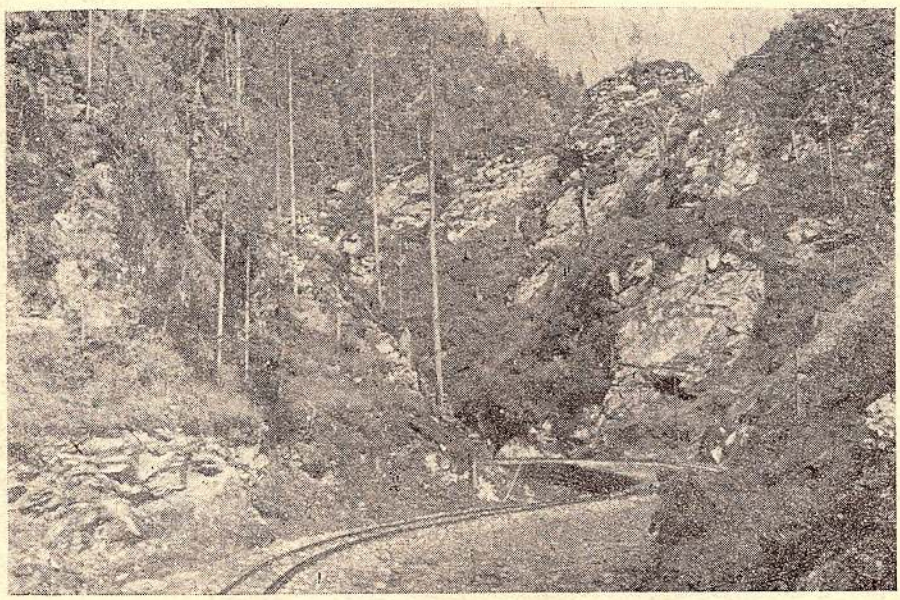


Fig. 1. — Șisturile cristaline din Valea Sadului.

zonal post-tectonic (mesozoic), iar Cristalinul Făgărașului, cu caracter meso-epizonal, s-a realizat în trei faze diferite (faza veche, faza hercinică și faza alpină).

Șisturile cristaline din nordul Munților Sebeș și Cibin reprezintă marginea septentrională a Cristalinului getic, format în cea mai mare parte din șisturi micacee biotitice și uneori cu epidot. Între Gura Rîului și Sadu se întîlnesc frecvente impregnații interstratificate de aplite și pegmatite (Rășinari — Păltiniș). Gnaisele oculare biotitice, cu contururi amebiforme și cu orientarea generală est-vest, apar pe întinderi variate în următoarele regiuni: Săscior—Pe Deal, Poiana, Gîrbova, Gura Rîului și V. Sadului.

Calcarele cristaline albe, roze, cenușii sau rubanate formează bancuri interstratificate cu grosimi variabile (1 dm — 10 metri) și se dezvoltă între Căpîlna și Apold ca o bandă continuă orientată est-vest, precum și între Poplaca și Rășinari, unde orientarea devine nord-vest—sud-est. În cuprinsul șisturilor



Institutul Geologic al României

micacee biotitice se dezvoltă o zonă alcătuită din roce cu metamorfism mai atenuat şi anume: şisturi cuarţitice cu muscovită, biotită şi granat (Căpîlna—Cărpiniş,—Poplaca—V. Sadului). Rocele de tip epizonal, reprezentate prin filite negre, şisturi sericitoase, şisturi cloritoase, se dezvoltă în regiunile Răşinari—Poplaca—Cisnădioara, Orlat şi Sălişte. Repartiţia geografică arată că dezvoltarea rocelor epizonale este legată de partea periferică a Munţilor Cibin şi Sebeş şi indică o continuitate spre est cu seria epizonală de pe versantul nordic al Făgăraşului.

Deschiderile clare oferite de văile clinei nordice a acestor munţi arată o uniformitate litologică. Tipurile de roce întîlnite pe aceste văi (Sebeş, Avrigel, Porumbac, Porumbăcel, Arpaş) sînt: cuarţite negre, cuarţite sericitoase, şisturi sericito-cloritoase, micaşisturi cu grenaţi şi calcare cristaline. Modul de prezentare pe teren al diferitelor tipuri de şisturi cristaline în cele trei masive muntoase de la limita sudică a Bazinului Transilvaniei demonstrează repetarea simplă, stratigrafică, a rocelor cu metamorfism diferit. Şisturile cristaline epizonale prezintă treceri gradate la cele meso-catazonale. Continuitatea lor nu este întreruptă în sens transversal aşa cum a afirmat STRECKEISEN (114). Suprafaţa de şariaj dintre Cristalinul Cibinului şi cel al Făgăraşului este numai o ipoteză, pe care observaţiile de teren nu o confirmă. Acelaşi conţinut stratigrafic se constată şi în Munţii Sebeşului. Lipsa unor suprafeţe delimitante, cu valoare tectonică, în masa cristalină şi evidenţiate de depozite permo-mesozoice, cum apar în restul Carpaţilor meridionali, arată că existenţa în comun a rocelor cata-mesozonale cu cele epizonale nu se datorează unor fenomene tectonice ci unei situaţii stratigrafice corespunzătoare masei sedimentare iniţiale. Situaţia calmă a acestei zone cristaline pledează pentru o diferenţă de facies în procesul de metamorfism. Tipurile de roce cu metamorfism diferit, aflate într-o asociaţie intimă, aparţin la aceeaşi unitate stratigrafică, alcătuită dintr-o alternanţă de argile, nisipuri şi calcare.

*Descrierea petrografică.* Cristalinul de la limita sudică a Bazinului Transilvaniei este reprezentat prin următoarele grupe de roce: şisturi cristaline (filite, micaşisturi, amfibolite), gnaise de injecţie şi roce filoniene (aplite, pegmatite).

Şisturile cristaline formează masa principală a zonei cristaline cercetate şi este alcătuită din următoarele tipuri de roce: cuarţite, cuarţite sericitoase, şisturi sericito-cloritoase, micaşisturi şi amfibolite. Cuarţitele negre apar ca intercalaţii rare în complexul cristalin. Sînt de culoare neagră, în bancuri de cîţiva metri grosime, dure şi cu spărtura aşchioasă. Provin din cuarţitele sericitoase prin mărirea cantităţii de cuarţ şi a substanţei cărbunoase. Cuarţitele sericitoase rezultă din cuarţite prin apariţia sericitei, sînt de culoare albă cu luciu argintiu şi apar ca intercalaţii rare în şisturile sericito-cloritoase. La microscop se caracterizează prin prezenţa cuarţului cu conturul detritic, în bună parte recristalizat. Lamelele de sericită sînt dispuse paralel; infiltrîndu-se

Institutul Geologic al României

printre grăunțele de cuarț, împrumută rocei structura paralelă. Minerale accesorii: turmalina, zirconul, clorita. Filitele sericito-cloritoase sînt de culoare cenușie, cu luciu argintiu sau cenușii-verzui, au șistuozitatea pronunțată și uneori arată cute secundare, ondulații strînse cu dimensiuni de cîțiva cm.

Elementele componente care apar la analiza microscopică sînt: grăunțe de cuarț echigranular cu extincție ondulatorie, în strătulețe sau lenticular; sericita, ca lamele fine, răspîndită printre granulele de cuarț și cu dispoziția paralelă; clorita (penin) slab policroică, în grăunțe izolate sau sub forma de plaje. Ca elemente accesorii se disting rutilul, sfenul, ace sau grăunțe de turmalină și substanțe cărbunoase. Cuarțitele sericitoase reprezintă o rocă sedimentară argilo-marnoasă metamorfozată.

Calcaro-dolomitele cristaline se găsesc bine dezvoltate pe versantul nordic al Făgărașului, prezentîndu-se ca intercalații în complexul șistos, groase de cîțiva dm sau metri. Sînt de culoare albă, alb-gălbuie, cenușie sau rubanate. Masa rocei este microcristalină, cu rare grăunțe mari, rotunjite, iar structura este clastică. Prezența substanței cărbunoase scoate în evidență stratificația paralelă. Mineralele accesorii care apar în masa calcarelor sînt: cuarțul, muscovita, clorita și pirita.

Micașisturile sînt roce șistoase de culoare cenușie, cenușie-verzuie, cenușie-negricioasă, care provin din șisturile sericito-cloritoase printr-un metamorfism mai ridicat. Sînt formate dintr-o alternanță de pături de cuarț și strătulețe de mică, ce împrumută rocei șistuozitatea.

Observate la microscop, arată cuarțul cu structura granoblastică și extincția onduloasă, cu dispoziția în pături subțiri sau în cuiburi mici. Mica este reprezentată prin muscovită și biotită, care se găsesc asociate între ele, formînd strătulețe paralele, în alternanță cu cuarțul. Biotita cu aureole policroice și incluziuni de cuarț și sfen se întîlnește în cantități variabile față de muscovită, din care cauză se schimbă culoarea rocei. Micașisturile cu granați se deosebesc de cele de mai sus prin prezența porfiroblastelor de granat cu diametrul cuprins între 1 mm — 1 cm. Granatul izotrop, brun-roșcat, conține incluziuni de cuarț și biotită. În afară de aceste micașisturi, REINHARD (102) a descris pe versantul sudic al Făgărașului micașituri cu porfiroblaste de albit, micașisturi cu staurotid, micașisturi cu disten.

Între filite și micașisturi nu există limite de separație ci se constată tranziții care constă din înlocuirea sericitei prin muscovită și biotită.

Amfibolitele sînt roce compacte de culoare verde-brună, cu structura paralelă vizibilă prin alternanțe colorate diferit de amfiboli, cuarț și feldspați. Textura poate fi fluidală, diablastică sau granuloblastică din cauza grupării amfibolilor. La microscop se deosebește cuarțul în pături, cu contur poligonal și cu incluziuni, care întrece cu mult cantitatea de feldspat. Feldspatul plagioclaz este maclat sau nemaclat. Cantitatea elementelor melanocrate variază mult față de amfiboli. Apare de asemenea hornblenda comună și granatul



Institutul Geologic al României

brun-roşiatic. Elemente accesorii: clinozoisit, granat, apatit, ilmenit. După cantitatea elementelor componente se disting: şisturi amfibolice, amfibolite feldspatice, amfibolite şi amfibolite cu granaţi.

Gnaise de injecţie. Pe V. Sebeşului (Săscior—Căpîlna), la Poiana, Gura Rîului şi la Sadu—Tălmăcel se întîlnesc gnaise de injecţie oculare, intercalate în complexul micaşisturilor biotitice. Ele prezintă textura paralelă, cu noduri de feldspat în dimensiuni cuprinse între 2—6 cm. Gnaisul ocular este biotitic şi conţine o biotită foarte policroică. La microscop se observă structura

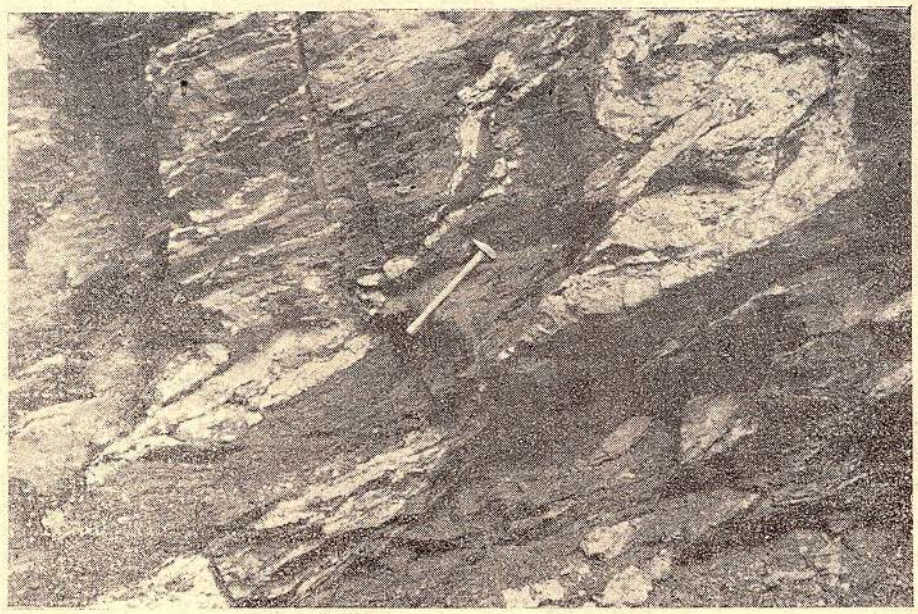


Fig. 2. — Pegmatite. V. Sadului, Munţii Cibinului.

granoblastică şi apar următoarele minerale componente: cuarţul, cu conturul dinţat şi extincţie onduloasă, feldspatul plagioclaz, maclat, cu incluziuni de cuarţ sau sericită, microclinul proaspăt conţinînd grăunţe de cuarţ sau biotită, biotita cu policroism puternic, în parte cloritizată, cu aureole pleocroice şi incluziuni de apatită, zircon, magnetită şi titanit, muscovita care apare rar în lamele pînă la 1 mm lungime. Minerale accesorii: apatită, magnetită.

Roce filoniene. Aplitele şi pegmatitele (fig. 2), roce acide, diferenţiate, apar frecvent interstratificate în şisturile cristaline de la Răşinari—Păltiniş. La microscop se observă următoarele minerale componente: microclin proaspăt şi cu concreşteri micropegmatitice de cuarţ, plagioclaz în diametru de 5 mm — 3 cm, conţinînd lamele de sericită, grăunţe de epidot, grăunţe de cuarţ, microclin şi biotită, cuarţ echigranular (0,5—3 mm), cu incluziuni de microclin şi plagioclaz, biotită rară cu policroism ridicat, cloritizată şi conţinînd incluziuni de epidot, apatită, zircon, titanit şi magnetită, muscovită rară

Institutul Geologic al României

în lamele de 0,1 — 0,5 mm, turmalină în prisme mari, cu policroismul foarte puternic, conținînd incluziuni de cuarț, muscovită, apatită și magnetită. Minerale accesorii: epidot, titanit, apatită.

*Considerațiuni tectonice.* La rezolvarea problemelor tectonice din zona cristalină din partea sudică a Bazinului Transilvaniei s-a pornit de la chestiunea cea mai simplă: poziția în spațiu a stratelor. LEHMANN a precizat că direcția stratelor este est-vest, iar căderea lor nordică. G. PRIMICS a arătat că înclinarea generală a șisturilor este NE și că numai rareori devine nordică. Această părere a fost însușită de REINHARD și completată în sensul că numai în vestul Făgărașului căderile sînt nordice, pe cînd pe versantul sudic șisturile cristaline manifestă înclinări sudice.

B. INKEY a trecut la identificarea zonelor structurale în Carpații meridionali, precizînd existența unei zone anticlinale a Făgărașului, care se continuă pe marginea de nord a Munților Sebeș. Această zonă ar face parte din sistemul carpatic, spre deosebire de zonele de cute Mîndra și Cozia, repartizate de autor sistemului balcanic.

Detalii de ordin structural sînt cunoscute în Făgăraș, unde REINHARD (102) a identificat:

1. Falia Frunțile—Ghițu de pe marginea nordică a Gnaisului de Cozia, discutată de REDLICH, MURGOCI și I. P.-VOITEȘTI,
2. Falia Zănoaga—Cremenea de pe flancul sudic al Gnaisului de Cumpăna,
3. Falia Negoiu—Vf. Capra—Vîrtoapele, care separă seria epizonală Podeanu—Rîiosu, de seria cata-mesozonală Negoiu—Suru.

Într-o a doua fază, GR. ȘTEFĂNESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, B. INKEY, I. BOECKH, FR. SCHAFARZIK au observat că între seriile cristaline intervin dislocații puternice de valoarea unor șariaje. G. MURGOCI (79) a stabilit existența unor fenomene tectonice importante, dezvoltate pe suprafețe întinse. A demonstrat că grupa I cristalină reprezintă o unitate tectonică de ordinul unei pînze de șariaj formată în timpul Cretacicului inferior. Corpul pînzei numită « Pînza Getică » este constituit din Cristalinul grupei I și sedimentarul său iar autohtonul din Cristalinul grupei II și sedimentarul dinamometamorfozat, prins sub planul de încălecare. Zona de rădăcină este localizată în Munții Semenic—Poiana Ruscă—Făgăraș, petecele de acoperire au fost descoperite în Cristalinul Godeanu și Podișul Mehedinți, iar autohtonul apare bine dezvoltat în semifereastra Parîng—Miroci. Structura în pînză a fost verificată și confirmată de STRECKEISEN (1932) și apoi completată în modul ei de dezvoltare de AL. CODARCEA (1936). STRECKEISEN (114) a prezentat o nouă schemă tectonică, introducînd Pînza superioară Poiana Ruscă—Sebeș Nord—Făgăraș, suportată de Pînza Getică. Argumentul principal în demonstrarea acestei noi unități tectonice este considerat Cretacicul mediu (?) și Cretacicul superior de la Săscior, care este figurat ca fiind cuprins între partea superioară a

Institutul Geologic al României

Pînzei Getice şi baza Pînzei Poiana Ruscă. Suprafaţa de şariaj a acestei pînze noi (STRECKEISEN) este orientată est-vest în Munţii Sebeşului şi apoi nord-sud la limita între Cibin şi Făgăraş (Răşinari—Brezoi). Pînza superioară Poiana Ruscă nu a fost verificată de observaţiile de teren mai noi. Pînza Getică a fost demonstrată prin suprapunerea inversă a celor două grupe cristaline cu metamorfism diferit şi prin intervenţia pe suprafaţa de şariaj a depozitelor mesozoice dinamometamorfozate. În cazul Pînzei Poiana Ruscă suprapunerea inversă a grupelor cristaline nu este vizibilă; Cristalinul epizonal al Făgăraşului încalecă pe cel catamesozonal al Cibinului şi Lotrului. Depozitele mesozoice (Triasic, Jurasic, Cretacic inferior) nu jalonează contactul anormal dintre cele două grupe de Cristalin. Ele apar numai la Săscior, unde sînt reprezentate prin depozite cretacic-superioare cu caracterele formaţiilor post-tectonice. Tranziţiile continue şi repetate între rocele epizonale şi cele cata-mesozonale pledează de asemenea contra şariajelor susţinute de STRECKEISEN. ST. GHICA-BUDEŞTI (31) a demonstrat, pe baze petrografice, inexistenţa Pînzei Poiana Ruscă—Sebeş—Făgăraş.

Cercetările făcute în Munţii Trascăului (53) ne-au pus în situaţia de a constata suprapuneri inverse ale zonelor cristaline metamorfozate diferite. Aceste fenomene ar putea fi interpretate la prima observaţie, ca deformări tectonice de gradul şariajelor. Urmărite însă îndeaproape am constatat existenţa unor tranziţii gradate între seriile cu metamorfism diferit. Tectonica este simplă şi anume este dirijată de solicitările cutelor în sensul invers al mersului general. Suprafeţele separatoare nu prezintă suprafeţe de şariaj marcate de brecii tectonice sau depozite sedimentare cu fenomene de dinamometamorfism. Aplicînd aceste constatări în cazuri similare de intervenţie a litofaciesurilor se pot evita interpretările tectonice.

Urmărind raporturile dintre marginea septentrională a Cristalinului getic şi depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei se constată în general raporturi de suprapunere normală. Depozitele cretacice (Săscior, Cisnădioara), paleogene (Porceşti) şi cele neogene se reazemă discordant pe fundamentul cristalin. Ele prezintă înclinări convergente, orientate spre interiorul Bazinului Transilvaniei. Aceleaşi căderi le manifestă şi Cristalinul zonei septentrionale. Analiza discordanţelor unghiulare ne conduce la concluzii importante privind deplasările pe verticală ale sedimentelor. Calcarele eocene de la Porceşti prezintă căderi nordice de 45°, la fel ca şisturile cristaline, pe care se reazemă. Această situaţie demonstrează poziţia orizontală a Cristalinului în timpul sedimentării Eocenului şi totodată numărul de grade cu care s-au ridicat pe verticală şisturile cristaline din Paleogen pînă astăzi. Depozitele tortoniene arată acelaşi sens de înclinare cu Şisturile cristaline, însă numărul de grade este mai mic şi anume de 20°. Raportînd vîrsta calculată prin metode fizice la numărul de grade, se poate deduce viteza de deplasare pe verticală a Cristalinului şi a cuverturii sale sedimentare.

Institutul Geologic al României

Căderile contrare ale Şisturilor cristaline faţă de cuvertura sedimentară se întîlnesc rar (Dobîrca, Cisnădioara) şi ne-ar putea face să admitem existenţa unui contact ezitant Cristalin-Sedimentar. Cercetînd îndeaproape necorespondenţa căderii stratelor observăm că înclinările contrare ale Şisturilor cristaline nu sînt însoţite de rocele sedimentare şi deci nu ne găsim în prezenţa unui contact anormal. Depozitele sedimentare îşi păstrează căderile către interiorul bazinului, rezemîndu-se normal pe fundamentul cristalin prin intermediul unei suprafeţe de eroziune. Pe teritoriul localităţii « Pe Deal » se observă o importantă suprafaţă de abraziune, acoperită de Tortonian, fapt ce demonstrează continuitatea Şisturilor cristaline pe sub depozitele Bazinului neogen al Transilvaniei. Apariţiile de Şisturi cristaline de la Gîrbova şi Cîlnic—Pe Deal arată întinderea lor la distanţă de 2—3 km faţă de contactul Cristalin-Neogen. Prezenţa fundamentului cristalin se manifestă sub forma unei insule înconjurată de depozitele neogene la Poplaca (Măgura).

Marginea nordică a Făgăraşului fiind rectilină, iar versantul septentrional în contrast cu cel sudic, fiind un abrupt, s-a considerat existenţa unei falii: Falia Făgăraşului. Aspectul morfologic nu corespunde însă unei dislocaţii ongitudinale. Masa cristalină, după cum am văzut, arată căderi permanente spre nord, conforme cu cele ale Sedimentarului. Limita de demarcaţie nu reprezintă un plan de falie, ea arată în talvegul văilor principale avansarea Şisturilor cristaline spre aval. Aspectul cartografic al limitei Cristalin-Miocen precum şi căderile nordice ale ambelor formaţiuni sînt dovezi pentru continuitatea Şisturilor cristaline în fundamentul Bazinului Transilvaniei.

## *B)* SEDIMENTARUL

Partea meridională a Bazinului Transilvaniei, cu excepţia micilor insule cristaline şi apariţia rocelor efuzive neogene, este alcătuită din roce sedimentare. Depozitele sedimentare cunoscute aparţin următoarelor subdiviziuni:

Pleistocen

Neogen { Dacian, Ponţian, Sarmaţian, Tortonian, Burdigalian, Acvitanian

Paleogen { Oligocen, Eocen

Cretacic { Senonian superior, Turonian superior — Senonian inferior, Cenomanian

Institutul Geologic al României

# 1. CRETACIC MEDIU-SUPERIOR

## *a)* CENOMANIAN

Cele mai vechi depozite din partea meridională a Bazinului Transilvaniei sînt localizate la contactul cu Şisturile cristaline şi aparţin Cenomanianului din apropierea localităţii Cisnădioara. Identificarea s-a făcut pe baza fosilelor colectate încă din anul 1849, probabil în urma lucrărilor de exploatare a cărbunilor. Colecţia formată din 35 Moluşte şi Echinide se află la Muzeul de Ştiinţe Naturale din Sibiu. Primele determinări se datoresc lui ACKNER care, alături de *Acanthoceras rhotomagense*, specie caracteristică Cenomanianului, a menţionat forme aparţinînd la subdiviziuni diferite: *Posydonomya beckeri*, *Nautilus aturi*, *Scaphites aequalis*, *Goniatites höninghausi*, *Baculites anceps*, *Hamites* sp., *Scaphites ignota*.

BLANCKENHORN (15), reluînd studiul colecţiei din muzeul de la Sibiu, a indicat erorile făcute de ACKNER. Astfel *Posidonomya beckeri* reprezintă specia *Inoceramus* cf. *virgatus*, *Scaphites* este un *Acanthoceras mantelli*, iar *Hamites* un *Forbesiceras*. Acest autor a descris succesiunea litologică şi a dat lista revizuită a faunei cenomaniene de la Cisnădioara după cele 20 exemplare din colecţia muzeului din Sibiu. Ea se compune din următoarele forme de Echinide şi Moluşte:

*Cidaris vesiculosa* cf. GOLDF.
*Holaster* cf. *carinatus* LAM.
*Inoceramus* cf. *virgatus* SCHLÜT.
*Trochus* n. sp. ind.
*Nautilus* cf. *fleuriassianus* D'ORB.
*Puzosia planulata* SOW.
*Puzosia* cf. *bhima* STOL.
*Acanthoceras rhotomagense* BRONGN.
*Acanthoceras mantelli* SOW.
*Acanthoceras cenomanense* PICT.
*Acanthoceras athleta* BLANCKENHORN
*Forbesiceras* cf. *subobtectum* STOL.
*Hamites* sp.
*Belemnites ultimus* D'ORB.
*Belemnites* sp.

Cenomanianul de la Cisnădioara se dezvoltă în partea de sud-vest a satului şi prezintă deschideri clare în V. Argintăriei. Se reazemă discordant pe Şisturile cristaline şi suportă normal Cretacicul superior. Litologic este reprezentat prin conglomerate poligene de culoare cenuşie-verzuie, care prin alteraţie prind o patină feruginoasă. Elementele componente sînt reprezentate prin cuarţite albe, fumurii şi roze, slab rulate şi adeseori sparte, în diametru de 5 mm — 1 dm.

Institutul Geologic al României

De asemenea se întîlnesc bucăţi de şisturi cristaline de dimensiuni variate (1 cm — 1 dm). Mărimea elementelor variază pe verticală, în bază apar cele mai mari, iar la partea superioară devin din ce în ce mai mici. Cimentul este nisipos, micaceu; prin dezagregare conglomeratele trec în pietrişuri cuarţitice, iar solul împrumută culoarea ruginie. Aceste conglomerate poligene prezintă afinităţi petrografice cu conglomeratele cenomaniene din Munţii Metaliferi şi Perşani. Ele se reazemă direct pe Cristalin şi sînt lipsite de fosile; condiţiile sedimentaţiei violente nu au favorizat dezvoltarea vieţii. Prin înmulţirea elementelor cuarţitice, conglomeratele poligene devin conglomerate cuarţitice, iar prin dezvoltarea elementelor de calcare mesozoice se transformă în conglomerate calcaroase.

Gresiile conglomeratice rezultă de asemenea din conglomeratele poligene prin reducerea ca număr şi dimensiuni a elementelor (cuarţite, şisturi cristaline) şi prin sporirea cimentului grezos.

Gresiile micacee, cenuşii - negricioase, dure, cu nodule scoase în relief prin spălare în talvegul văii, prezintă fragmente de plante incarbonizate şi se observă la partea superioară a conglomeratelor. Marnele nisipoase, cenuşii-negricioase cu patină albă-cenuşie, bine stratificate, fosilifere, prezintă în relief păturile bogate în $CO_3Ca$.

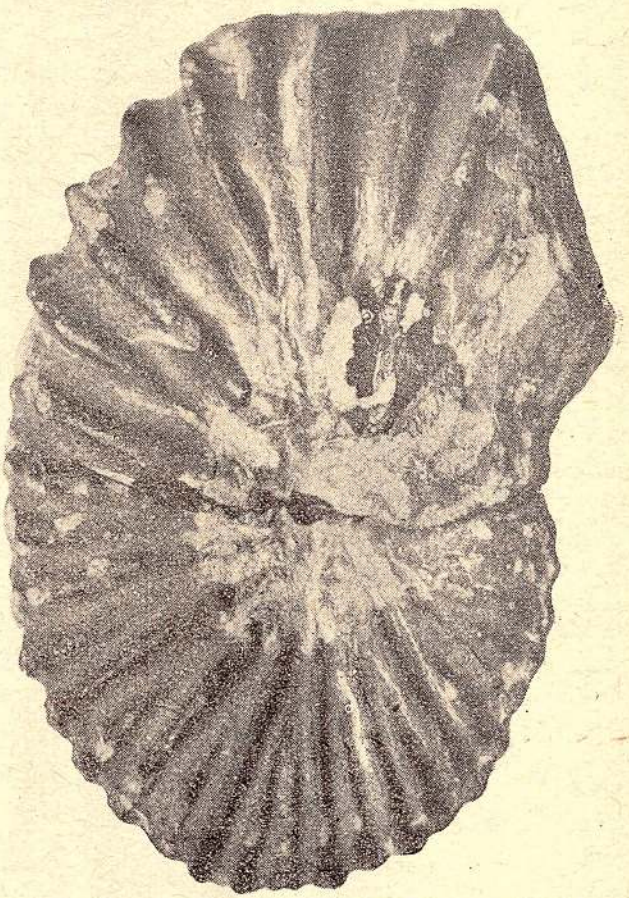


Fig. 3. — *Mantelliceras mantelli* din Cenomanianul dela Cisnădioara.

Succesiunea de la Cisnădioara: conglomerate, gresii, marne şi gresii cu cărbuni, iar la partea superioară marne calcaroase cu *Acanthoceras rhotomagense, Mantelliceras mantelli* şi *Puzosia planulata*, prezintă mari asemănări cu Cenomanianul de la Ohaba (Bazinul Haţeg). Asociaţia speciilor *Acanthoceras rhotomagense, Acanthoceras cenomanense, Mantelliceras mantelli* (fig. 3) şi *For-*

Institutul Geologic al României

*besiceras subobtectum* precizează vîrsta cenomaniană a complexului detritic de la Cisnădioara. Discuția rămîne asupra speciei *Puzosia planulata* Sow., după nomenclatura nouă *Puzosia sharpei* Spath, caracteristică Albianului superior. Dacă o revizuire a formei ar conduce la specia *Puzosia subplanulata* Schlüt., de vîrstă cenomaniană, problema s-ar rezolva.

Cenomanianul de la Cisnădioara, restrîns ca suprafață, ne dă posibilitatea de a face considerații paleogeografice. Conservarea lui se datorește existenței unui golf marin, acoperit de transgresiunea puternică din timpul Cenomanianului. Materialul detritic și Cefalopodele cu arie mare de răspîndire arată condițiile neritice de sedimentare. Prezența faunei asemenea celei de la Ohaba, comparativ bogată, pledează pentru o regiune relativ liniștită, instalată pe un amplasament cristalin. Depozitele de la Cisnădioara stabilesc legătura de continuitate între Cenomanianul din Munții Metaliferi și cel din Perșani. Ele demonstrează prezența mării cenomaniene pe sub amplasamentul actual al Bazinului Transilvaniei, fapt constatat de unii cercetători. Materialul psefitic indică apropierea litoralului și violența sedimentației caracteristică Cenomanianului. Proveniența lui se datorește eroziunii puternice exercitată asupra tinerei catene carpatice. Deformări tectonice nu au fost înregistrate de Cenomanianul de la Cisnădioara. Sprijinit direct pe fundamentul relativ rigid al Cristalinului, nu a fost solicitat de influențe tectonice importante.

### *b*) TURONIAN-SENONIAN

Deasupra conglomeratelor cenomaniene de la Cisnădioara se dezvoltă singurele depozite turon-senoniene din regiune. Răspîndirea lor este redusă la suprafața din jurul stîncei în formă de ciupercă (fig. 4) din V. Argintăriei, la circa 500 m înainte de intrarea în Cisnădioara. Turonian-Senonianul se reazemă pe marnele și gresiile de la partea superioară a Cenomanianului și este alcătuit din calcare cu oncoide de culoare roză cu pete albe, în care sînt înfipte elemente de șisturi cristaline (șisturi sericito-cloritoase, mai rar micașisturi, iar cuarțitele foarte rare, slab rulate și cu aspect brecios). Asemenea roce au fost identificate de noi (1929) în recifii neocomieni din Munții Trascăului. Dimensiunile elementelor sînt cuprinse între 5—10 cm. Prin spălare, materialul detritic este îndepărtat și lasă pe calcarul roz mici depresiuni caracteristice. Ca resturi organice cuprind genurile *Ostrea* și *Hippurites;* acestea din urmă se deosebesc ușor prin contrastul de culoare între fondul roz al rocei și albul cochiliei. Calcarele conglomeratice rezultă din multiplicarea elementelor detritice (șisturi sericito-cloritoase), iar conglomeratele poligene provin din reducerea masei calcaroase și înlocuirea cu material grezos. Aceste conglomerate fiind asociate cu cele cenomaniene, se pune problema deosebirii lor. Conglomeratele turonian-senoniene ocupă o suprafață redusă față de Cenomanian și sînt asociate cu calcare organogene recifale. Ele-

Institutul Geologic al României

mentele conglomeratice sînt slab rulate în Turonian-Senonian față de cele din Cenomanian. Prezența fosilelor în conglomeratul calcaros al Cretacicului superior şi lipsa lor în conglomeratele cenomaniene constituie un caracter deosebitor important.

Poziția stratigrafică este cuprinsă între Cenomanian şi Tortonian, iar căderile stratelor sînt monoclinale şi orientate aproximativ spre nord, ca şi depozitele între care se află cuprins. BLANCKENHORN, ținînd seamă de aceste condiții de apariție şi de asemănările cu calcarele de la Vidra, le-a considerat de vîrstă turoniană. I. ATANASIU a atribuit marnele şi gresiile cu cărbuni Turonianului, iar calcarele cu Rudişti remaniați (?) au fost repartizate Coniacianului. Tendința de întinerire a acestor depozite nu are o bază reală şi a influențat asupra stratigrafiei Cretacicului de pe marginea Cristalinului (Cisnădioara, Săscior—Pian). Marnele şi gresiile micacee purtătoare de cărbuni de la Cisnădioara reprezintă depozitele detritice cu Cefalopode tipice cenomaniene din P. Argintăriei. Calcarele cu Hippuriți nu sînt remaniate, ele se dezvoltă sub forma unui recif în care resturile organice complete fac corp comun cu masa calcarului, fără ca să arate dovezi de remaniere. Astfel de recifi sînt cunoscuți în Turonian—Senonianul din Munții Apuseni şi anume la Sohodol şi la confluența Someşului Rece cu Someşul Cald. Ei se reazemă direct pe marginea Cristalinului Gilăului şi marchează apropierea litoralului. Calcarele roze cu *Hippurites* de la Cisnădioara sînt depozite în loc, aparținînd Turonian superior-Senonianului inferior, care indică apropierea de țărm a apelor mării neocretacice.

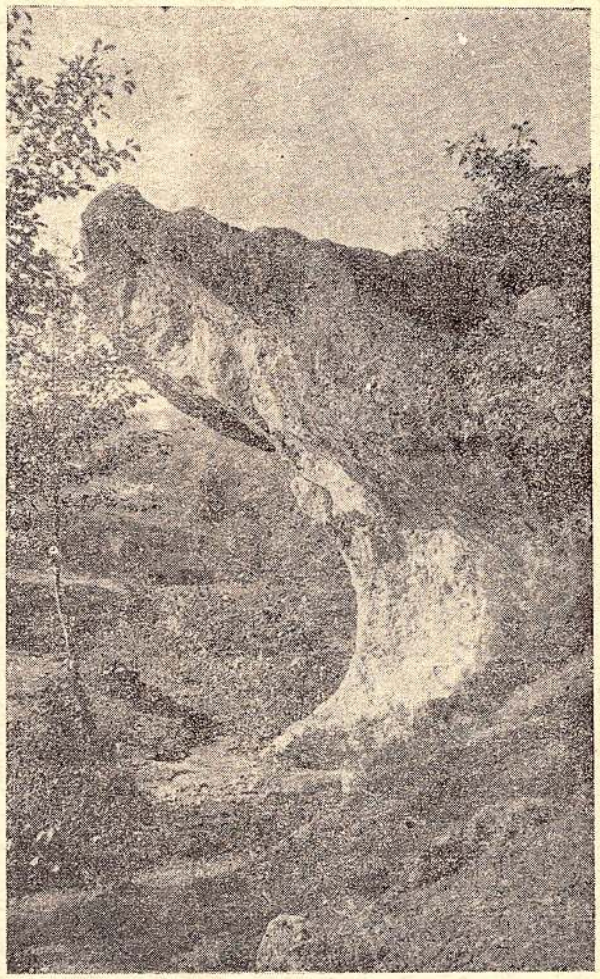


Fig. 4. — Calcarele cu *Hippurites* de la Cisnădioara.

Institutul Geologic al României

Cristalinul Cibinului a suportat, după transgresiunea cenomaniană, transgresiunea turoniană. Înregistrarea acestor deplasări pozitive ale nivelului mării s-a făcut în golful Cisnădioara, produs al noii înfățișări paleogeografice care a urmat fazei tectonice alpine mesocretacice.

### *c*) SENONIAN SUPERIOR

Zona de depozite cretacice, dezvoltată pe teritoriul localităților Pianul de Sus—Sebeşel—Săscior—Cacova—Cîlnic, aparține Senonianului superior. Fundamentul pe care se reazemă depozitele senoniene între Pianul de Sus şi Săscior este reprezentat prin şisturi cristaline. La est de Cacova, contactul cu aceste şisturi este mascat de Tortonian. Extremitatea sudică a bandei neocretacice este conturată de Tortonian care o acoperă pe toată marginea sa de nord. Poziția stratigrafică, natura petrografică deosebită de a Cretacicului superior din catenele învecinate, precum şi fauna bogată şi cu caracter de facies, au dat naştere la discuții asupra vîrstei depozitelor neocretacice de la Pian—Cacova. Primele menționări ale acestor depozite le întîlnim în lucrările lui FICHTEL şi STUR, unde se aminteşte de fauna de Gosau cu *Actaeonella* şi *Omphalia*. HAUER şi STACHE (40) au descris într-un capitol aparte caracterele petrografice şi cîteva resturi organice.

HALAVÁTS a figurat profilul geologic Sebeşel—Săscior, indicînd prezența unui anticlinal şi arătînd următoarea succesiune de strate: conglomeratul bazal, gresii şi argile cu *Actaeonella* şi *Inoceramus schmidti* MICK. şi în fine gresiile şi conglomeratele de la partea superioară. Specia *Inoceramus schmidti*, caracteristică Santonianului inf., a fost identificată de BLANCKENHORN, care la început a considerat-o drept *Inoceramus unduloplicatus*. PÁLFY (83) a descris succesiunea monoclinală de la Săscior şi a determinat prima listă de fosile în număr de 12.

*Caractere petrografice.* Din punct de vedere lithologic, Senonianul este reprezentat printr-o alternanță frecventă şi variată de tipuri de roce. Variația se observă în sens vertical şi în sens orizontal. La Pianul de Sus, baza complexului neocretacic este formată din conglomerate poligene alcătuite din elemente cuarțitice bine rulate (25 %) şi bucăți de şisturi cristaline provenite din fundamentul apropiat (micaşisturi, şisturi sericitoase, în proporție de 75 %). Cimentul calcaros conține fluturaşi de muscovită. Urmează apoi o alternanță de gresii, argile şi marne, în care se disting următoarele tipuri de roce: gresii conglomeratice, formate din elemente cuarțitice în diametru de 0,5—2 mm, gresii micacee cenuşii, bogate în fluturaşi de mică pînă la 2 mm diametru şi care prin expunere prind o patină feruginoasă, gresii cenuşii-verzui cu cimentul argilos, argile cenuşii nisipoase, argile şistoase şi marne cenuşii fin micacee.

Institutul Geologic al României

Aceeaşi alternanţă se întîlneşte pe drumul Răchita—Săscior, unde apar conglomerate poligene cu cimentul grezos, cu elemente cuarţitice şi bucăţi slab rulate de şisturi cristaline, gresii micacee de culoare cenuşie-verzuie, gresii micacee violacee, argile şi marne cenuşii cu patină feruginoasă.

La Sebeşel, Senonianul este reprezentat prin conglomerate mărunte cu elemente cuarţitice (1 mm — 1 cm diametru), prinse într-un ciment calcaros de culoare albă-cenuşie, gresii conglomeratice albe, avînd părţile mai dure scoase în relief, gresii micacee albe-verzui şi gresii cu mecanoglife, care la microscop arată următoarea constituţie: cuarţ detritic 70 %, muscovită în lamele de 1—2 mm (4—6 %), biotită brună (2—4 %) în mare parte cloritizată, feldspat plagioclaz (2 %), substanţă cărbunoasă (2 %), iar ciment calcaros 15 % din masa rocei. Deasemenea apar gresii cu cimentul calcaros, dure, care la microscop arată cuarţ detritic (50 %), feldspat plagioclaz proaspăt (4—6 %), muscovită în lamele, şi ciment calcaros conţinînd pete limonitice; gresii cu Foraminifere care prezintă la microscop următoarea compoziţie: cuarţ fin detritic (25 %), muscovită în lamele de 0,01—0,1 mm (4—6 %), fragmente de cărbune (2 %) şi resturi de Foraminifere *(Lagena, Nodosaria, Rotalia, Textillaria)* umplute cu $CO_3Ca$ cristalizat sau oxizi de fer, nisipuri şi argile asemenea depozitelor neogene; apoi marne albe-cenuşii, fin micacee, cu bioglife reprezentate prin urmele animalelor limnivore care străbat masa rocei sub forma unui ghem de sfoară desfăcut; în secţiune impresiunile sînt ovale, cu diametrul de 5 mm, şi pe suprafaţă au o patină verzuie.

Pe drumul dintre Săscior şi Cacovița se dezvoltă partea inferioară a depozitelor senoniene, spre deosebire de cele de la Sebeşel care sînt localizate în complexul superior. La Cacovița se dezvoltă baza complexului neocretacic, în contact direct cu Cristalinul şi reprezentat prin marne albe şi marne albe micacee cu suprafeţele de stratificaţie ondulate din cauza părţilor mai calcaroase, ce formează nodule, şi care conţin concreţiuni limonitoase mici şi resturi organice *(Cyclolites, Echinoconus, Micraster)*. Conglomerate mărunte cuarţitice cu Ostreide mici apar ca intercalaţii slabe în baza marnelor fosilifere. Lipsa conglomeratelor bazale cu elemente mari şi în bancuri puternice arată că ele nu sînt obligatorii în cazul transgresiunilor.

Urmează apoi: gresii cenuşii micacee în bancuri de 1—5 cm, gresii friabile, conglomerate cu aspect nodulos pe suprafeţele expuse, nisipuri micacee albe-cenuşii, feruginoase, nisipuri cu structura încrucişată, marne cenuşii, argile nisipoase verzui şi calcare grezoase cărămizii, dure.

Partea superioară a acestei alternanţe cuprinde 8 bancuri de gresii calcaroase cu plante incarbonizate, care conţin numeroase exemplare de *Actaeonella* şi *Nerinea*.

În fine, la Vîrful Moghii (Cacovița) se dezvoltă partea superioară a Senonianului, reprezentată prin conglomerate poligene, formate din gnaise, micaşisturi, cuarţite, uşor rulate, cu dimensiuni obişnuite între 4—10 cm; cele mai mari

Institutul Geologic al României

pot ajunge pînă la 0,5 m³. Blocurile, neobişnuite ca înfăţişare, ale conglomeratelor superioare au determinat pe unii autori să le considere ca aparţinînd unei insule cristaline în mijlocul Senonianului.

Aspectul de blocuri cu muchiile rotunjite, poziţia lor superioară, ca şi structura monoclinală a Senonianului fac să nu admitem existenţa unui Cristalin în loc, fie sub forma unei insule în marea senoniană, fie ca o lamă smulsă din fundament.

Cercetarea litologică a depozitelor neocretacice de la Pianul de Sus—Cacova ne-a condus la stabilirea succesiunii stratigrafice de mai jos.




Fig. 5. — Anticlinalul senonian de la Buha (Sebeşel).

Complexul inferior este constituit dintr-o alternanţă de conglomerate mărunte cu Ostreide, argile, marne nisipoase în plăci subţiri şi marne calcaroase albe-cenuşii în bancuri de 6—10 cm, care se desfac în blocuri rotunjite şi conţin resturi de *Micraster* şi *Echinoconus* în poziţie naturală şi nedeformate. Aşa se dezvoltă în partea de est a bandei (Cacova); la apus se observă o schimbare sensibilă de facies prin intervenţia alternanţei de conglomerate poligene şi gresii (Pianul de Sus).

Complexul mijlociu este format dintr-o alternanţă de gresii, nisipuri, argile şi marne. Gresiile au un caracter predominant şi sînt reprezentate prin tipuri variate şi anume: gresii micacee cenuşii-negricioase, gresii cu Foraminifere, gresii cu mecanoglife şi bioglife, gresii friabile, gresii calcaroase şi gresii conglomeratice. Acest complex cuprinde o faună bogată în specii de *Actaeonella* şi *Nerinea*, aflate în bancurile de gresii calcaroase groase de 1—20 m şi repetate de 8 ori. El manifestă şi schimbări laterale de facies şi corespunde depozitelor grezoase micacee, bogate în Inocerami, de la Pianul de Sus.

Complexul superior se caracterizează prin depozite detritice grosolane: conglomerate poligene cu elemente cristaline pînă la 0,5 m, conglomerate

Institutul Geologic al României

poligene asemenea celor inferioare (Pianul de Sus), gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice și gresii micacee. Ele se dezvoltă numai în partea de nord-est a bandei neocretacice (Vf. Moghii) și sînt lipsite de fosile. La Pianul de Sus nu au fost identificate, probabil au fost erodate și acoperite apoi de Neogen. Aceste complexe sedimentare prezintă tranziții între ele, iar în masa lor se observă diferențieri pe orizontală. Faptele demonstrează variații de facies atît pe verticală cît și pe orizontală. Ele sînt dispuse discordant pe Cristalin, indicînd o mare lacună stratigrafică (Paleozoic—Cretacic sup.) și marcînd prima transgresiune marină supusă observațiilor. Depozitele au o structură monoclinală pe toată întinderea lor, cu o singură ondulație vizibilă pe malul drept al Văii Sebeșului, anticlinalul Buha (fig. 5). Acest anticlinal este normal și drept, cu șarniera vizibilă și separat de seria monoclinală printr-un sinclinal larg. Structura monoclinală reprezintă partea neinfluențată de cutare din cauza fundamentului relativ rigid al Cristalinului. Anticlinalul Buha este prima ondulație vizibilă care a afectat Neocretacicul de la Săscior.

*Caractere paleontologice.* Cretacicul superior de la Pian—Săscior—Cacovița, deși foarte bogat în fosile, nu a format obiectul unui studiu paleontologic complet. M. PÁLFY, cercetînd fauna de la Vinț, a făcut primele determinări, citînd numai următoarele Gasteropode:

*Actaeonella goldfussi* D'ORB.
*Actaeonella abreviata* PHIL.
*Glauconia coquandiana* ZEK.
*Dejanira bicarinata* ZEK.
*Nerita goldfussi* KFST.
*Pyrgulifera acinosa* ZEK.
*Cerithium* cf. *sturi* STOL.
*Cerithium sexangulatum* ZEK.
*Cerithium* cf. *münsteri* GOLDF.
*Cerithium* cf. *sociale* ZEK.
*Nerinea bicincta* BUCH.

BLANCKENHORN a determinat pe *Inoceramus schmidti*, care la început a fost considerat ca *Inoceramus unduloplicatus*. În timpul cercetărilor am identificat în baza complexului inferior de la Cacovița următoarele forme:

*Cyclolites elliptica* LAM.
*Ananchytes ovata* LESKE.
*Micraster cor testudinarium* GOLDF.
*Ostrea* sp.

VAL. MARINCAȘ, reluînd studiul acestei faune, a determinat numeroase exemplare de Gasteropode și Lamellibranchiate, precum și resturi de Coralieri,

Institutul Geologic al României

Echinide şi Cefalopode. Pe teritoriul localităţii Cacovița a identificat următoarele specii:

*Trochosmilia transitoria* PRATZ.
*Cyclolites elliptica* LAM.
*Micraster cor testudinarium* GOLDF.
*Trigonia scabra* GOLDF.
*Trigonia* sp.
*Crassatella macrodonta* ZITT.
*Crassatella* sp.
*Vola quadricostata* SOW.
*Inoceramus cripsi* MANT.
*Omphalia conica* ZEK.
*Omphalia coquandiana* ZEK.
*Natica klipsteini* MÜLL.
*Glauconia obvoluta* SCHLOT.
*Pachydiscus* sp.

La nord Săscior, pe Pîrîul Lenderului, autoarea a determinat următoarele Moluşte:

*Cyrena dacica* PÁLFY
*Leda complanata* PÁLFY
*Actaeonella gigantea* SOW.
*Nerinea buchi* KFST.
*Natica klipsteini* MÜLL.
*Natica alkenyerensis* PÁLFY
*Natica transylvanica* PÁLFY
*Natica* sp. ind.
*Nerita goldfussi* KFST.
*Omphalia kefersteini* SOW.

Pe Valea Zăpodia de la nord-est Săscior, cunoscută de cercetători prin bancurile fosilifere bogate în *Nerinea* şi *Actaeonella*, V. MARINCAŞ citează formele:

*Cyrena dacica* PÁL.
*Crassatella macrodonta* SOW.
*Actaeonella gigantea* SOW.
*Natica klipsteini* MÜLL.
*Nerinea buchi* KFST.
*Cerithium kochi* PÁL.
*Cerithium* sp.
*Pyrgulifera böckhi* PÁL.
*Pyrgulifera pichleri* MÜLL.

Institutul Geologic al României

În această listă sînt menționate numai formele noi determinate, la care se adaugă cele 12 specii citate de PÁLFY.

Studiul completat prin determinarea tuturor speciilor de *Actaeonella* şi *Nerinea* va fi utilizat la descifrarea stratigrafiei Neocretacicului din regiunile unde se dezvoltă aceleaşi genuri însă reprezentate prin alte specii şi asociate cu alte grupe de fosile. Fauna de la Pianul de Sus, descrisă de VALERIA MARINCAŞ, se compune din aceleaşi genuri caracteristice de la Cacovița — Săscior, ca de exemplu *Cyclolites*, *Micraster*, *Natica*, *Cyrena*, *Crasatella*, *Pachydiscus*. Deosebirea constă în înlocuirea asociației *Actaeonella-Nerinea* prin Inocerami, fapt ce a determinat pe autoare să numească stratele fosilifere de la Pianul de Sus: orizontul cu Inocerami.

Fauna de la Pianul de Sus (V. MARINCAŞ) cuprinde următoarele forme:

*Cyclolites elliptica* LAM.
*Micraster cor testudinarium* GOLDF.
*Inoceramus cripsi* MANT.
*Corbula* sp.
*Corbula lineata* MÜLL.
*Cyrena dacica* PÁL.
*Cardium duclossi* VIDAL.
*Crassatella macrodonta* SOW.
*Leda complanata* PÁL.
*Leda försteri* PÁL.
*Pecten laevis* NILSS.
*Anomia coquandi* ZITT.
*Vola quadricostata* SOW.
*Turritella kochi* PÁL.
*Natica klipsteini* MÜLL.
*Natica transylvanica* PÁL.
*Fasciolaria bacata* SOW.
*Aporrhais schlotheimi* RÖM.
*Cilihna bulloides* SOW.
*Cilihna* n. sp.
*Pachydiscus* sp.

*Discuțiuni asupra vîrstei.* Lipsa complicațiilor tectonice, succesiunea clară a depozitelor şi abundența faunelor fac ca Neocretacicul de la Pian—Săscior—Cacovița să prezinte condițiile optime pentru studiul stratigrafic. Primii cercetători (FICHTEL, STUR, HAUER şi STACHE) l-au atribuit Faciesului de Gosau. HALAVÁTS şi PÁLFY, comparîndu-l cu depozitele fosilifere de la Vidra şi Vinț, l-au considerat ca Turonian-Senonian. BLANCKENHORN, determinînd specia *Inoceramus schmidti* (inițial *Inoceramus unduloplicatus*), considerată caracteristică pentru Santonianul inferior, a venit în sprijinul vîrstei turonian-senonian-inferioară.



Institutul Geologic al României

I. ATANASIU a afirmat că Senonianul superior nu apare la Sebeşel şi că depozitele de la Săscior, fiind asemenea celor de la Ohaba—Ponor, le-a atribuit, ca şi autorii precedenţi, Turonian-Senonianului. A deosebit Faciesul de Gosau (depozitele fosilifere) de Faciesul de Fliş (conglomeratele superioare), aşa cum făcuse M. PÁLFY în regiunea Vidra. A. STRECKEISEN (113), în profilul tectonic de pe V. Sebeşului, a figurat Cretacicul de la Săscior în poziţie normală peste Pînza cristalină Poiana Ruscă şi totodată l-a considerat prins între această pînză superioară şi Pînza Getică.

Despre existenţa Cenomanianului nu poate fi vorba la Săscior; conglomeratele senoniene din bază nu au dezvoltarea celor cenomaniene şi sînt asociate cu depozite fosilifere senoniene. Dispoziţia lor monoclinală nu poate servi ca argument în sprijinul unei participări la pînzele cristaline. Cercetările întreprinse de VAL. MARINCAŞ în anii 1949—1950 au arătat că Neocretacicul de la Pian — Săscior — Cacoviţa cuprinde Senonianul superior. În anul 1950 am constatat asociaţia formelor de Echinide: *Echinocorys* şi *Micraster cor testudinarium*, chiar în baza Neocretacicului, aproape de contactul cu şisturile cristaline.

Demonstrarea prezenţei Senonianului superior în complexul sedimentar de la Pian—Cacoviţa exclude existenţa Cenomanianului şi a Turonian-Senonianului inferior, pus în discuţie de unii autori. Fauna bogată cunoscută la Săscior (V. Zăpodia) şi Pianul de Sus (P. Surdosu), reprezentată printr-o asociaţie de *Actaeonella*, *Nerinea* şi *Inoceramus*, revine în întregime Senonianului superior.

În apropierea regiunii Pian—Săscior, Neocretacicul a fost identificat pe malul drept al Mureşului la Vinţ (M. PÁLFY), V. Ampoiului, (R. TELEGD, J. GERMAN) şi Geoagiu-Băi (D. IACOB).

În împrejurimile Vinţului, PÁLFY a determinat următoarea faună:

*Cerithium hoeninghausi* KFST.
*Melanopsis crassatina* VIDAL
*Actaeonella gigantea* SOW.
*Glauconia obvoluta* SCHLOTH.
*Inoceramus cripsi* MANT.

Ea a fost repartizată orizontului cu *Cerithium*, atribuit Senonianului superior şi comparat cu Garumnianul din Pirinei. NOPCSA (82) a completat această listă cu Cefalopodele *Pachidiscus neubergicus* HAUER, *Pachidiscus colligatus* BIRK. şi a precizat că orizontul cu *Pachidiscus* reprezintă un facies sincron şi heteropic al orizontului cu *Cerithium*.

În Bazinul Ampoiului sînt cunoscute punctele fosilifere din D. Mierloiului (Mamut) şi V. Bobului (Bălătruc). R. TELEGD, M. PÁLFY şi F. NOPCSA au identificat în primul punct următoarea faună:

*Cyclolites hemisphaerica* LAM.
*Cyclolites scutellum* REUSS

Institutul Geologic al României

*Trochocyathus* cf. *carbonarius* REUSS
*Pecten laevis* NILS.
*Lima* cf. *augusta* REUSS
*Cardium* sp.
*Crassatella* vel. *Astarte* sp.
*Dentalium medium* SOW.
*Cristellaria rotulata* D'ORB.

Din punctul fosilifer de la Bălătruc, I. GERMAN (30) a determinat numeroase forme de Coralieri şi Moluşte, dintre care amintim pe cele mai caracteristice:

*Cyclolites elliptica* GUETTARD
*Cyclolites* cf. *cereviciana* PRATZ
*Cyclolites* cf. *undulata* GOLDF.
*Actaeonella* sp.
*Vola quadricostata* SOW.
*Baculites* cf. *carinatus* BINKHORST

Prezenţa genurilor *Actaeonella* şi *Cyclolites* a determinat pe autor să considere fauna de la Bălătruc de vîrstă turonian-senoniană, ca şi aceea din D. Mierloiului. Specia *Baculites carinatus* pledează însă pentru existenţa Maestrichtianului.

D. IACOB (48), reluînd cercetarea Cretacicului superior din regiunea Alba-Iulia—Vinţ—Geoagiu-Băi, a făcut următoarele constatări: La Geoagiu-Băi, Neocretacicul se reazemă direct pe Şisturile cristaline din insula Rapolt—Geoagiu-Băi şi cuprinde Emscherianul şi Campanianul. La Vinţul de Jos a precizat existenţa Maestrichtianului reprezentat prin Stratele cu *Inoceramus cripsi*, *Cardium gosaviensis*, *Vola quadricostata*, *Pinna cretacea*, Stratele cu *Actaeonella gigantea*, *Natica bulbiformis* şi Stratele cu *Cerithium*. Este de observat că fauna de la Vinţ, considerată anterior ca aparţinînd Turonian-Senonianului, este repartizată de acest autor, în întregime, Senonianului superior. Ridicarea faunei de la Vinţ pe scara stratigrafică este bazată pe identificarea speciei *Baculites anceps* D'ORB.

Depozitele neocretacice din V. Ampoiului (Tăuţ), cunoscute prin fauna de la Bălătruc, ar putea fi repartizate de asemenea Senonianului superior. În partea inferioară ele remaniază din conglomeratele cenomaniene, făcînd impresia unei tranziţii, ceea ce poate face să le considerăm turonian-senoniene sau ca Cenomanianul să fie înglobat Cretacicului superior (I. GERMAN). Din cercetările recente, executate pe versanţii Văii Mureşului în partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, se constată restrîngerea Turonian-Senonianului inferior la depozitele de pe Cristalinul Rapolt—Geoagiu-Băi. Faunele noi arată prezenţa Senonianului superior. Turonianul superior - Senonianul inferior se dezvoltă în apropierea Cristalinului la Vidra de Sus, Geoagiu-Băi şi Cisnădioara şi este reprezentat prin Actaeonelle mari asociate cu Rudişti. Faciesul



Institutul Geologic al României

fosilifer al Neocretacicului este cunoscut sub denumirea de « Gosau » şi a fost considerat ca aparţinînd unei mări calde de tip mediteranean. În opoziţie cu acest facies se susţine dezvoltarea faciesului de Fliş cu caracter detritic nefosilifer, legat geneticeşte de o mare cu legături nordice.

Am demonstrat cu altă ocazie că distincţia acestor faciesuri legate de mări complet separate între ele nu reprezintă decît rezultatul sedimentaţiei efectuată în aceeaşi mare, însă în condiţii batimetrice diferite. Faciesul litoral este fosilifer şi prezintă, pe lîngă depozite psefito-psamitice, recifi datoriţi Rudiştilor. Faciesul de Fliş este un facies neritic, în care predomină depozitele pelitice lipsite de fosile. Complexul superior se dezvoltă în regiunea Vinţ şi Săscior şi înglobează Campanianul şi Maestrichtianul. Aparţine ultimei ingresiuni cretacice care s-a extins în Munţii Metaliferi şi a cuprins şi marginea de nord a Cristalinului din Munţii Sebeşului.

*Concluzii.* Banda senoniană de la Pianul de Sus—Săscior—Cacoviţa se prezintă continuă şi este cuprinsă între marginea de nord a Munţilor Cibin şi depozitele tortoniene. Este alcătuită din depozite cu caractere litologice distincte şi faune bine dezvoltate. Ele aparţin Senonianului superior şi manifestă variaţiuni de facies atît pe verticală cît şi pe orizontală.

Litologic se prezintă ca o alternanţă frecventă de conglomerate, gresii, nisipuri, argile şi marne. Variaţia pe verticală arată în bază conglomerate mărunte, marne albe şi gresii, apoi o alternanţă de gresii, nisipuri şi marno-argile, iar la partea superioară conglomerate cu elemente de dimensiuni mari. Lateral se constată o trecere de la conglomerate şi gresii grosiere (Pianul de Sus) la marne albe fosilifere (Cacoviţa). Partea mijlocie înregistrează o uşoară schimbare litologică prin mărirea cantităţii de $CO_3Ca$ în regiunea Săscior, faţă de regiunea Pianul de Sus.

Faunele legate strîns de natura sedimentaţiei trec de la formele cu cochilie calcaroasă groasă *(Actaeonella, Nerinea)* la forme cu cochilia subţire (orizontul cu Inocerami de la Pian). Orizontul superior cu conglomeratele mari de la Cacoviţa (Vf. Moghii) nu mai apare în partea vestică. La Săscior nu se poate vorbi de Faciesul de Gosau şi Faciesul de Fliş, deoarece Turonian-Senonianul lipseşte, iar diferenţa litologică nu justifică intervenţia a două mări cu temperaturi diferite. Variaţia litologică a Senonianului superior se datoreşte schimbărilor batimetrice survenite în timpul sedimentaţiei. Studiul paleontologic complet, uşurat de dispoziţia simplă a stratelor, de deschiderile numeroase şi de frecvenţa fosilelor, va aduce lămurirea problemelor stratigrafice şi pentru regiunile celelalte, acoperite de Cretacicul superior.

Răspîndirea depozitelor cretacice post-tectonice, dezvoltate în partea de nord-vest a Bazinului, ne oferă date preţioase privitoare la invaziile mării cretacice. Marea neocomiană, despre existenţa căreia avem dovezi în geosinclinalul Munţilor Metaliferi şi în Munţii Perşani, cu legături de continuitate

Institutul Geologic al României

pe sub amplasamentul actual al Bazinului Transilvaniei, nu a atins marginea septentrională a Carpaților meridionali în aspectul lor de astăzi. Transgresiunea cenomaniană, cea mai importantă invazie marină după efectuarea tectonicei alpine mesocretacice, a acoperit subdiviziunile cretacice mai vechi și s-a sprijinit pe Cristalinul Cibinului. Golful de la Cisnădioara arată extinderea mării cenomaniene pe sub Neogenul Bazinului Transilvaniei și stabilește continuitatea depozitelor din Perșani cu cele din Munții Apuseni. A urmat după o scurtă pauză (Cenomanian superior - Turonian superior) transgresiunea turoniană, care se suprapune aci peste depozitele cenomaniene ca și în Perșani. În Munții Metaliferi, Munții Bihor ca și la Săscior, Turonian-Senonianul se dezvoltă independent față de Cenomanian, luînd legături cu Cristalinul sau cu Mesozoicul mai vechi (Triasic, Jurasic). Senonianul superior de la Săscior arată existența celei din urmă transgresiuni cretacice, care și-a manifestat o independență totală la Săscior și una relativă în unitățile geologice vecine. Aceste transgresiuni, înregistrate pe marginea nordică a Cristalinului, urmează fazelor de mișcări tectonice. Transgresiunea cenomaniană a urmat fazei austrice, care a provocat formarea Pînzei Getice, Pînza Munților Metaliferi și Pînza Perșanilor. Relieful tînăr, datorit acestor unități mari tectonice, a procurat material sedimentogen mării cenomaniene. Mișcările subhercinice au fost urmate de transgresiunea Senonianului superior, iar cutările laramice de sedimentația Cretacicului superior, după care transgresiunea paleogenă s-a instalat pe amplasamentul Bazinului Transilvaniei.

## 2. PALEOGEN

Odată cu sfîrșitul Cretacicului, Bazinul Transilvaniei se conturează ca un bazin de subsidență care a funcționat de la începutul Paleogenului pînă în Dacian. Depozitele paleogene au o dezvoltare stratigrafică importantă în partea de nord a Bazinului Transilvaniei, legată de zona carpatică prin fosa subsidentă a Maramureșului.

Regiunea cercetată de noi cuprinde depozite paleogene aparținînd Eocenului și Oligocenului.

### *a*) EOCEN

Depozitele eocene se dezvoltă în următoarele trei regiuni distanțate între ele și avînd faciesuri diferite: regiunea Alba Iulia, regiunea Porcești și regiunea Vlădeni.

*Regiunea Alba Iulia.* Încă de la începutul cercetărilor geologice, autori ca HAUER, STACHE (43) și HEREPEY (46) au menționat prezența fosilelor eocene în regiunea Alba Iulia (Bărăbanț). VUTSKITS (126), KOCH (62) și R. TELEGD au adus noi contribuții geologice prin determinarea Foraminiferelor.

Institutul Geologic al României

(11 forme), Echinidelor (7), Lamellibranchiatelor (17) şi Gasteropodelor (14). În ultimul timp, I. GERMAN (30) s-a ocupat cu Eocenul din împrejurimile oraşului Alba Iulia. Aceşti autori au considerat fauna eocenă ca provenind din blocuri izolate aflate pe fundamentul cretacic; ei nu şi-au dat seama de natura litologică a Eocenului şi de extinderea lui. Urmărind dezvoltarea Eocenului de la Alba Iulia (55), am constatat că el formează substratumul Neogenului din Bazinul Transilvaniei, desenînd un prim anticlinal (Şard) sub depozitele miocene care, depăşindu-l, formează un sinclinal larg (Ighiu), avînd în bază tot Eocenul de la Vf. Măguliciu (fig. 6). De aci spre vest, depozitele

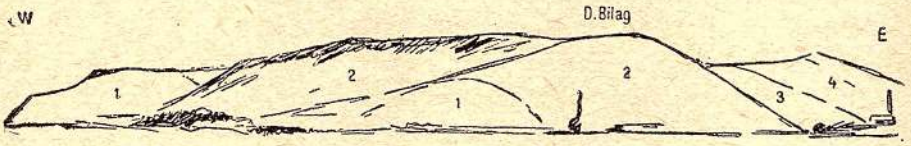



Fig. 6. — Depozitele paleogen-miocene din Dealul Bilag.
1, Eocen; 2, Acvitanian; 3, Tortonian; 4, Ponţian.

eocene invadează domeniul Flişului cretacic, introducîndu-se în golful Ţelna—Ampoiţa, iar de aci în bazinul terţiar Zlatna. Ele susţin Miocenul, care prezintă aceleaşi subdiviziuni (Acvitanian, Tortonian) şi faciesuri ca şi în Bazinul Transilvaniei.

Din punct de vedere litologic, Eocenul este constituit la partea inferioară dintr-un complex grezos-conglomeratic, iar la partea superioară dintr-un complex şistos. Calcarele organogene se prezintă sub formă de lentile înglobate în masa depozitelor detritice. Prezenţa acestor calcare devine mai frecventă de la vest către est. Acest fapt ne arată că faciesul litoral fosilifer, în loc să aibă o dezvoltare crescîndă de la est la vest, prezintă una inversă. Faptul demonstrează că în actualul Bazin al Transilvaniei configuraţia paleogeografică a permis o sedimentaţie litorală calcaroasă, organogenă. În locul unui facies eocen de adîncime, aşa cum era normal să ne aşteptăm, s-a dezvoltat un facies litoral sau neritic de mică adîncime.

*Regiunea Porceşti.* Pe teritoriul localităţii Porceşti (Sibiu), Eocenul apare ca un petec rezemat pe extremitatea de nord-vest a Cristalinului Făgăraşului şi împărţit simetric de cursul Văii Satului (fig. 7.) El prezintă o structură simplă monoclinală, avînd căderi nordice ca şi fundamentul cristalin. De asemenea, unghiul de cădere al stratelor eocene şi Cristalinului este în jurul a 45°. La partea superioară nu se cunosc raporturile cu depozitele mai noi din cauza eroziunii produse de Olt. Pe malul drept dezvoltîndu-se Conglomeratele de Tălmaci, le putem considera ca acoperişul Eocenului de la Porceşti. Cu studiul acestor depozite s-au ocupat primii cercetători din cauza faunelor

Institutul Geologic al României

bogate pe care le conţin. NEUGEBOREN (80), HAUER, STACHE (53), PRIMICS, VUTSKITS (126), KOCH (62) sînt autorii cei mai de seamă care au executat determinări paleontologice. A. KOCH (62) a descris, pe lîngă faună, şi caracterele petrografice, arătînd următoarea succesiune de tipuri de roce: argile inferioare cu Foraminifere, marne nisipoase cu Nummuliţi, calcare grosolane cu Nummuliţi, conglomerate şi calcare cu *Ostrea rarilamella*. Eocenul de la Porceşti a servit ca bază în cercetarea Eocenului de la Albeşti-Muşcel şi a fost comparat

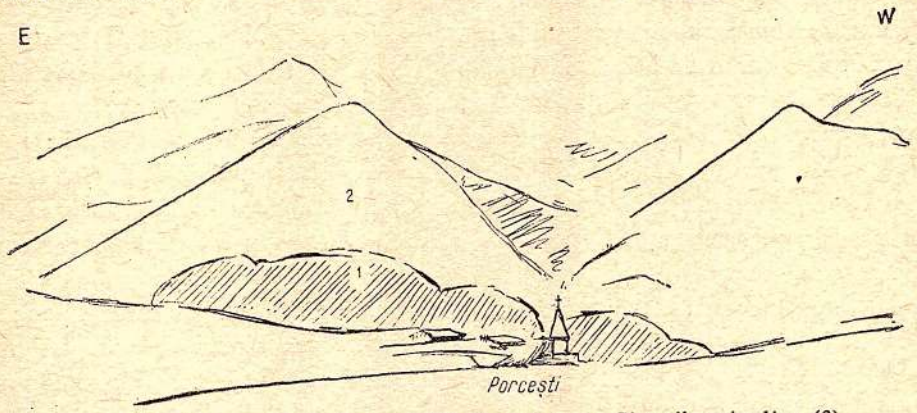



Fig. 7. — Eocenul de la Porceşti (1) discordant pe Şisturile cristaline (2).

cu Eocenul de la Cluj. I. P.-VOITEŞTI (125) a arătat că marnele cu *Nummulites mamilata* D'ORB. şi *Nummulites biarritzensis* D'ARCH. corespund orizontului inferior al Nummuliticului din Depresiunea Getică.

Cea mai mare parte din Eocenul de la Porceşti este alcătuită din calcare. Materialul detritic se găseşte slab dezvoltat şi ia parte la alcătuirea următoarelor tipuri de roce: conglomerate monogene, formate din elemente de cuarţite, foarte bine rulate, albe, mai rar fumurii sau roze, cu patină ruginie. Dimensiunile elementelor sînt cuprinse între 5 mm — 3 cm, cel mai frecvent 1—2 cm. Rareori intervin elemente de gresii mesozoice sau şisturi cristaline. Cimentul calcaros, alb, conţine fluturaşi de muscovită izolaţi. Prin dezagregare, conglomeratele se transformă în pietrişuri.

Calcarele conglomeratice au înfipte în masa calcaroasă elemente izolate de cuarţite rulate şi şisturi cristaline. Calcarele grezoase conţin elemente de cuarţite şi şisturi cristaline cu diametrul de 1—5 mm, iar fluturaşii de muscovită sînt răspîndiţi în masa calcaroasă.

Gresiile sînt micacee, calcaroase, de culoare cenuşie-negricioasă, cu patină feruginoasă prin expunere şi se prezintă în plăci de 2—4 cm. La microscop, cuarţul detritic, cu grăunţe neuniforme, formează 50% din masa rocei. Gresiile conţin uneori Nummuliţi mici. Marnele cenuşii-negricioase sînt asociate cu aceste gresii şi conţin exemplare numeroase de Nummuliţi de talie mică. La microscop se distinge cuarţ în cantitate de 5—10 % şi muscovită în lamele

Institutul Geologic al României

izolate (2 %). În masa calcarelor se poate distinge o serie de tipuri care diferă între ele prin organismele ce le conțin.

Calcarele cu Nummuliți conțin numeroase elemente detritice. Observate la microscop, prezintă următoarea compoziție mineralogică: cuarț detritic, cu extincție onduloasă, în grăunțe izolate sau asociate în bucăți de cuarțite (40 %); muscovită ca foițe izolate (2 %) și feldspat plagioclaz, ca grăunțe proaspete și cu conturul detritic (4 %). În masa calcaroasă se observă pete limonitice și numeroase secțiuni axiale, ecuatoriale sau neorientate, de Nummuliți. Prin expunere, Nummuliții apar în relief.

Calcarele organogene albe, albe-cenușii, gălbui pe fețele expuse, prezintă numeroase mulaje interne, mulaje externe sau cochilii de Lamellibranchiate și Gasteropode *(Campanile)*, Echinide, Coralieri și dinți de Selacieni. Calcarele cu *Lithothamnium* se dezvoltă în partea de vest a bandei eocene, sînt compacte, albe-gălbui, se cioplesc ușor și se recunosc în spărtură prin petele albe și structura algelor calcaroase.

Calcarele cu accidente silicioase de culoare cenușie sau cafenie și aspect cavernos prind o patină de culoare alb-lăptos. Aceste tipuri de roce nu se succed în mod ordonat și nu alcătuiesc orizonturi distincte. Ele se întrepătrund, prezentînd caracterul unor variații de facies locale.

Materialul detritic se găsește în apropierea contactului cu Șisturile cristaline, fără a corespunde însă unui conglomerat bazal. De asemenea îl găsim bine dezvoltat în masa calcarelor, sub forma conglomeratelor monogene. Materialul dur și bine rulat arată transportul său îndelung pe cale fluvială. Gresiile și marno-argilele din partea de nord-est a depozitelor eocene de la Porcești au fost considerate ca orizont de bază al Calcarelor de Porcești, pe simplul fapt că ocupă o poziție topografică inferioară. Cum ele nu se găsesc situate între calcare și fundamentul cristalin, ci reprezintă depozitele cele mai nordice, le putem considera drept corespondentul mai de adîncime al calcarelor.

Suprafața ocupată de calcarele eocene este relativ restrînsă, însă numărul mare de fosile a atras încă de la început pe cercetători. NEUGEBOREN s-a ocupat cu speciile de Selacieni, iar HAUER, STACHE, PRIMICS, VUTSKITS și A. KOCH au determinat fauna de nevertebrate. Determinările paleontologice au fost înlesnite de formele cunoscute în Eocenul din nord-vestul Transilvaniei. Fauna de la Porcești, determinată de autorii de mai sus și completată de noi, este reprezentată prin următoarele forme:

Foraminifere

*Nummulites complanata* LAM.
*Nummulites tchichatcheffi* D'ARCH.
*Nummulites laevigata* LAMB.
*Nummulites lamarki* D'ARCH.
*Nummulites baconica* HANTK.
*Nummulites perforata* D'ORB.

Institutul Geologic al României

*Nummulites biarritzensis* D'ARCH.
*Nummulites* cf. *pulchella* HANTK. et MAD.
*Nummulites contorta* DESH.
*Nummulites striata* D'ORB.
*Nummulites exponens* SOW.
*Nummulites mamillata* D'ARCH.
*Nummulites spira* DE BOISSY
*Orbitoides papiracea* ROUBÉ
*Operculina granulosa* D'ARCH.

Coralieri

*Favia* sp.
*Calamophyllia* sp.

Echinoderme

*Pentacrinus didactylus* D'ORB.
*Encrinites* sp.
*Cidaris* cf. *subularis* D'ARCH.
*Cidaris* cf. *spileccensis* DAMES
*Cidaris portsesdisensis* KOCH
*Cidaris bielzi* KOCH
*Porocidaris pseudoserrata* COTT.
*Conoclypeus considens* AGASS.
*Conoclypeus ackneri* KOCH
*Sismondia occitana* DESH.
*Echinanthus pellati* COTT.
*Echinolampas (Clypeolampas) alienus* BITTN.
*Echinolampas* cf. *globulus* LAMB.
*Echinolampas* sp.
*Leiocidaris* sp.

Viermi

*Serpula spirulea* LAMK.
*Serpula* sp.

Brachiopode

*Terebratula* cf. *picta* SCHAFK.

Lamellibranchiate

*Pectunculus* sp.
*Crassatella plumbea* DESH.
*Crassatella* sp.
*Fimbria lamellosa* LAMB.
*Lucina mutabilis* LAMK.
*Lucina* cf. *gigantea* DESH.
*Lucina caillati* DESH.
*Lucina* sp.

Institutul Geologic al României

*Cardium* cf. *gigas* DEFR.
*Cardium obliquum* LAMK.
*Cardium* cf. *galaticum* D'ARCH.
*Cardium* cf. *gratum* DEFR.
*Venus* sp.
*Cytherea* sp.
*Tellina subrotunda* DESH.
*Pholadomia puschi* GOLDF.
*Vulsella legumen* D'ARCH.
*Pecten multistriatus* DESH.
*Pecten plebejus* LAMK.
*Pecten* cf. *subtripartitus* D'ARCH.
*Pecten* cf. *menc:eri* GOLDF.
*Pecten* cf. *decemplicatus* GOLDF.
*Spondylus radula* LAMK.
*Spondylus* sp.
*Anomya* sp.
*Ostrea rarilamella* DESH.
*Ostrea* sp.
*Mytilus fanjasii* A. BAGUT
*Modiola acuminata* DESH.

Gasteropode

*Teredo* cf. *parisiensis* DESH.
*Teredo rugosa* SCHAFH.
*Phasianella* aff. *scalarioides* D'ARCH.
*Phasianella oweni* D'ARCH.
*Nerita (Velates) schmideliana* CHEMN.
*Nerita conoidea* LAM.
*Solarium* sp.
*Hipponix cornucopiae* DESFR.
*Natica cepacea* LAMK.
*Natica angulifera* D'ORB.
*Natica* cf. *hybrida* LAMK.
*Cerithium tchichatcheffi* D'ARCH.
*Cerithium* aff. *giganteum* LAMK.
*Cerithium rude* SOW.
*Cerithium* aff. *goniophorum* DESH.
*Cerithium* sp.
*Fusus* sp.
*Strombus giganteus* MÜNST.
*Terebellum belemnitoideum* D'ARCH.
*Terebellum convolutum* LAMK.

Institutul Geologic al României

*Rostellaria* sp.
*Ovula murchisoni* D'ARCH. et HAINE
*Ovula ellipsoidea* D'ARCH. et HAINE
*Ovula depressa* SOW var. D'ARCH.
*Pyrula* sp.
*Voluta torulosa* DESH.
*Oliva* sp.
*Terebro* sp.
*Conus* sp. *diversiformis* DESH.
*Conus* sp.
*Tornatella* sp.

Toate aceste forme arată vîrsta luteţiană a calcarelor de la Cluj, precum şi condiţiile de sedimentare într-o mare cu salinitate normală şi aparţinînd unui climat cald, sau străbătută de curenţi calzi. Procesul de sedimentaţie a fost calm, deşi în apropierea unui relief cristalin materialul detritic redus arată o acţiune slabă a valurilor.

Fauna de vertebrate este de asemenea interesantă prin numărul mare de specii şi concluziile ce se pot trage prin comparaţie cu faunele actuale. Reptilele sînt reprezentate prin *Crocodilus* sp., *Dracosaurus bronni* EICHW. şi *Halianassa* (MAYER) sau *Halitherium* (KAUP.).

Cu studiul Peştilor elasmobranchii s-a ocupat NEUGEBOREN (80), care a menţionat speciile următoare:

*Notidamus primigenius* AGASS.
*Notidamus microdon* AGASS.
*Galeacerdo latidens* AGASS.
*Galeocerdo minor* AGASS.
*Sphyr[illegible]a prisca* AGASS.
*Carcharodon productus* AGASS.
*Carcharodon subsidens* AGASS.
*Carcharodon angustidens* AGASS.
*Carcharodon turgidus* AGASS.
*Carcharodon semiserratus* AGASS.
*Carcharodon lanceolatus* AGASS.
*Carcharodon toliapicus* AGASS.
*Carcharodon sulcatus* NEUGEB.
*Carcharodon elegans* NEUGEB.
*Carcharodon gracilis* NEUGEB.
*Carcharodon latidens* NEUGEB.
*Carcharodon heterodon* AGASS.
*Carcharodon leptodon* AGASS.
*Carcharodon haidingeri* NEUGEB.

Institutul Geologic al României

*Carcharodon haueri* NEUGEB.
*Carcharodon cavidens* NEUGEB.
*Carcharodon bielzi* NEUGEB.
*Carcharodon crassus* NEUGEB.
*Carcharodon inaequeserratus* NEUGEB.
*Otodus obliquus* AGASS.
*Otodus plicatilis* NEUGEB.
*Otodus appendiculatus* AGASS.
*Otodus ambiguus* NEUGEB.
*Otodus arenato decrescens* NEUGEB.
*Oxyrhina hastatis* AGASS.
*Oxyrhina xyphodon* AGASS.
*Oxyrhina leptodon* AGASS.
*Oxyrhina desorvi* AGASS.
*Oxyrhina subinflata* AGASS.
*Oxyrhina zippei* AGASS.
*Oxyrhina heckeliana* NEUGEB.
*Oxyrhina haueri* NEUGEB.
*Oxyrhina lata* NEUGEB.
*Lamna elegans* AGASS.
*Lamna depressa* NEUGEB.
*Lamna cuspidata* AGASS.
*Lamna speciosa* NEUGEB.
*Lamna carinata* NEUGEB.
*Lamna compressa* AGASS.
*Lamna denticulata* AGASS.
*Lamna (Odontaspis) hoppei* AGASS.
*Lamna (Odontaspis) verticalis* AGASS.
*Lamna (Odontaspis) acutissima* AGASS.
*Lamna crassidens* AGASS.
*Lamna (Odontaspis) plicatella* REUSS
*Lamna (Odontaspis) raphiodon* AGASS.
*Lamna (Odontaspis) alveata* NEUGEB.
*Lamna (Odontaspis) elongata* NEUGEB.
*Lamna (Odontaspis) contortidens* AGASS.
*Lamna xyphodon* NEUGEB.
*Lamna cavidens* NEUGEB.
*Lamna ackneri* NEUGEB.
*Lamna haueri* NEUGEB.
*Lamna (Odontaspis) ferox fossilis* NEUGEB.
*Lamna (Odontaspis) serrata* NEUGEB.
*Lamna minuta* NEUGEB.

Institutul Geologic al României

*Lamna minima* NEUGEB.
*Lamna (Odontaspis) dubia* AGASS.

Din comparația acestor genuri de Selacieni (fig. 8, 9) cu formele actuale putem deduce condițiile de viață în marea eocenă. Răspîndirea zonară a genurilor actuale *Notidamus*, *Odontaspis*, *Lamna*, *Oxyrhina*, *Carcharodon* și *Galeacerdo* arată localizarea lor în zona litorală și pelagică; ele lipsesc din zona abisală.

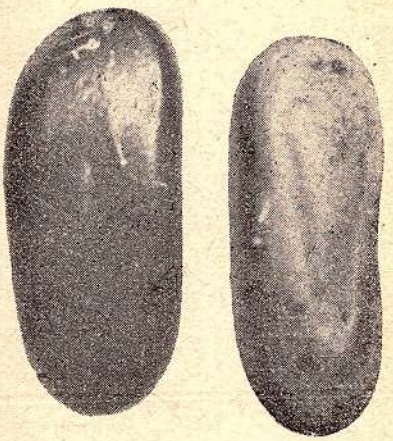


Fig. 8. — Dinți de Selacieni. Eocen. Porcești. × 2.

Fauna ihtiologică de la Porcești prezintă deci caractere marine și anume aparține zonei litorale. Corpul fusiform și coada ripidicercă demonstrează adaptările faunei litorale la viața nectonică (DOLLO, 1904). Selacienii din Eocenul de la Porcești, inclusiv genul *Otodus*, prezintă adaptări speciale înotului și se deosebesc de formele cu viață bentonică sau planctonică. Repartiția climatologică a faunei actuale dovedește caracterul tropical al genurilor identificate în Eocenul de la Porcești. Aparitia bruscă a acestor genuri în Eocen vine în sprijinul unei schimbări a climatului și indică un caracter evoluționist (66).

*Regiunea Vlădeni.* În colțul de sud-vest al Bazinului Transilvaniei (Vlădeni—Șinca) se dezvoltă, pe o suprafață importantă, Paleogenul reprezentat prin depozite eocene și oligocene. Prima identificare a Eocenului de la Vlădeni se datorește lui HAUER și STACHE (43), care au amintit despre existența lui și la Racoșul de Jos. Gresiile cu Nummuliți le-au servit ca argument pentru vîrsta eocenă a « gresiei carpatice », în care au înglobat și depozitele cretacice.

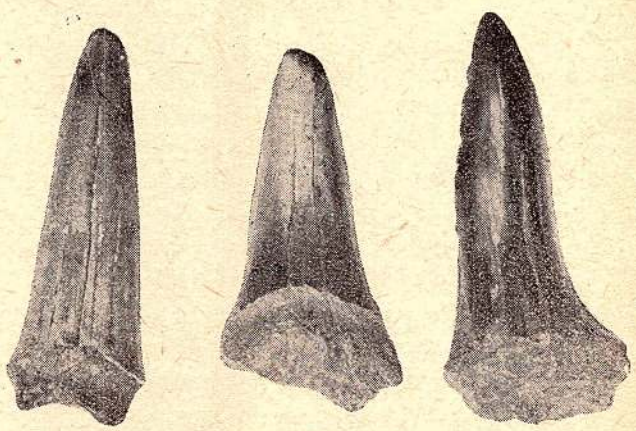


Fig. 9. — Dinți de *Lamna*. Eocen. Porcești, Sibiu. × 2.

FR. HERBICH (1878), neidentificînd Eocenul de la Racoșul de Jos, a negat și existența celui de la Vlădeni. JEKELIUS (1936) a descris Eocenul de la Vlădeni

Institutul Geologic al României

şi l-a reprezentat cartografic într-o fîşie îngustă în partea superioară a Văii Homorodului. Deschiderile naturale în depozitele eocene sînt foarte rare şi limitate în punctele unde torenţii sînt mai activi. De obicei sînt acoperite în cea mai mare parte de o pătură groasă de Cuaternar. Sînt alcătuite din următoarele tipuri de roce: conglomerate cu elemente cuarţitice, gresii conglomeratice cu cimentul calcaros şi bogate în resturi de Nummuliţi, gresii micacee calcaroase, argile şi marne cenuşii-negricioase sau cenuşii-verzui.

Stratigrafic, sînt cuprinse între conglomeratele poligene ale Cenomanianului şi şisturile disodilice oligocene. Materialul detritic care formează alternanţa depozitelor eocene a fost furnizat de Cenomanian. Caracterele petrografice apropie Eocenul de la Vlădeni de cel din Munţii Apuseni şi-l deosebeşte de cel de la Porceşti.

*Facies. Paleogeografie.* Eocenul de la Porceşti reprezintă un petec salvat de eroziune şi situat pe marginea de nord-vest a Făgăraşului. Marginea sudică a Bazinului Transilvaniei se caracterizează prin existenţa depozitelor ce aparţin transgresiunilor marine cele mai importante. La Cisnădioara s-a păstrat Cenomanianul şi Turonian-Senonianul, la Pian—Săscior depozitele Senonianului superior, iar la Porceşti Eocenul superior. Toate aceste depozite transgresive sînt legate de fundamentul cristalin şi au un conţinut litologic diferit de cel al regiunilor învecinate. La Porceşti se întîlnesc, alături de depozitele eocene, conglomeratele miocene, iar depozite mai vechi nu se cunosc. Poziţia stratigrafică a Eocenului de aci este clară; el se reazemă discodant pe micaşisturile şi amfibolitele din nord-vestul Făgăraşului, iar la partea superioară, în lipsa Oligocenului, suportă direct conglomeratele miocene. Faciesul sub care se dezvoltă seamănă cu cel din nord-vestul Transilvaniei (Cluj—Huedin).

Din comparaţia Eocenului de la Porceşti cu cel de la Cluj—Huedin constatăm următoarele: La Cluj este reprezentat întreg complexul eocen cu variaţiile sale de facies marin, lagunar şi lacustru, pe cînd la Porceşti se află numai calcare organogene grosolane, produs al transgresiunii luteţiene. De asemenea aci lipseşte complexul argilos roşu din baza Eocenului de la Cluj—Huedin. Prezenţa acestui complex este legată de marginea Cristalinului Gilăului, care oferă condiţii favorabile dezvoltării solurilor lateritice: prezenţa unui Cristalin bogat în oxizi de fer şi a unei suprafeţe de abraziune fosile.

Condiţia de climat nu este necesară. Pe marginea de nord a Munţilor Sebeş există depozite cuaternare colorate în roşu, care seamănă cu depozitele roşii acvitaniene. Materialul lateritic, provenit deci în condiţiile arătate, a fost remaniat în baza Eocenului. Dacă climatul ar fi fost factorul principal ar fi urmat ca depozitele argiloase bazale, colorate în roşu, să aibă o răspîndire generală. Eocenul de la Porceşti ocupă o poziţie simetrică faţă de Eocenul de la Alba Iulia şi cel de la Vlădeni. În aceste două din urmă regiuni, Eocenul

Institutul Geologic al României

schimbă sensibil de facies. Variația de facies, în condițiile actuale, pune cîteva probleme importante pentru paleogeografia mării eocene.

Eocenul de la periferia Munților Perșani și Metaliferi este alcătuit dintr-o alternanță de roce detritice, slab fosilifere în comparație cu cel de la Porcești.

Volumul stratigrafic al Eocenului din Munții Metaliferi este mai mare, iar depozitele eocene au suportat deformări tectonice de ordinul cutelor și al încălecărilor secundare. Caracterele litologice, paleontologice și tectonice îl apropie de Faciesul de Șotrile din Muntenia de vest. Alternanța de conglomerate mărunte, gresii calcaroase cu Nummuliți, marne calcaroase, argile și calcare organogene de la Alba Iulia și Vlădeni prezintă afinități cu faciesul de Fliș, și pentru a evita confuziuni îl vom numi « faciesul flișoid al Munților Metaliferi și Perșani ». Legăturile dintre Faciesul de Porcești și cel flișoid nu se pot stabili după repartiția actuală a depozitelor decît prin admiterea forțată a anumitor bariere locale. În mod normal, în Bazinul Transilvaniei de sud ar trebui ca faciesul calcaros să se dezvolte pe marginea muntoasă, iar faciesul detritic, flișoid, să fie localizat spre centrul zonei de sedimentație, cu adîncimi mai mari.

Urmărind raporturile faciesurilor cu fundamentul constatăm următoarele: În regiunea Porcești și Cluj—Huedin sedimentația s-a dezvoltat pe un fundament cristalin peneplenizat sub un înveliș subțire de ape marine. Invaziunea marină nu a întîmpinat obstacole datorite unui relief tînăr accidentat, iar acțiunea calmă a valurilor nu a produs un material detritic grosolan și abundent, nefavorabil dezvoltării vieții. Ulterior depozitele nu au suferit modificări tectonice importante; ele manifestă în general o structură monoclinală datorită fundamentului cristalin rigid. Toate aceste caractere ne determină să considerăm depozitele eocene de la Porcești ca aparținînd faciesului epicontinental. Faciesul flișoid din Munții Metaliferi și Perșani s-a dezvoltat pe un fundament cretacic alcătuit din complexe sedimentare de tipul celor din Flișul cretacic al Carpaților orientali. Zonele de sedimentație eocenă de la Alba Iulia și Vlădeni sînt legate de geosinclinalele cretacice învecinate cu Bazinul Transilvaniei. În timpul Eocenului aceste geosinclinale s-au restrîns la maximum prin deplasarea apelor marine către periferia lor. Fenomenul se datorește exondărilor de la sfîrșitul Cretacicului.

Sedimentația de tip flișoid aparține regiunilor depresive, resturi ale geosinclinalelor vechi. Ea s-a efectuat în condiții diferite față de sedimentația epicontinentală. Materialul detritic variat și cu volum stratigrafic important a fost furnizat de Cretacicul din imediata apropiere. Relieful înconjurător și mersul subsidențial al foselor de sedimentație au concurat la acumularea sedimentelor eocene din Munții Metaliferi și Perșani. Ele sînt slab fosilifere din cauza abundenței de material detritic. Lentilele de calcar apar rar și devin mai frecvente pe marginea de vest a Bazinului Transilvaniei și în golfurile eocene de la

Institutul Geologic al României

Ampoița și Zlatna. Urmărind dezvoltarea faciesurilor, așa cum apare din răspîndirea actuală, observăm două contradicții importante. Prima constă în alternarea faciesului epicontinental de pe marginea Bazinului Transilvaniei cu cel flișoid din partea lui meridională. Faciesului flișoid din vest îi urmează faciesul epicontinental de la Porcești iar la Vlădeni revine faciesul flișoid. În mod normal ar fi trebuit ca faciesul epicontinental de la Cluj să urmărească toată marginea de est a Munților Apuseni, să se lege cu cel de la Porcești și să se dezvolte mai departe spre est. A doua nepotrivire constă în multiplicarea lentilelor de calcare din Eocenul Munților Metaliferi de la vest spre est. Acest fapt se petrece ca și cum în interiorul Bazinului Transilvaniei s-ar fi aflat zona litorală.

Pentru a lămuri extinderea faciesurilor trebuie să reconstituim aspectele paleogeografice ale mării eocene. În partea de sud a bazinului, depozitele terțiare plonjează calm spre nord, înecînd sub ele masivele hercinice, care manifestă aceeași cădere nordică continuă și relativ calmă. Din această constatare reiese că în timpul Eocenului subsidența s-a instalat pe fundamentul cristalin. Faciesul epicontinental de la Porcești a continuat departe spre nord, pînă către cursul actual al Tîrnavei. De aci spre vest, către Alba Iulia, calcarele organogene marine sînt înlocuite prin depozitele detritice de facies flișoid, reducîndu-se uneori la intercalații slabe lenticulare. Deformările ulterioare, care constau în coborîrea treptată a Bazinului Transilvaniei, însoțită de o ridicare a catenelor limitrofe, explică situația actuală contradictorie a celor două faciesuri. Înclinarea calcarelor de la Porcești, care se apropie de cea a șisturilor cristaline de pe versantul nordic al Făgărașului, demonstrează delimitarea Bazinului Transilvaniei ca zonă subsidentă, instalată pe fundamentul cristalin. Deplasarea acestui fundament în timp reiese din comparația căderii stratelor eocene, miocene și pliocene la contactul cu masivele hercinice învecinate.

Lămurirea paleogeografiei Eocenului face să nu apelăm la soluțiile tectonice, care conduc la afirmații greșite, așa cum s-a întîmplat în Carpații orientali. Întrucît repartiția faciesurilor cretacice nu urmau acolo succesiunea normală, s-a recurs la interpretarea în pînză, bazată pe deplasarea la distanțe mari a faciesurilor. Sinclinalele normale au fost considerate ca petece de acoperire, iar suprafețele de contact normal au devenit suprafețe de încălecare. În cazul regiunii noastre ar fi urmat să considerăm faciesul epicontinental Tîrnave—Porcești în pînză peste faciesul flișoid.

Marea eocenă era delimitată la sud de Carpații meridionali. Petecul de calcare luteține de la Porcești a înregistrat partea cea mai avansată a invaziei marine din timpul Eocenului. În partea estică ocupa depresiunea actuală a Vlădenilor, care a funcționat ca atare și în Paleogen. La vest, marea eocenă a pătruns prin golfuri mai mici (Țelna—Ampoița), ajungînd pînă în zona axială a Munților Metaliferi, mulțumită unui mic bazin de subsidență Zlatna—Glodu. Pe V. Mureșului exista un culoar de legătură cu apele din bazinul panonic. În partea

Institutul Geologic al României

de nord, marea eocenă prezenta o legătură largă prin fosa Maramureşului, care stabilea comunicaţia cu geosinclinalul carpatic.

Pentru a ajunge la o unitate de vederi referitoare la faciesul şi paleogeografia Eocenului din Bazinul Transilvaniei vom analiza pe scurt caracterele depozitelor eocene din nordul Bazinului Transilvaniei. Studiile geologice mai vechi făceau o distincţie între formaţiile carpatice şi cele intracarpatice bazate pe condiţii climatice. Cenomanianul Carpaţilor orientali, restrîns la petecele discordante de pe masa cristalină, era pus pe seama unei mări independente de geosinclinalul carpatic. Acelaşi lucru s-a întîmplat şi cu Turonian-Senonianul atribuit unei mări calde, localizată în Transilvania şi complet deosebită de marea rece a Flişului. Tot astfel Paleogenul din nord-vestul Transilvaniei era considerat complet izolat faţă de depozitele Flişului carpatic.

În prezent este recunoscută extinderea aceleiaşi mări cenomaniene din Carpaţii orientali în Munţii Perşani, iar de aci prin mărturiile de la Cisnădioara pînă în Munţii Metaliferi. Identificarea Turonian — Senonianului în Carpaţi, precum şi asociaţia faunelor considerate caracteristice pentru climate diferite, au arătat a fi neîntemeiată ideea unor depozite aparţinînd la mări de aceeaşi vîrstă însă cu temperatură diferită.

Descoperind faciesul intermediar (flişoid) în Munţii Apuseni, am urmărit corelaţia cu faciesul epicontinental şi cel carpatic. Legătura mării eocene interioare din Transilvania cu geosinclinalul carpatic s-a făcut prin Maramureş. Din această cauză s-a întrebuinţat termenul de « Fliş » şi pentru depozitele eocene din zona de sedimentaţie maramureşeană. Acest termen este nepotrivit deoarece condiţiile de sedimentare şi paleogeografia diferă mult. Identitatea s-a stabilit pe baza unor afinităţi litologice. Asemănările petrografice nu sînt însă suficiente pentru aplicarea termenului de Fliş. Valoarea stratigrafică a diferitelor complexe sedimentare din geosinclinalul carpatic nu se menţine în Maramureş. Faciesul Eocenului din Maramureş se deosebeşte bine de faciesul de Cluj, deşi prezenţa calcarelor organogene de pe marginea Cristalinului Rodnei ne-ar putea conduce la o apropiere. Afinităţile litologice arată că faciesul Eocenului din Maramureş este un facies intermediar faciesului de Fliş şi faciesului epicontinental. Termenul de Fliş nu i se poate aplica pentru motivele următoare: Faciesul de Fliş se dezvoltă în geosinclinalul propriu zis al Carpaţilor, unde subsidenţa se realizează în condiţii maxime, dînd naştere unor volume stratigrafice mari cu orizonturi proprii. Mersul subsidenţial în ritm vioi şi relieful puternic înconjurător au condus la o sedimentaţie puternică. Tectonica Flişului carpatic atinge maximum de amplitudine, trecînd de la cute-solzi la pînze. Eocenul din Maramureş prezintă un complex sedimentar fără suprapuneri pînă la identitate cu orizonturile din Carpaţi. Periferic, la contactul cu şisturile cristaline, capătă afinităţi cu faciesul epicontinental. În zonele mai adînci, caracterul detritic îl face să împrumute aspectul flişoid.



Institutul Geologic al României

Zona de sedimentare subsidentă din Maramureş se deosebeşte de geosinclinalul propriu zis al Carpaților prin poziția intracarpatică. Față de zona Cluj — Huedin sedimentația din Maramureş a fost violentă şi a ajuns la un volum impunător. Faptul se datoreşte subsidenței şi reliefului pronunțat din apropiere. Tectonica Eocenului din zona subsidentă intracarpatică a Maramureşului este mai atenuată decît a Eocenului din geosinclinalul carpatic. De la structura monoclinală a Eocenului periferic, calcaros, se trece la structura cutată. Gradul de deformare al cutelor de la starea normală ajunge la încălecări locale. După observațiile lui PÁVAY VAJNA, I. PĂTRUȚ şi I. GERMAN, structura complicată se manifestă prin pînze embrionare rezultate din tectonizarea materialului plastic paleogen-cretacic superior, prins între compartimentele relativ rigide ale fundamentului. Pînzele în stare născîndă, prin orientarea lor, fac uneori impresia unor pînze cu mers antigravitațional, din cauza dirijării dinspre fosa subsidentă către masa cristalină. Aci, spre deosebire de geosinclinalul carpatic, nu au fost identificate pînze dezvoltate pe întinderi mari, manifestînd fenomene de desprindere şi antrenare către regiunile depresive prin intervenția simplă a gravitației.

Faciesul intermediar (flişoid) al Eocenului din Maramureş reprezintă faciesul de tranziție între faciesul de Fliş dezvoltat în geosinclinalul carpatic şi Faciesul epicontinental (Cluj, Porceşti). Condițiile de formare ale acestor faciesuri distincte au fost determinate de grosimea păturii de apă marină, gradul de mobilitate al reliefului de fund şi relieful înconjurător. Climatul nu poate explica aceste variații la distanțe mici numai prin influența curenților marini cu temperatură diferită. Tectonica a acționat în mod inegal asupra zonelor constituite din faciesurile eocene. Faciesul epicontinental a suferit mişcări eustatice, faciesul intermediar a produs structuri cutate pînă la pînze născînde, iar faciesul de Fliş cu maximum de subsidență a atins cea mai mare tectonizare (pînze, pînze-solzi).

### *b)* OLIGOCEN

Răspîndirea depozitelor oligocene în partea sudică a Bazinului Transilvaniei este legată de prezența Eocenului, şi anume Oligocenul se întîlneşte în regiunile Alba Iulia şi Vlădeni, iar la Porceşti lipseşte.

*Regiunea Alba Iulia.* Pe marginea de vest a Bazinului, Oligocenul a fost identificat de R. TELEGD la est de Vf. Măguliciu de pe teritoriul localității Ighiu. Suprafața ocupată este restrînsă la un petec descoperit în şanțurile viilor. Depozitele oligocene sînt alcătuite din nisipuri albe silicioase, gresii fosilifere cu cimentul calcaros, calcare bituminoase şi calcare cu *Lithothamnium*. Resturile organice, slab conservate, au fost determinate de R. TELEGD şi I. GERMAN (30) şi sînt reprezentate prin 8 Lamellibranchiate şi 4 Gasteropode. Vîrsta oligo-

Institutul Geologic al României

cenă a fost precizată pe baza speciilor *Cyrena semistriata* DESH. şi *Potamides margaritaceum* BROCC. Poziția stratigrafică pledează de asemenea pentru această vîrstă. Depozitele de la vest Ighiu ocupă o poziție superioară Eocenului şi suportă depozitele acvitaniene. Față de Eocen ele prezintă o deosebire netă de facies. Sedimentația în timpul Oligocenului a avut de înregistrat o schimbare de facies importantă. Faciesul intermediar al Eocenului, legat de geosinclinalul cretacic, a fost înlocuit prin faciesul epicontinental specific Paleogenului din Bazinul Transilvaniei.

Marea oligocenă a înregistrat o retragere importantă. Țărmul mării oligocene la Ighiu corespunde marginii Bazinului. Depozitele oligocene nu au urmărit extinderea Eocenului, pătrunzînd adînc în interiorul Munților Metaliferi, ci s-au limitat la conturul Bazinului terțiar al Transilvaniei. Lipsa Oligocenului la Porcești arată că acelaşi caracter regresiv s-a manifestat şi în partea sudică a Bazinului.

*Regiunea Şinca Nouă—Vlădeni.* În Depresiunea Vlădeni, anexa sud-estică a Bazinului Transilvaniei, Oligocenul se dezvoltă pe suprafețe întinse, fiind reprezentat prin faciesul disodilic caracteristic geosinclinalului carpatic şi care s-a menținut şi în interiorul Transilvaniei. Depozitele oligocene de la Şinca Nouă, identificate de O. SCHIMDT (107), sînt reprezentate prin: şisturi argiloase-bituminoase cenuşii-negricioase, care pe suprafețele expuse au o patină albă-cenuşie, şisturi argiloase-nisipoase, gresii cuarțitice albe-cenuşii, cu patină ruginie, în bancuri grose de 20 cm, menilite brun-roşcate, cu spărtură aşchioasă şi desprinderi prismatice prin alterare. Ca resturi organice sînt cunoscute schelete şi mai ales solzi de *Clupea crenata*.

Depozitele cuaternare groase împiedică cercetarea detaliată a Oligocenului. La Şinca Nouă, Oligocenul se reazemă pe Cristalinul Făgăraşului, iar la Vlădeni este suportat de depozitele eocene. La vest suportă depozitele miocene, dezvoltate pe teritoriul localității Perşani. Poziția stratigrafică, caracterele litologice şi paleontologice pledează pentru vîrsta oligocenă a complexului de la Şinca Nouă—Vlădeni. Depozitele oligocene asemănătoare se dezvoltă în nordul Bazinului Transilvaniei la Ileanda Mare. Aci intervin o serie de tranziții între faciesul paleogen intermediar şi faciesul epicontinental. Faciesul intermediar flişoid, dezvoltat între V. Sălăuții şi V. Tîrlişoa, prezintă afinități cu faciesul de Fliş carpatic. Asemănările sînt de ordin litologic şi la scară redusă. Orizonturile distinse în Flişul carpatic nu se constată însă între aceste văi.

În V. Izvorului, sub conglomeratele burdigaliene, se dezvoltă un complex flişoid oligocen-acvitanian. Litologic este format dintr-o alternanță de gresii şi marno-argile cenuşii-negricioase. Gresiile micacee cu mecanoglife se prezintă în bancuri în grosime variind de la 1 dm la 2 — 3 metri, iar cele silicioase albe au mari afinități cu Gresia de Kliwa. Marnele calcaroase albe-cenuşii se întîlnesc ca intercalații slabe şi seamănă cu Stratele de Bisericani. Conțin pirită şi sînt



Institutul Geologic al României

impregnate cu bitumene. În Pîrîul cu Cărbuni apare un calcar cochilifer cu numeroase resturi de *Cyrena semistriata* şi *Potamides margaritaceum*. Spaţiul ocupat de acest facies flişoid coincide cu zona de maximă sedimentaţie. Lateral se observă tendinţa de apropiere faţă de faciesul epicontinental.

## 3. NEOGEN

### *a)* MIOCEN

Depozitele miocene sînt localizate pe marginea Bazinului şi au o distribuţie inegală. Din extinderea lor se constată jocul nivelelor marine sau lacustre, înregistrat în regiunea meridională. Sînt reprezentate prin următoarele subdiviziuni: Sarmaţian, Tortonian, Burdigalian, Acvitanian.

#### ACVITANIAN

Depozitele acvitaniene sînt localizate în partea de vest a regiunii, pe ambele maluri ale Mureşului. Dezvoltarea largă se constată la Ighiu — Bărăbanţ, unde formează două sinclinale împreună cu Paleogenul. Între Micești şi Vinţ, Acvitanianul se reazemă discordant pe Cretacicul de la periferia Munţilor Metaliferi, sub forma unor strate monoclinale. Pe malul stîng al Mureşului se întîlneşte, ocupînd suprafeţe diferite, în următoarele regiuni: regiunea Totoi—Lancrîm, regiunea Sebeş—Sibişeni şi regiunea Pianul de Jos—Tartaria—Cioara.

Între localităţile Totoi şi Lancrîm, Acvitanianul formează o bandă largă, în axul unui anticlinal, cunoscută prin deschiderile de la Rîpa Roşie (Sebeş). Între Sebeş şi Sibişeni se dezvoltă ca petece înguste, ce apar de sub depozitele de terasă. În fine, la Pianul de Jos, Cioara şi Tartaria, Acvitanianul apare în axul anticlinalelor în formă de benzi sau ca petece dezvoltate în lungul teraselor. Cu studiul depozitelor acvitaniene de la Alba Iulia—Sebeş s-au ocupat Arz, Fuss, Filtsch, Partsch, Hauer, Stache, Koch, Pálfy, Lóczy, R. Telegd, Nopcsa, Halaváts, I. German şi Val. Marincaş.

Deschiderile naturale cele mai importante se află la Hăpria, Drîmbari, Limba, Oarda, Sebeş, Tartaria şi Cioara. La Hăpria se întîlnesc pietrişuri şi argile roşii. Pietrişurile sînt formate din elemente cuarţitice albe, fumurii sau roze, diabaze, roce porfirice (porfire cuarţifere, porfirite feldspatice), micaşisturi şi jaspuri. Prin cimentare se transformă în conglomerate. La N Drîmbari argilele roşii-cărămizii sau verzui-cenuşii şi nestratificate sînt asociate cu pietrişuri formate din cuarţite bine rulate şi colorate diferit, cu diametrul de 0,5 — 4 cm, diabaze, porfire feldspatice, şisturi cuarţitice sericitoase, granite, jaspuri roşii, opal. În această alternanţă sînt cuprinse şi gresiile roşii sau vărgate. Stratificaţia este datorită alternanţei de argile roşii şi pietrişuri albe. În localitatea Limba, pietrişurile formate din elemente cuarţitice şi jaspuri sînt asociate cu gresii micacee ca intercalaţii de 1 dm grosime, nisipuri argiloase micacee şi argilă smectică cenuşie sau feruginoasă prin expunere.

Institutul Geologic al României

La Oarda de Sus materialul psefitic este reprezentat prin: cuarțite albe negre și roze, cu dimensiuni de 1 mm — 1 cm, iar cele mai mari între 2 — 6 cm, andezite piroxenice, riolite, diabaze, diabaz-porfirite, porfirite feldspatice, pegmatite cu turmalină, micașisturi, jaspuri, gresii, conglomerate, calcare cretacice și calcare jurasice.

Împreună cu pietrișurile se întîlnesc argile lateritice, roșii-cărămizii sau cenușii-verzui, nisipuri și pietrișuri albe cu benzi cărbunoase cu structura încrucișată. « Rîpa Roșie » de la Sebeș oferă deschiderile cele mai importante care au atras atenția încă în faza primelor cercetări geologice (Fuss). Aci se dezvoltă o alternanță de tipuri de roce colorate intens în roșu și cu frumoase fenomene de șiroiere, cunoscute sub numele de « piramide de pămînt ». La constituirea acestei alternanțe participă următoarele tipuri de roce: pietrișuri alcătuite din elemente cuarțitice bine rulate și colorate diferit, diabaze, porfire, porfirite, micașisturi, jaspuri, conglomerate roșii provenite din cimentarea slabă a pietrișului, gresii cenușii și roșii, sub forma de intercalații groase de 1 dm, care apar în masa conglomeratelor și evidențiază stratificația, nisipuri cuarțitice albe sau roșii, nisipuri grosolane și argile roșii-cărămizii sau cenușii-verzui.

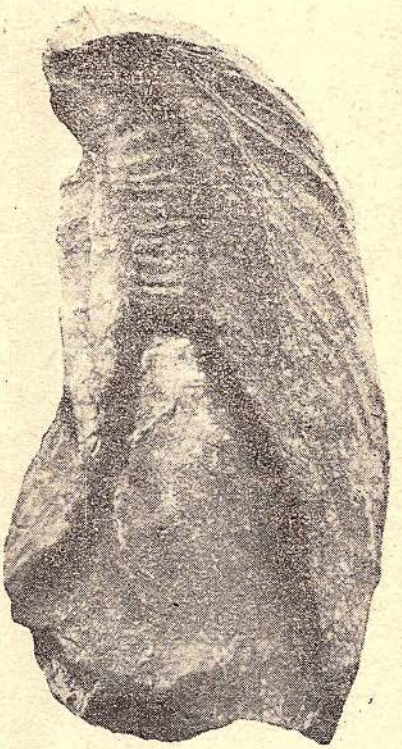


Fig. 10. — *Ostrea aginensis* Tourn. Aquitanian, Dealul Bilag (Alba Iulia).

La Tartaria se observă pietrișuri cu elemente cuarțitice și roce eruptiv mesozoice, pietrișuri mărunte albe-cenușii sau roșii-cărămizii și argile șistoase roșii în alternanță cu argile verzui. În fine, aparițiile cele mai sudice se află la Cioara, unde sînt reprezentate prin pietrișuri cu elemente cuarțitice și jaspuri galbene bine rulate, cu dimensiuni de 5 mm — 2 cm (din care lipsesc elementele provenite din roce eruptive), gresii albe friabile, slab micacee, cu intercalații (1 cm — 1 dm) de argile șistoase, argile roșii cu pete verzui, marne roșii-cărămizii, mai dure decît argilele, și marne calcaroase albe, cu nivele rare de concrețiuni mici.

Raporturile cu formațiile vecine constituie un mijloc de a stabili valoarea stratigrafică a acestor depozite detritice colorate în roșu. În regiunea Alba Iulia — Vinț depozitele roșii se reazemă succesiv de la sud la nord pe Cretacicul superior, Eocen sau Oligocen. Dispoziția discordantă demonstrează apartenența la Miocen.

Institutul Geologic al României

În regiunea Ighiu—Bărăbanț—Totoi, Acvitanianul formează două sinclinale (Ighiu, Bilag) și două anticlinale (Șard, Totoi), atingînd maximum de dezvoltare. Umplutura sinclinalelor și flancul estic al anticlinalului Totoi îl formează Tortonianul. În regiunea Sebeș—Petrești—Pianul de Jos fundamentul depozitelor nu mai apare; acoperișul este format tot din depozite tortoniene. Situația stratigrafică pledează pentru o vîrstă miocen-inferioară. Discuțiile asupra acestei vîrste au devenit aprinse între NOPCSA și TELEGD. Părerile asupra vîrstei depozitelor roșii au fost diferite. PÁLFY le-a considerat oligocene, LÓCZY și HALAVÁTS miocene, iar NOPCSA le-a atribuit Danianului.

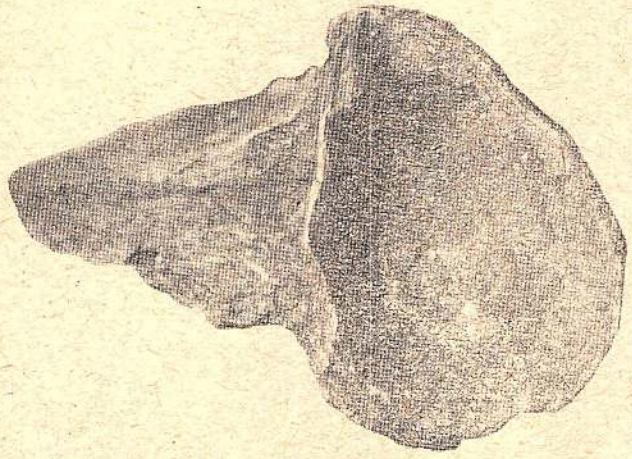


Fig. 11. — *Ostrea digitalina* DUB. Acvitanian, Dealul Bilag (Alba Iulia).

Fauna de Dinosaurieni (80), determinată de acest din urmă autor, a fost găsită în roce asemănătoare cu cele din Valea Mureșului. Faptul l-a determinat să extindă Danianul din Bazinul Hațegului pînă în regiunea Alba Iulia — Vinț — Sebeș. În prezent nu se mai poate susține existența Danianului, deoarece complexul detritic roșu-cărămiziu este suportat de depozitele eocene și oligocene, bine determinate pe baze paleontologice. Resturile organice sînt reprezentate prin fragmente de oase de *Aceratherium*, colectate de A. KOCH, și *Helix* sp., menționat de FICHTEL.

Numeroasele cochilii de *Ostrea* din D. Bilag au servit la precizarea vîrstei sedimentelor roșii. Determinările făcute de HEREPEY (46) au arătat prezența speciilor *Ostrea aginensis* TOURN. (fig. 10) și *Ostrea digitalina* DUB. (fig. 11), caracteristice Acvitanianului. Poziția acestor forme la partea superioară a complexului roșu exclude prezența Burdigalianului.

Dependența dintre Acvitanian și Tortonian este demonstrată nu numai pentru regiunea noastră dar și pentru bazinele intramuntoase (Zlatna, Brad—Secărîmb, Hațeg, Petroșani).

## BURDIGALIAN

În Bazinul Transilvaniei Burdigalianul este determinat pe bază paleontologică sau stratigrafică. Depozitele fosilifere sînt localizate în regiunea Cluj și se situează în zona miocenă care înconjoară bazinul fără întrerupere. Ele

Institutul Geologic al României

se cunosc sub denumirea de « Strate de Coruş », « Strate de Coasta Mare » (Cluj) şi « Strate de Hida » (62).

Stratele de Coruş sînt reprezentate prin nisipuri fosilifere, în care s-a determinat fauna următoare:

*Pecten solarium* LAM.
*Anomia costata* BROCC.
*Arca fichteli* DESH.
*Pectunculus fichteli* DESH.
*Corbula gibba* OLIVE
*Venus multilamella* LK.
*Turritella turris* BAST.
*Cerithium margaritaceum* BROCC.
*Fusus burdigalensis* BAST.
*Ficula condita* BRONGT.

Stratele de Hida sînt constituite din argile cu Foraminifere, gresii friabil şi pietrişuri conglomeratice mărunte cu:

*Ostrea cyathula* LAM.
*Pecten holgeri* GEIN.
*Lucina columbella* LAM.
*Pholadomya alpina* MATH.
*Turritella turris* BAST.
*Nerita grateloupana* FÉR.
*Cerithium margaritaceum* BROCC.
*Cerithium plicatum* LAM.
*Cerithium bidentatum* GRAT.
*Cerithium papaveraceum* BAST.

În regiunea Cluj, Burdigalianul se reazemă pe Stratele de Sîn Mihai (Acvitanian) cu *Ostrea aginensis* şi suportă la partea superioară Tuful de Dej. În vestul Bazinului Transilvaniei Miocenul se reazemă direct pe Mesozoicul Munţilor Apuseni prin intermediul Tortonianului; Burdigalianul nu a fost semnalat.

În regiunea Alba Iulia—Sebeş, Tortonianul ia contact direct cu Acvitanianul şi anume se dispune peste bancurile cu *Ostrea aginensis*. Burdigalianul lipseşte deci pe toată marginea de vest şi sud-vest a Bazinului Transilvaniei, În regiunea Tălmaci apare o zonă de conglomerate a căror vîrstă a fost mult discutată. Ele au o grosime importantă, fiind cuprinse între Eocenul de la Porceşti şi Tortonian; vîrsta lor a fost atribuită Miocenului inferior. Comparaţia conglomeratelor poligene de la Tălmaci cu cele din Acvitanianul de la Sebeş arată o deosebire netă de ordin litologic. Argilele smectice, argilele roşii, nisipurile albe şi pietrişurile roşii lipsesc în conglomeratele de la Tălmaci.

Institutul Geologic al României

Vîrsta burdigaliană a acestor conglomerate ar putea fi susținută în cazul cînd ele s-ar situa la partea inferioară a Tufului de Dej ca și Stratele de Coruș. Masa conglomeratelor poligene din partea de sud-vest a Munților Perșani sînt considerate burdigaliene (JEKELIUS) pe baza poziției stratigrafice. La partea inferioară sînt suportate de șisturile cristaline din Anticlinoriumul Veneția sau de Paleogenul de la Vlădeni. La partea superioară intervin Tufurile dacitice care ne pot orienta în stratigrafia Miocenului. Aceste tufuri corespund Tufului de Dej, considerat în baza Tortonianului, și precizează vîrsta burdigaliană a conglomeratelor poligene din partea de sud-vest a Munților Perșani. Conglomeratele de Tălmaci neîndeplinind condițiile stratigrafice ale depozitelor similare din Acvitanian și Burdigalian, rămîne să analizăm repartizarea lor la Tortonian.

În nord-estul Bazinului Transilvaniei, conglomerate similare, cuprinzînd resturi organice tortoniene, au fost semnalate de R. CIOCÎRDEL (17) în regiunea E Reghin. Acest fapt pledează pentru vîrsta tortoniană a Conglomeratelor de Tălmaci. Baza Tortonianului dezvoltat între Turda și Aiud cuprinde roce psefitice de tipul Breciilor și Conglomeratelor de Leitha. Conglomeratele de la Tălmaci sînt bine dezvoltate în cotul Cibinului, fiind cuprinse între Eocen și Tortonian. Pe teritoriul localităților Sebeșul de Sus, Avrig și Porumbac, ele scad în grosime, cu tendința de a dispare spre est. Fiind cuprinse în masa depozitelor tortoniene, față de care prezintă treceri laterale și verticale, conglomeratele poligene de la Tălmaci ne apar ca o variație de facies. Sedimentația violentă se datorește de sigur prezenței unui relief cristalin pe fundul mării tortoniene.

O altă dovadă stratigrafică în sprijinul vîrstei tortoniene a acestor conglomerate este prezența depozitelor cu microfaună tortoniană de la Boița, situate în baza conglomeratelor de la Tălmaci. În fine, HALAVÁTS (1913) a citat în sprijinul vîrstei vindoboniene formele de *Pecten* și *Ostrea cochlear* POLI. Asupra determinării acestor Lamellibranchiate putem păstra însă o rezervă, deoarece Conglomeratele de Tălmaci conțin numeroase fosile remaniate din Eocenul de la Porcești.

## TORTONIAN

Partea periferică a Bazinului Transilvaniei este formată, în cea mai mare parte, din depozite tortoniene, reprezentate printr-o mare varietate de tipuri de roce, care se înfățișează ca o bandă aproape continuă și de grosime variabilă. Discontinuitățile se datoresc intervenției Pontianului, care ia contact direct cu Șisturile cristaline la Apold—Săliște—Gura Rîului. Pe harta Institutului Geologic la scara 1 : 500.000 (1940), Tortonianul este figurat împreună cu Acvitanianul (Sebeș) și Burdigalianul (Tălmaci ?, Șinca—Perșani—Grid). În partea de vest (Sebeș—Cunța—Răhău) depozitele tortoniene au fost extinse mult în detrimentul Sarmațianului și Pontianului. Ele nu au fost figurate la

Institutul Geologic al României

Poplaca, iar în V. Oltului (Avrig—Porumbac—Arpaş) în locul Tortonianului sînt reprezentate Burdigalianul şi Ponţianul, subdiviziuni care de fapt lipsesc.

Pentru o descriere sistematică a depozitelor tortoniene din partea sudică a Bazinului Transilvaniei vom subdivide zona tortoniană în următoarele regiuni:

1. Totoi—Sebeş—Săscior—Dobîrca,
2. Poplaca—Cisnădioara—Sadu,
3. Tălmaci—Avrig—Arpaş,
4. Mereşti—Rupea—Hălmeag.

*Regiunea Totoi—Sebeş—Săscior—Dobîrca.* Tortonianul din sud-vestul Transilvaniei formează un arc de cerc, rezemat la vest pe Acvitanian (Totoi—Sebeş—Pian), iar la sud pe Cretacicul superior (Săscior) sau pe Şisturile cristaline («Pe Deal», Gîrbova, Dobîrca). Deschiderile naturale cele mai importante ne arată următoarele caractere litologice şi paleontologice. Între localităţile Totoi şi Sebeş, Tortonianul formează o bandă relativ îngustă, cuprinsă între depozitele roşii acvitaniene şi depozitele sarmaţiene. Pe drumul Hăpria—Berghin apare reprezentat prin marne calcaroase albe-cenuşii, gresii feruginoase şi conglomerate. Marnele predomină şi cuprind numeroase cochilii de *Globigerina*, iar conglomeratele sînt formate din elemente bine rulate de cuarţite, calcare mesozoice, calcare organogene şi roce eruptive de natură diabazică.

La Gruiul Sasului, între Hăpria şi Totoi, se observă gipsuri uşor ondulate, în străturele groase de 1 mm — 4 cm şi localizate în baza Tortonianului. Pe teritoriul localităţii Ciugud, marnele albe cu Globigerine conţin intercalaţii de gresii micacee cu plante incarbonizate, care devin feruginoase prin alteraţie. Marnele prezintă frecvente străturele de cărbuni care sînt amintite de FILTSCH (24) la sud de Rîpa Roşie şi Limba. Într-un conglomerat colectat în această din urmă localitate, HEREPEY a determinat următoarea faună:

*Conus fuscacingulatus* BR.
*Trochus patulus* BROCCH.
*Lucina columbella* LMK.
*Turritella vermicularis* BROCCH.
*Venus umbonaria* LMK.
*Cardium turonicum* MEY.

Pe malul drept al Văii Pianului, între localităţile Pianul de Sus şi Pianul de Jos, Tortonianul prezintă numeroase deschideri, în care se observă o alternanţă de marne cenuşii-albicioase, stratificate fin, gresii albe micacee, friabile, masive, cu enclave de marne şi diaclaze groase, lungi şi distanţate între ele. De asemenea apar pietrişuri cuarţitice mărunte (1 — 3 mm), iar în bază intervin benzi subţiri de argile roşii, remaniate din Acvitanianul pe care se reazemă normal. În V. Caselor (Răhău) marnele albe-cenuşii foioase sînt asociate cu gresii micacee cu cimentul calcaros şi concreţiuni grezoase plate.

Institutul Geologic al României

Pe teritoriul localităților Pe Deal și Gîrbova, Tortonianul, reprezentat prin marne albe-cenușii cu Globigerine, invadează Șisturile cristaline. La Dobîrca, depozitele tortoniene sînt reprezentate prin marne cenușii-negricioase, fin micacee, marne cenușii rubanate cu dungi albe-gălbui, calcare marnoase, cenușii, cu pete negricioase, spărtura aschioasă-concoidală și diaclazele umplute cu calcită gălbuie, fin cristalizată, gresii micacee albe-cenușii și gipsuri cu material argilos. La Apold marnele cenușii cu Globigerine se mențin; tot aci am colectat conglomerate constituite din elemente rulate de șisturi cristaline cu cimentul calcaros și cochilii de *Ostrea*.

*Regiunea Poplaca—Cisnădioara—Sadu.* În Pîrîul Lia (Poplaca) Tortonianul este reprezentat prin marne albe-cenușii, marne cenușii fosilifere cu resturi de Gasteropode mici, pietrișuri cuarțitice mărunte și nisipuri feruginoase în grosime de 2 — 6 cm. La Cisnădioara, Tortonianul este format din aceleași marne cenușii, micacee, asociate cu intercalații de gresii albe-cenușii, în grosime de 10 cm. Tufurile dacitice apar pentru prima dată la nord Sadu, sub forma unei intercalații groasă de 1 m. Valoarea lor stratigrafică relativă este cuprinsă între Tuful de Dej și Tuful de Ghiriș, ambele absente în regiunile descrise mai sus. La est Sadu marnele albe-vineții și gresiile feruginoase, friabile, formează o falsă șarnieră anticlinală.

*Regiunea Tălmaci—Avrig—Arpaș.* Tortonianul se dezvoltă între partea nordică a Cristalinului și Olt, fiind acoperit în bună parte de terase. Pe malul drept al Oltului apare numai în axul anticlinalelor. La Tălmaci, depozitele tortoniene formează dealurile înconjurătoare, constituite din următoarele tipuri de roce: conglomerate poligene, care predomină și se prezintă slab cimentate, cu patină roșie și avînd ca elemente componente, în ordinea frecvenței, cuarțite albe fumurii și roze, șisturi cristaline (șisturi sericito-cloritoase, micașisturi grenatifere, amfibolite, gnaise oculare, pegmatite) și roce sedimentare (calcare albe, calcare gălbui organogene, calcare cu Nummuliți, gresii micacee și marne calcaroase de vîrstă eocenă). Dimensiunile elementelor mai mici sînt cuprinse între 1 cm — 1 dm, iar cele mari între 2 dm — 1 m. Forma elementelor este sferică, ovală sau oval-turtită. Cînd sînt seriate se distinge stratificația care apare de asemenea în prezența galeților și intercalațiilor de gresii calcaroase grosolane. Conglomeratele cuarțitice mărunte prezintă elementele bine rulate și prinse într-un ciment grezos, slab întărit. Spre bază, conglomeratele sînt asociate cu depozite psamito-pelitice. Nisipurile feruginoase cuprind în masa lor elemente mărunte de pietrișuri cuarțitice în diametru de 1 mm — 1 cm și sînt asociate cu argile cenușii-negricioase sau feruginoase și argile nisipoase. Structura lor torențială reiese din stratificația nisipurilor și dispoziția elementelor cuarțitice și a enclavelor de argile și gresii eocene.

Institutul Geologic al României

Situația stratigrafică a conglomeratelor de la Tălmaci, cuprinse între Eocen și Tortonian, a dat naștere la discuțiuni privind vîrsta lor. La Boița, între Conglomeratele de Tălmaci și Șisturile cristaline, se interpun argile cenușii-negricioase, cu pirită și argile nisipoase cu plante incarbonizate. Conținutul lor microfaunistic *(Coscinodiscus, Bidelfia)*, arată o vîrstă tortoniană, de unde rezultă și includerea conglomeratelor poligene în Tortonian. Prezența conglomeratelor tortoniene de la Tălmăcel—Boița—Tălmaci (fig. 12) se datorește unui promontoriu cristalin, care a furnizat materialul psefitic. Deasupra conglomeratelor apare o alternanță de calcare, gresii, marno-argile și tufuri dacitice. Gresiile albe, fin micacee, arată la microscop următoarea constituție: cuarț detritic, în grăunțe mici, formînd 50% din masa rocei, muscovită în lamele rare,

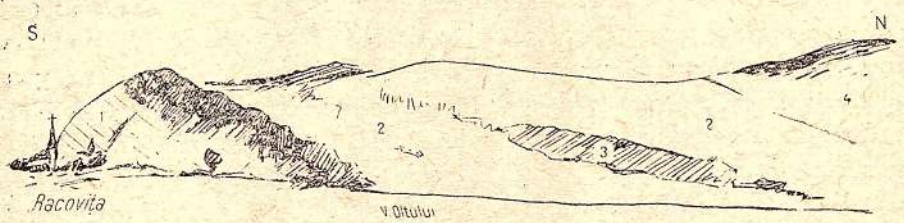



Fig. 12. — Succesiunea depozitelor tortoniene din Dealul Tălmaci.
1, conglomerate; 2, marne și gresii; 3, tuf dacitic; 4, Sarmațian.

2—4 %, pigmenți limonitici care apar ca pete sau în interiorul Foraminiferelor, cimentul, de natură calcaroasă, 40%. Ca resturi organice se observă fragmente de Echinide și *Lithothamnium*, Nummuliți remaniați și Foraminifere *(Textillaria, Lagena, Nodosaria, Rotalia)*. Tuful dacitic apare la partea superioară a seriei monoclinale, sub forma unui banc puternic, bine descoperit din Culmea Tălmaci—Bradu pînă în drumul Porcești—Bradu. Ele pot reprezenta unul din nivelele superioare de tufuri dacitice ale Tortonianului (Tuful de Hădăreni).

Un alt nivel de tuf dacitic, inferior acestuia, se întîlnește la nord-est de Racovița. Pe teritoriul acestei localități apar și Conglomeratele de Tălmaci, intercalate în complexul miocen, arătînd caracterul de facies local. La Sebeșul de Sus, Tortonianul ia contact direct cu Șisturile cristaline, pe care se reazemă discordant. Este reprezentat în bază prin argile marnoase, cenușii, stratificate, gresii micacee cenușii, cu suprafețe curbicorticale, nisipuri cu concrețiuni sferice sau ovoidale de pirită, calcare conglomeratice cu elemente cuarțitice, bucăți de argile, care prin solvire dau un aspect cavernos la exterior. Tufurile dacitice, în grosime de 0,5 m, apar la 100 m de marginea Cristalinului. La capătul nordic al localității se dezvoltă o alternanță uniformă, alcătuită din conglomerate, pietrișuri și gresii micacee. Ea corespunde zonei de conglomerate de la Tălmaci și anume se constată valoarea de facies prin întrepătrunderea materialului detritic mai fin în masa conglomeratelor, care la rîndul lor se prezintă cu dimensiuni reduse.

Institutul Geologic al României

Valoarea de orizont, acordată Conglomeratelor de Tălmaci, nu corespunde deci realității. La sudul localității Avrig, Tortonianul apare în general ca fîșii înguste în baza teraselor. Pe V. Grișului se observă contactul cu șisturile cristaline și prezența unei alternanțe de marne cenușii-albăstrui, fin micacee, marne calcaroase cenușii-albicioase, argile cărămizii și gresii calcaroase albe, friabile. La nord de Porumbac se întîlnesc gresii micacee cenușii-albăstrui cu hieroglife sau curbicorticale, nisipuri argiloase, argile nisipoase, argile cenușii-albăstrui și marne rubanate.

Pe Rîul Mare, la nord Porumbacul de Sus, reapar Conglomeratele de Tălmaci cu aceeași orientare E—W și formate din elemente de șisturi cristaline slab cimentate și cu aspect brecios. Ele se întîlnesc și la Porumbacul, în apropierea Cristalinului, cu același caracter brecios, datorit șisturilor sericitoase, și asociate cu marne cenușii și feruginoase. În partea de sud a localității Sărata se observă marne cenușii-albicioase, gresii micacee în plăci groase de 2 — 4 cm, gresii feruginoase, friabile prin alterație, și tufuri dacitice în grosime de 8 — 10 cm. Din cauza unor surpături recente ele desenează o șarnieră falsă de anticlinal. Tortonianul de la sud Arpaș, descoperit sub terasa Văii Arpașului, este constituit din marne cenușii, prin expunere feruginoase, argile nisipoase, gresii micacee, albe-cenușii, în grosime de 4 — 6 cm, nisipuri micacee presate, concrețiuni grezoase, micacee, cenușii-albicioase sau albăstrui, sferoidale, cu diametrul de 1 m. Aceste depozite iau parte la alcătuirea unui anticlinal a cărui șarnieră este vizibilă în V. Arpașului. Tortonianul regiunii Tălmaci—Avrig prezintă o dispoziție discordantă și o transgresivitate puternică. Pe întreaga margine sudică a Bazinului Transilvaniei se constată lipsa Tufului de Dej și predominarea marnelor cu Globigerine. Pe malul drept al Oltului, la Glămboaca, Tortonianul se dezvoltă în axul unui anticlinal, fiind reprezentat printr-o alternanță de marne, argile, gresii și nisipuri. Materialul pelitic cuprinde microorganisme, a căror asociație caracterizează Tortonianul. Foraminiferele identificate de M. Tocorjescu sînt: *Gyroidina, Globigerina, Quinqueloculina subrotundata, Elphidium, Lagena, Triloculina.* De asemenea s-a constatat o erupție de Diatomee *(Coscinodiscus)* precum și Otolite, oase și dinți de Pești.

Caracterul deosebitor al Tortonianului din regiunea Tălmaci—Arpaș este prezența tufurilor dacitice și a conglomeratelor. Acestea din urmă nu reprezintă o subdiviziune independentă (Acvitanian, Tortonian), ci un facies tortonian. Tranzițiile laterale și pe verticală dovedesc caracterul de facies al Conglomeratelor de Tălmaci. Tufurile dacitice sînt reprezentate printr-un nivel inferior conglomeratelor (Sebeșul de Sus, Sărata) și un nivel superior, bine dezvoltat între Tălmaci și Bradu. Ambele nivele ocupă o poziție intermediară Tufului de Dej și Tufului de Ghiriș care, nefiind reprezentate în regiune, fac ca paralelizarea să nu poată fi riguroasă.

În Tortonianul din axul Anticlinalului Șomartin, aflat în partea de vest a localității cu același nume, M. Tocorjescu a identificat următoarea micro-

Institutul Geologic al României

faună: *Loxostromum, Gümbelina, Elipsonodosaria, Bulimina, Bolivina, Globigerina, Rotalia, Candorbulina, Cibicides, Elphidium, Nonion, Planulina, Globorotalia, Trilomina, Globigerinoides, Globotruncana* remaniată, Ostracode, Radiolari *(Spongodiscus)* şi spicule de Spongieri.

*Regiunea Hălmeag—Racoş—Rupea—Mereşti.* În partea de est a regiunii cercetate, Tortonianul manifestă caractere deosebite faţă de cele descrise mai sus. Porţiunea bazală este bine reprezentată pe flancul vestic al Perşanilor, fiind formată în cea mai mare parte din tufuri dacitice. De la Mereşti pînă la Veneţia—Perşani, ele se dezvoltă cu grosimi şi caractere litologice asemănătoare Tufului de Dej, care este considerat în baza Tortonianului. La partea inferioară a acestui tuf se dezvoltă la Racoşul de Jos (V. Stejărişului) o alternanţă de marno-argile cenuşii-negricioase şi gresii micacee, curbicorticale şi cu mecanoglife. Materialul pelitic cuprinde o microfaună reprezentată prin Foraminifere *(Haplophragmoides, Lagena, Dentalina, Marginulina, Bolivina)*, Ostracode *(Candona)*, spicule de Spongieri şi de Echinide. Această asociaţie caracterizează baza Tortonianului şi depozitele imediat inferioare. Transgresiunea marină în acest punct a început ceva mai devreme decît Tortonianul. Tufuul de Racoş (= Dej) nu este compact ci cuprinde intercalaţii de marne, gresii cu hieroglife, conglomerate şi argile cărămizii. La partea superioară se dezvoltă argile, marne cenuşii sau feruginoase şi gresii friabile cu străturleţe de tuf dacitic, groase de cîţiva dm. La Comana de Sus şi Veneţia, tuful dacitic invadează Munţii Perşani, ocupînd depresiunile interioare.

La vest Olt şi în bazinele Văilor Homorod, Tortonianul se dezvoltă sub forma unei zone largi, care este limitată la apus de Sarmaţian. Jumătatea nordică a acestei zone este subdivizată longitudinal prin intervenţia formaţiilor mai tinere. Aci, depozitele tortoniane sînt reprezentate prin marne cenuşii-albicioase, cenuşii-albăstrui sau cenuşii-negricioase, argile cenuşii şi feruginoase, argile nisipoase, nisipuri, gresii micacee cenuşii şi conglomerate mărunte. În materialul pelitic de la nord Mereşti s-a identificat următoarea asociaţie de forme caracteristice Tortonianului: *Rotalia, Globorotalia, Globigerina, Eponides, Elphidium.*

În alternanţa de roce detritice intervin nivele de tuf dacitic caracteristice şi dezvoltate în general în lungul văilor Homorod. Ele servesc la precizări stratigrafice şi la urmărirea elementelor structurale. În nord-vestul Bazinului Transilvaniei (Cojocna—Turda—Ocna Mureşului) sînt cunoscute următoarele nivele principale de tuf dacitic: Tuful de Dej, Tuful inferior, Tuful intermediar, Tuful de Hădăreni şi Tuful de Ghiriş. Orizontarea Tortonianului, bazată pe aceste tufuri, este următoarea: Tortonianul inferior este cuprins între Tuful de Dej şi Tuful intermediar; în el sînt localizate masivele de sare. Tortonianul mediu este delimitat de Tuful intermediar şi Tuful de Hădăreni, iar Tortonianul superior (Buglovian) este cuprins între acesta din urmă şi Tuful de

Institutul Geologic al României

Ghiriş. În partea de sud-est a Bazinului reapare această succesiune, după o întrerupere mare constatată în sectorul său sudic. Tuful dacitic, care jalonează marginea vestică a Perşanilor, corespunde Tufului de Dej şi este situat în baza Tortonianului. În V. Homorodul Mare (Cața—Orăşeni) se întîlnesc două nivele de tuf dacitic, pe care le considerăm, ținînd seamă de poziția lor superioară orizontului cu sare, ca reprezentînd Tuful inferior şi Tuful intermediar. Situația transgresivă a Sarmațianului, înregistrată în această regiune limitrofă a bazinului, face să nu putem observa dezvoltarea nivelelor superioare: Tuful de Hădăreni şi Tuful de Ghiriş.

La Racoşul de Sus s-ar fi putut urmări, în condiții normale, întreaga succesiune stratigrafică a Tortonianului în prezența tuturor stratelor-reper de tuf dacitic. Transgresiunea avansată a mării sarmațiene le-a acoperit în întregime cu excepția Tufului de Racoş (= Dej).

Tufurile dacitice sînt de culoare verde-deschis, alb-verzui sau alb-cenuşiu şi se prezintă în bancuri de 1 — 5 dm grosime, care se desfac, mai ales prin expunere, în plăci groase de 4 — 6 mm. Sînt străbătute de diaclaze groase, lungi şi rectilinii, care ajută la desfacerea în lespezi şi blocuri, întrebuințate la construcții şi pietruit drumurile. La Sadu, Tălmaci—Bradu şi Orăşeni, prin bentonitizare, capătă un aspect porțelanos şi spărtura devine concoidală. Analizate la microscop, tufurile dacitice arată următoarea constituție: cuarț cu extincție ondulatorie, cu contur detritic şi prezentînd fisuri, feldspat plagioclaz maclat polisintetic (oligoclaz-andezin), biotită cu contur hexagonal cu pleocroism accentuat şi care a suferit transformări în clorită, muscovită în lamele ondulate, care formează, împreună cu biotita, 10% din masa rocei. Mineralele accesorii sînt: magnetita, apatita, grenatul şi oligistul. Cimentul argilos cuprinde materie vitroasă de origine vulcanică, cuarț, feldspat şi mică. În partea de SW (Homorod—Rupea—Grînari—Hălmeag), Tortonianul este lipsit de nivelele continue de Tuf dacitic, iar deschiderile principale se află pe malul drept al Oltului. La Ungra se dezvoltă o alternanță de gresii cenuşii, marne feruginoase şi pachete de nisipuri întărite. Gresiile predomină la partea inferioară, la mijloc alternanța este formată din pături egale, iar la partea superioară predomină nisipurile (90%). Tipurile de roce ale Tortonianului de la Ungra sînt: gresii feruginoase cu mecanoglife, asemănătoare scurgerilor de noroi, aflate pe fața inferioară a stratelor, gresii cu dungi concentrice feruginoase de nuanțe diferite, datorite fenomenului Liesegang, gresii friabile cu concrețiuni limonitice, nisipuri întărite, nisipuri cu enclave de marne, nisipuri cu strătulețe de pietrişuri mărunte, formate din elemente cuarțitice rulate şi de culoare albă şi fumurie, marne cenuşii-negricioase cu resturi de plante incarbonizate şi cristale de gips secundar şi calcare marnoase compacte, de culoare gălbuie.

La Crihalma, deasupra alternanței de nisipuri cenuşii sau ruginii cu vinişoare slabe de argilă şi argile şistoase, se dezvoltă un nivel de tuf dacitic care ocupă o poziție mijlocie în complexul tortonian. Fiind izolat, nu poate fi

Institutul Geologic al României

folosit ca orizont-reper. Tortonianul de la Hălmeag este constituit din nisipuri feruginoase în alternanță cu gresii feruginoase, gresii nisipoase, marno-argile șistoase și calcare marnoase cafenii, dure, intercalate în marne.

Limita de vest a Tortonianului este greu de trasat din cauza asemănărilor litologice cu Sarmațianul și absenței Tufurilor de Hădăreni și Ghiriș. Analizele micropaleontologice au arătat extinderea Tortonianului pe teritoriul localităților Grînari, Dacia și Cobor. La Grînari, depozitele tortoniene apar în axul unui anticlinal, în șarniera căruia se dezvoltă unul din nivelele superioare de tuf dacitic.

Microfauna prezintă următoarele forme: *Globigerina, Globorotalia, Rotalia, Cibicides, Cornuspira, Gümbelina, Orbulinaria, Spanodontella* și Otolite. Argilele din cariera de la Dacia cuprind genuri de Foraminifere, a căror asociație este atribuită Tortonianului: *Globigerina, Globorotalia, Bulimina, Robulus, Glandulina.* Depozitele tortoniene de la Homorod se remarcă printr-o erupție de Diatomee *(Coscinodiscus)*, spicule de Spongieri, și Echinoderme. Tortonianul de la Cobor cuprinde următoarele Foraminifere tortoniene: *Elphidium, Nonion, Cibicides, Asterigerina, Globorotalia, Globigerina, Globigerinoides, Robulus, Gümbelina* și Globotruncane remaniate.

În afara acestor regiuni periferice, unde se întîlnesc depozitele tortoniene descrise mai sus, înspre interiorul bazinului, Tortonianul apare în zonele de ridicare axială a anticlinalelor. Este repezentat prin nisipuri, argile și marne cenușii-negricioase, care de obicei sînt sterile sau cuprind forme izolate, neconcludente. În argilele salifere de la Ocna Sibiului s-au determinat genul *Orbulinaria* și schelete de Radiolari *(Coenosphaera)*.

Din descrierile depozitelor tortoniene făcute aci, se constată o distribuție asimetrică. În partea estică a Bazinului Transilvaniei complexul detritic mixt, cu mari afinități față de Sarmațian, prezintă nivelele-reper de tufuri dacitice, cunoscute în regiunea Dej—Cojocna—Turda—Ocna Mureșului și mulțumită cărora ne dăm seama de volumul stratigrafic al Tortonianului. Succesiunea completă a tufurilor dacitice-reper lipsește în partea de sud și vest a regiunii cercetate. Se cunosc numai nivele izolate, a căror poziție stratigrafică nu poate fi determinată decît aproximativ.

Lipsa Tufului de Dej și a Tufului de Ghiriș produce greutăți în cartografie. Transgresiunile marine pot explica absența acestor strate-reper însă nu pot lămuri și lipsa celorlalte nivele intermediare. Localizarea tufurilor în partea de nord și est a Transilvaniei trebuie pusă pe seama manifestărilor vulcanice din Țibleș—Baia Mare și Hărghita—Călimani. Vulcanii terțiari din Munții Metaliferi par să nu fi avut un caracter exploziv puternic.

În partea sudică a Bazinului, Tortonianul se caracterizează prin dezvoltarea marnelor cu Globigerine și a conglomeratelor poligene. Această asociație litologică se transformă pe marginile de est și vest în alternanță frecventă de roce detritice banale și asemănătoare Sarmațianului.

Institutul Geologic al României

*Facies şi paleogeografie.* Caracterele litologice fac să deosebim faciesurile care ne ajută la reconstruirea aspectelor paleogeografice. Tortonianul regiunii studiate prezintă următoarele faciesuri:

Faciesul litoral detritic cunoscut în partea de vest a Bazinului Transilvaniei, unde însoţeşte marginea răsăriteană a Munţilor Trăscăului. Este reprezentat prin conglomerate şi brecii calcaroase, cunoscute sub numele de Calcare de Leitha. Pe marginea de sud, faciesul litoral detritic se dezvoltă în apropierea Cristalinului (Boiţa—Tălmăcel—Avrig—Porumbac). Tranziţiile pe verticală sînt vizibile la Tălmaci şi Sebeşul de Sus. Lateral, conglomeratele poligene au o întindere mai mare în vest şi apoi se dezvoltă din ce în ce mai puţin spre est. Trecerile laterale şi verticale dovedesc că nu ne găsim în prezenţa unei subdiviziuni geologice ci a unei variaţii de facies locale. Materialul psefitic nu reprezintă conglomeratul bazal al transgresiunii miocene, deoarece existenţa lui nu este legată de baza Tortonianului ci apare lenticular în interiorul său. Acest fapt ne-a condus la afirmarea existenţei unei creste de şisturi cristaline, orientată est-vest şi dezvoltată în apropierea marginii actuale a Cristalinului. Faciesul litoral-detritic lipseşte pe marginea Perşanilor şi reapare în partea de nord-est a Bazinului Transilvaniei (Reghin).

Faciesul litoral recifal, alcătuit din calcare coraligene, calcare cu *Lithothamnium*, calcare cu Echinide şi calcare cu Lamellibranchiate şi Gasteropode, care se dezvoltă pe marginea vestică a Bazinului, între Turda şi Alba Iulia. În regiunea Sebeş acest facies nu se mai întîlneşte, căzînd în zona de eroziune a Mureşului. Blocurile de calcare cu *Lithothamnium* din terasa acestei văi, de la Sibişeni, arată existenţa lui iniţială. Pe marginea Cristalinului Sebeş, faciesul recifal este indicat numai de blocuri izolate de calcare şi conglomerate calcaroase cu Ostreide şi Pecteni (Apold, H. Rodu). În restul regiunii acest facies, uşor de identificat, nu a mai fost recunoscut.

Faciesul neritic de mică adîncime, care este caracterizat prin marnele albe-cenuşii cu Globigerine. Prezintă o mare extindere şi anume în regiunea E Alba Iulia formează o bandă ce însoţeşte Acvitanianul, urmărind o direcţie N—S. Din dreptul localităţii Pianul de Sus îşi schimbă direcţia, urmărind marginea Cristalinului Sebeş şi Cibin. Apoi, cu aceleaşi caractere, îşi continuă dezvoltarea pe marginea nordică a Făgăraşului. În V. Oltului faciesul neritic înregistrează modificări în constituţia litologică. Marnele albe-cenuşii şistoase sînt înlocuite printr-o alternanţă de nisipuri, gresii şi marno-argile cenuşii-negricioase. Schimbarea de facies se constată atît la nordul Făgăraşului cît şi la vestul Perşanilor. Din această cauză separarea Tortonianului a întîmpinat dificultăţi. Faciesul neritic de mică adîncime în restul Perşanilor cuprinde nivele de tufuri dacitice şi prezintă afinităţi cu depozitele din nord-vestul bazinului.

Faciesul lagunar, care are o răspîndire locală şi este reprezentat prin gipsuri, marne salifere, masive de sare şi izvoare sau fîntîni sărate (murători).

Institutul Geologic al României

Gipsurile sînt cunoscute la Dobîrca şi Dumitra, apar ca lentile cu lungimi reduse şi nu se întîlnesc sub forma de bancuri cu valoare de strat-reper. Acelaşi mod de apariţie îl prezintă şi gipsurile de la vest Turda, unde sînt cuprinse în faciesul recifal (Cheia, Sănduleşti). În regiunea noastră gipsurile sînt înglobate în faciesul neritic de mică adîncime. Marnele salifere cenuşii-albăstrui sau cenuşii-albăstrui cu străturele de gresii micacee şi nisipuri se observă în jurul masivului de sare de la Ocna Sibiului, în terenul dolinar înconjurat de depozitele neogene mai tinere. Analiza microfaunei a arătat sterilitate şi prezenţa unor forme neconcludente *(Orbulinaria, Coenosphaera)*. Masivele de sare sînt legate de ridicările axiale ale anticlinalelor. Ele sînt cunoscute la Ocna Sibiului, Mercheaşa, Jimbor, Mărtiniş. Masivul de la Ocna Sibiului apare la zi într-o depresiune dolinară. A fost exploatat din timpurile cele mai vechi; în ocnele vechi s-au instalat lacuri sărate cu concentraţie puternică.

Hauer şi Stache (43) au descris amănunţit cele şase galerii de exploatare şi au dat analizele apelor sărate. Lucrările de explorare şi exploatare nu au ajuns la determinarea formei şi dimensiunii masivului de sare.

Masivele de sare de la Mercheaşa, Jimbor, Mărtiniş nu au format obiectul vreunei exploatări; prezenţa lor este dedusă datorită fîntînilor sărate cu debit constant şi salinitate mare. Mărturiile localnicilor susţin că fundul lor se găseşte pe sare. Asemenea fîntîni sărate se mai cunosc pe V. Slatinei (Sebeş), Miercurea Sibiului (Băi), Veştem, Avrig, Sărata. Toate aceste manifestaţii saline apar în axul anticlinalelor. Izvoarele sărate de la Homorod (Băi), Rupea (Băi) şi dintre Dacia şi Jibert nu sînt legate de axul anticlinalelor ci apar după o linie de falie orientată est-vest. Cele trei izvoare sărate de la Băile Veneţia sînt localizate la limita dintre Munţii Perşani şi Bazinul Transilvaniei şi sînt o consecinţă a unei falii de la contactul Mesozoicului cu depozitele neogene. La suprafaţa acestor masive presupuse, terenul prezintă eflorescenţe saline şi favorizează creşterea plantelor halofite *Salsola, Salicornia* şi *Tamarix*.

Prezenţa faciesului lagunar într-un complex marin, rezultat al unei importante transgresiuni, constituie una din problemele dezbătute în stratigrafia Miocenului. Teoria lagunelor s-ar putea aplica pentru bazinele sau golfurile izolate sau pentru zona periferică. Masivele de sare se dezvoltă însă departe de ţărmul mării tortoniene şi s-au identificat chiar în interiorul bazinului. În aceste cazuri, teoria lagunelor nu este suficientă şi trebuie să găsim o altă explicaţie.

Bazinul Transilvaniei a funcţionat, începînd cu Paleogenul, ca o zonă de sedimentaţie subsidentă, înregistrînd o serie de oscilaţii ale nivelului marin. În perioadele de accelerare a sedimentaţiei pătura de apă se reducea, iar micile depresiuni de fund se transformau în lacuri. Concentraţia sporită, ajutată de un climat arid, a produs stratele de sare pe toată întinderea ocupată de apele tortoniene. Sacadele frecvente şi cu amplitudine redusă din timpul Tortonianului, care au pregătit cea mai mare invazie marină din Miocen, explică astfel formarea lentilelor de sare. Raporturile succesive ale Tortonianului faţă



Institutul Geologic al României

de formațiunile geologice mai vechi demonstrează caracterul transgresiv. Depozitele tortoniene acoperă discordant Cretacicul mediu și superior de la Cisnădioara, Pianul de Sus, Săscior și Cacovița, precum și calcarele eocene de la Porcești. În cea mai mare parte a limitei meridionale a Bazinului, Tortonianul ia contact direct cu Șisturile cristaline din Munții Sebeș, Cibin și Făgăraș. În Munții Sebeșului, pe teritoriul localităților Cîlnic și « Pe Deal », depozitele tortoniene înconjură extremitatea estică a bandei cretacic-superioare de la Săscior și avansează sensibil peste Șisturile cristaline. Aci se observă o suprafață de abraziune cu o pantă relativ accentuată, efect al apelor marine. Prelungirea ei pe sub Tortonian este surprinsă de eroziunea văilor principale. Pe marginea de nord a Făgărașului contactul Tortonian-Cristalin este rectiliniu la scară mare. El nu reprezintă o linie de falie ci un contact normal, ce reiese din prelungirea Șisturilor cristaline în talvegul văilor principale și din tendința depozitelor tortoniene de a se ridica pe culmile intermediare.

Întinderea mării tortoniene pînă la marginea nordică a Făgărașului arată o etapă nouă în evoluția zonei subsidente a Bazinului Transilvaniei. Sedimentația subsidentă a început la sfîrșitul Cretacicului și s-a manifestat puternic odată cu Paleogenul. Regiunea noastră a fost invadată temporar și numai anumite zone depresive au fost acoperite de transgresiunile cenomanian-senoniene și eocene. Marea tortoniană pune stăpînire pe întregul sector sudic. Faptul se explică prin evoluția ritmică a Bazinului Transilvaniei de la nord spre sud. Marea tortoniană s-a extins asupra reliefului cristalin, prelungit ușor pe sub depozitele neogene prin depășirea pragului frontal al Făgărașului. Acest spațiu a fost ocupat succesiv de diferite mări, însă temporar, pe cînd mare tortoniană a pus stăpînire definitivă. În partea de nord deschiderea largă a mării din timpul Eocenului a suferit modificări importante în Tortonian. La est, marea tortoniană a acoperit Mesozoicul și Cristalinul Perșanilor, pătrunzînd în interior sub formă de mici bazine, iar la vest a străbătut bazinul Zlatna — Glod și bazinul Brad — Săcărîmb. Tortonianul de la Roșia Montană reprezintă dovada celei mai adînci pătrunderi în catena Munților Metaliferi. Culoarul Mureșului asigura legătura bazinelor intramuntoase cu Bazinul panonic.

## SARMAȚIAN

Partea sudică a Bazinului Transilvaniei este ocupată în proporții egale, însă distribuite asimetric, de Sarmațian și Pontian. Sarmațianul ocupă jumătatea estică a bazinului, cu o prelungire puternică în lungul Oltului, iar în partea de vest ocupă o suprafață restrînsă. Sub forma de benzi înguste se întîlnește în axul Anticlinalelor Cenade și Ruși.

*Regiunea Sebeș.* Depozitele sarmațiene formează o bandă îngustă orientată nord-sud între localitățile Berghin—Sebeș. Tipurile de roce caracteristice sînt:

Institutul Geologic al României

nisipuri albe micacee, gresii micacee cenuşii cu cimentul calcaros, exploatate în cariera Sebeşului, şi conglomerate poligene cu elemente cuarţitice albe şi fumurii (Berghin). În partea de sud a localităţii Cîlnic, Sarmaţianul, dezvoltat la partea superioară a Tortonianului, este reprezentat prin următoarele tipuri de roce: pietrişuri cuarţitice, conglomerate cu elemente mari cuarţitice bine rulate şi fragmente de şisturi cristaline, nisipuri micacee cenuşii sau feruginoase cu enclave de marne tortoniene şi concreţiuni limonitice goale în interior, gresii micacee, gresii conglomeratice în bancuri pînă la 1 metru, argile şistoase cenuşii şi bucăţi de lemn incarbonizat. Acţiunea eoliană scoate în relief părţile mai rezistente care împrumută forma de fagure. În gresiile conglomeratice am colectat resturi de *Cerithium pictum* BAST. şi *Cerithium rubiginosum* EICHW.

Sarmaţianul de la Cunţa, pe V. Secaşului, a fost identificat pe baza următoarei faune determinată de KOCH (58):

*Cerithium pictum* BAST.
*Cerithium disjunctum* SOW.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Cardium obsoletum* EICHW.

La Dobîrca se întîlnesc depozite sarmaţiene suportate de Tortonian şi alcătuite din nisipuri micacee, gresii micacee în bancuri de 20 — 40 cm, gresii cu urme de valuri, argile nisipoase şi marne. Resturile organice sînt reprezentate prin următoarele specii:

*Cerithium pictum* BAST.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Cardium obsoletum* EICHW.

*Regiunea Cenade—Ruşi.* Sarmaţianul se întîlneşte în axul anticlinalelor în asociaţie cu Tortonianul şi Ponţianul. A. VANCEA (121) a identificat la Cenade, în Dealul Frumoasa, formele următoare:

*Potamides mitralis* EICHW.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Cardium* sp.
*Buccinum* sp.

HEER a determinat tot aci speciile *Mactra podolica* EICHW. şi *Ervilia podolica* EICHW. La confluenţa Văii Cergăului cu V. Lupului, A. VANCEA (121) a menţionat în nisipurile sarmaţiene formele:

*Potamides mitralis* EICHW.
*Cerithium rubiginosum* EICHW.
*Cardium obsoletum* EICHW.
*Buccinum* sp.



Institutul Geologic al României

O listă de forme mai completă a acestei zone sarmaţiene o datorăm aceluiaşi autor. Ea cuprinde următoarele fosile colectate în nisipurile din D. Pîrva (Blaj):

*Cardium obsoletum* EICHW.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Modiola* sp.
*Mohrensternia* sp.
*Potamides mitralis* EICHW.
*Cerithium rubiginosum* EICHW.
*Cerithium disjunctum* SOW.
*Buccinum duplicatum* SOW.
*Buccinum becatum* BAST.
*Trochus podolicus* DUB.
*Hydrobia* sp.

Tot aci N. ARABU (8) a determinat:

*Cerithium lignitarum* EICHW.
*Cerithium conoideum* ARABU
*Cerithium bessarabiense* SIM.
*Cerithium transylvanicum* ARABU

*Regiunea Mohu—Daia—Săcădate—Bradu.* După o întrerupere cauzată de invazia depozitelor ponţiene, Sarmaţianul reapare sub forma unui patrulater cuprins între V. Hărtibaciului şi autostrada Sibiu—Făgăraş. La Mohu, depozitele sarmaţiene prezintă caractere torenţiale, evidenţiate de structura încrucişată a nisipurilor şi pietrişurilor, precum şi de enclave formate din argile cenuşii sau feruginoase, marne tortoniene şi tufuri dacitice albe-cenuşii. Sînt alcătuite din nisipuri micacee, cu fluturaşi mari de muscovită de culoare cenuşie, sau feruginoase cu dungi ruginii pe suprafeţele de stratificaţie, pietrişuri formate din elemente cuarţitice albe, fumurii, negre sau roze, şisturi cristaline (micaşisturi, filite negre, pegmatite, amfibolite) de dimensiuni cuprinse între 1 mm — 2 dm, cel mai frecvent 4 — 6 cm, gresii micacee cu mecanoglife, argile şistoase cenuşii cu bucăţi de marne albe, tuf dacitic în grosime de 2 cm, argile şistoase micacee cenuşii-negricioase, disodiliforme, nisipuri micacee, pietrişuri şi marne albe-cenuşii în grosime de 1 metru.

Între Veştem şi Bradu, Sarmaţianul cuprinde pietrişuri formate din cuarţite albe sau negre, gnaise, pegmatite, şisturi cristaline; mărimea obişnuită a elementelor este de 8 — 10 cm, cele mici fiind cuprinse între 5 mm — 5 cm iar cele mai mari ajungînd pînă la 1 $m^3$; apoi nisipuri micacee albe-cenuşii, uşor feruginoase, gresii micacee cenuşii-vineţii, gresii conglomeratice cu elemente cuarţitice, conglomerate cu cimentul grezos, constituite din aceleaşi elemente ca şi pietrişurile; concreţiuni grezoase sferice, simple sau compuse, cu diametru

Institutul Geologic al României

obișnuit de 40—60 cm, cele mici de 6 — 10 cm. Prezintă structura torențială și conține enclave de gresii și tufuri dacitice tortoniene. Resturile organice colectate de noi reprezintă speciile:

*Cerithium rubiginosum* EICHW.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Cardium obsoletum* EICHW.

Pe V. Bradului, deasupra argilelor șistoase cenușii-negricioase și a două nivele cu tuf dacitic în grosime de 2 și 5 dm, urmează o alternanță de nisipuri cenușii, micacee, în grosime de 1 — 2 m, gresii micacee, concrețiuni grezoase sau conglomeratice sferoidale de la 1 dm la 1 m în diametru și argile nisipoase cenușii. În concrețiunile conglomeratice mărunte am colectat resturi de *Cerithium*.

HALAVÁTS citează *Cardium obsoletum* EICHW., *Ervilia podolica* EICHW. *Cerithium rubiginosum* EICHW. și *Cerithium pictum* BAST. La Săcădate, depozitele sarmațiene sînt reprezentate prin nisipuri micacee cu foițe de muscovită (1 — 2 mm), pietrișuri cuarțitice mărunte, gresii micacee curbicorticale, conglomerate cuarțitice mărunte cu *Cerithium* și fragmente remaniate de *Ostrea*, gresii conglomeratice, concrețiuni grezoase columelare în diametru pînă la 1 m și lungi de 2 — 3 m și argile șistoase nisipoase.

HALAVÁTS (33) a menționat următoarea faună la Săcădate:

*Cardium obsoletum* EICHW.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Congeria zaisi* BRUS.
*Buccinum duplicatum* SOW.
*Murex sublavatus* BAST.
*Neritina grateloupana* FÉR.
*Cerithium rubiginosum* EICHW.
*Potamides mitralis* EICHW.
*Lircaea* var. *impressa* KRAUSS
*Melanopsis altszakadatensis* HAL.
*Melanopsis protopygmaea* HAL.
*Hydrobia frauenfeldi* HÖRN.
*Spirorbis heliciformis* EICHW.

A. KOCH (62) și HAUER și STACHE (43) au identificat în aceste depozite următoarele specii:

*Cerithium pictum* BAST.
*Cerithium rubiginosum* EICHW.
*Cerithium mediteraneum* DESH.
*Cerithium zelebari* HÖRN.
*Cerithium* sp.

Institutul Geologic al României

*Nerita grateloupana* FÉR.
*Murex sublavatus* BAST.
*Buccinum costulatum* BRON.
*Buccinum (Usita) nodocostatum* HILB.
*Trochus podolicus* EICHW.
*Trochus papilla* EICHW.
*Trochus* sp.
*Hydrobia* sp.
*Mactra podolica* EICHW.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Cardium obsoletum* EICHW.

În Sarmaţianul de la Săcădate, K. ANDRAE a determinat Insecte *(Formica* aff. *atavina* HEER, *Chrysopha* sp. aff. *perla* L.), pene de Păsări; HAUER şi STACHE au menţionat resturi de Peşti *(Clupea sardinites* HECK., *Strinsia alata* STEIND., *Morrhua szakadatensis* STEIND.)

De asemenea, ANDRAE (3) şi HAUER şi STACHE (43) au identificat următoarele plante:

*Cyrtoseira partschii* STERNB.
*Cyrtoseira flagelliformis* UNG.
*Betula dryadum* BRONG.
*Ficus tiliaefolia* A. BR.
*Sapotacites ackneri* AND.
*Andromeda protogaea* UNG.
*Malpighiastrum lanceolatum* UNG.
*Juglans inquirenda* AND.
*Eucaliptus oceanica* UNG.
*Cassia phaseolithes* UNG.

Depozitele sarmaţiene de la Cornăţel fac parte din aceeaşi zonă ca şi cele de la Săcădate şi apar în axul unui anticlinal larg deschis. Aci sînt cunoscute următoarele resturi de plante, identificate de ANDRAE (3) şi STUR (116):

*Cyrtoseira partschii* STERNB.
*Pinus* sp.
*Castanea kubinyi* ETT.
*Platanus aceroides* GOEPP.
*Dryandoides lignitum* UNG.

Sarmaţianul de la Daia este constituit din aceeaşi alternanţă de nisipuri, pietrişuri, argile, marne albe, gresii, la care se adaugă şi străturele de dolomite gălbui în grosime de 2—4 cm, care prezintă pe suprafeţele de stratificaţie urme de Peşti şi plante foarte bine conservate. Moluştele recoltate la Daia de HAUER, STACHE şi KOCH sînt reprezentate prin *Cerithium rubiginosum* EICHW.

Institutul Geologic al României

şi *Nerita* cf. *picta* FÉR. În intercalaţiile dolomitice am colectat Peştii teleosteeni, determinaţi de M. PAUCĂ ca *Clupea stratteiformis* KRAMB. şi *Rhombus bassanianus* KRAMB. (fig. 13), împreună cu alga *Cyrtoseira*. Plantele colectate de ANDRAE, STUR, HAUER şi STACHE aparţin speciilor următoare:

*Cyrtoseira partschii* STERNB.
*Cyrtoseira flagelliformis* UNG.
*Bambusium sepultum* UNG.
*Cyperites tertiarius* UNG.
*Carex scheuchzeri* HEER
*Zosterites kotschyi* UNG.
*Typhaeoloipum gracile* AND.
*Typha latissima* A. BR.
*Sparganium gracile* AND.
*Pinus kotschyanus* UNG.
*Ephedrites satzkyanus* UNG.
*Betula dryadum* BRONG.
*Quercus drymeja* UNG.
*Quercus lignitum* UNG.
*Quercus urophylla* UNG.
*Quercus cuspifera* AND.
*Castanea palaeopumilla* AND.
*Castanea kubinyi* ETT.
*Carpinus vera* AND.
*Ulmus bronnii* UNG.
*Ulmus plurinervia* UNG.
*Ficus fusii* AND.
*Laurus szwaszawiciana* UNG.
*Laurus giebeleri* AND.
*Sapotacites ackneri* AND.
*Sapotacites bielzi* AND.
*Sapotacites minor* ETT.
*Andromeda protogaea* UNG.
*Andromeda weberi* AND.
*Tilia longebracteata* AND.
*Acer sepultum* AND.
*Acer angustilobum* HEER
*Sapindus heliconius* UNG.
*Hyraea dombeyopsifolia* AND.
*Cupanoides anormala* AND.
*Dalbergia oenigmatica* AND.
*Podogonium lyellianum* HEER

Institutul Geologic al României

*Regiunea Glîmboaca—Chirpăr—Rucăr.* Depozitele sarmaţiene formează o bandă îngustă la nord de Olt, cuprinsă între localităţile Glîmboaca şi Noul Romîn, iar de aci spre vest capătă o dezvoltare din ce în ce mai mare, racordîndu-se cu regiunea de pe marginea răsăriteană a Bazinului Transilvaniei. La Glîmboaca, peste argilele nisipoase şi argilele disodiliforme, se dispun depozitele sarmaţiene, alcătuite din nisipuri micacee cenuşii sau feruginoase, gresii micacee cenuşii, cu cimentul calcaros, concreţiuni grezoase sferoidale sau comprimate, argile, argile nisipoase, argile cu concreţiuni limonitice, marne compacte albe-cenuşii şi bucăţi de lignit xiloid.

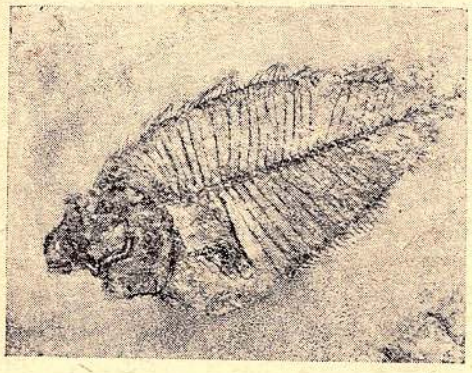


Fig. 13. — *Rhombus bassanianus.* Sarmaţian, Daia.

Microfauna este alcătuită din *Teinostoma, Spaniodontella* (?), *Elphidium, Globorotalia* (?), *Nonion, Quinqueloculina. Globigerina, Sphaeridia, Semseya,* Bryozoare, Ostracode, Hydrobii, Otolite, dinţi şi oase de Peşti.

În Valea Mare (Colun), Sarmaţianul este bine deschis şi reprezentat prin nisipuri, gresii micacee cenuşii sau feruginoase cu suprafeţe concreţionare, gresii conglomeratice, trovanţi, conglomerate mărunte cu resturi de Lamellibranchiate cu scoica subţire şi cu Cardiacee, calcare cu *Ervilia* şi argile nisipoase cu fragmente de Lamellibranchiate nedeterminabile. Analiza micropaleontologică a materialului pelitic a arătat prezenţa formelor de *Quinqueloculina subrotundata, Nonion granosum, Triloculina, Elphidium, Globorotalia,* erupţie de *Teinostoma,* Otolite, dinţi şi oase de Peşti.

La Găinari, Sarmaţianul se întîlneşte format din nisipuri, gresii, concreţiuni grezoase cilindroide sau în bancuri, argile cenuşii albicioase cu slabe vine de nisip şi marne cenuşii sau albicioase.

Depozitele sarmaţiene se menţin cu aceleaşi caractere la Noul Romîn şi Rucăr. Sînt descoperite de afluenţii mici ai Oltului precum şi de torenţii instalaţi pe malul său drept şi arată următoarele tipuri de roce: nisipuri micacee sau feruginoase, gresii micacee cenuşii, concreţiuni grezoase, argile feruginoase sau cenuşii, argile nisipoase, marne şi bucăţi de lignit xiloid.

Faţă de fauna de la Săcădate şi calcarele organogene de la Colun Sarmaţianul dintre Noul Romîn şi Rucăr se prezintă sărac în resturi organice. La Chirpăr, depozitele sarmaţiene sînt alcătuite din nisipuri cenuşii cu concreţiuni grezoase cenuşii-vineţii, prin alteraţie feruginoase, pietrişuri formate din jaspuri brune bine şlefuite, gresii micacee cenuşii-albăstrui şi gresii fosilifere bogate în fragmente de *Mactra fragilis* şi *Cerithium.*

Institutul Geologic al României

Între Olt şi Făgăraş, Sarmaţianul apare ca petece izolate la sud de Porumbac şi la Sărata. La Porumbac depozitele sarmaţiene sînt constituite din nisipuri, pietrişuri şi argile; la Sărata, analiza micropaleontologică a arătat existenţa genului *Spirialis* asociat cu Otolite şi Foraminifere *(Elphidium, Nonion, Globigerina, Quinqueloculina, Articulina, Teinostoma, Spaniodontella, Sphaeridia)*.

*Regiunea Homorod—W Rupea—Şona.* În această regiune se deosebeşte sectorul de nord-est, cuprins în bazinul Văilor Homorod, şi sectorul de vest şi sud-vest, dezvoltat la vest de linia marcată prin localităţile Mărtiniş—Rupea—Şona.

În sectorul Homorod, depozitele sarmaţiene ocupă o poziţie simetrică faţă de Văile Homorodul Mare şi Homorodul Mic, alcătuind două zone deosebite. Zona de est se află cuprinsă între V. Homorodului Mic şi Tortonianul de pe versantul vestic al Munţilor Perşani şi este acoperită în bună parte de aglomerate andezitice. Zona vestică ocupă culmea dintre cele două văi ale Homorodului şi suportă aceleaşi aglomerate. Deschiderile naturale cele mai interesante apar la Jimbor, pe şoseaua Odorhei—Vărghiş şi la Racoşul de Jos. Sarmaţianul de la Jimbor este reprezentat prin conglomerate poligene alcătuite din elemente bine rulate de cuarţite, calcare şi gresii mesozoice, în diametru de 1 cm — 4 dm, gresii cenuşii micacee cu concreţiuni grezoase şi conglomeratice, nisipuri micacee albe şi feruginoase cu enclave de argile şi străturele de marno-argile cenuşii-vineţii. Aceste depozite sînt localizate în baza Sarmaţianului, au direcţia NE (10°—25°), iar înclinarea estică este cuprinsă între 40°—50°. Ele alcătuiesc flancul de est al anticlinalului Jimbor—Mercheaşa.

Pe şoseaua Odorhei—Vărghiş, depozitele sarmaţiene avînd aceeaşi compoziţie ca şi cele de la Jimbor, sînt formate dintr-o alternanţă de gresii micacee, cenuşii sau feruginoase prin alteraţie, gresii conglomeratice cu elemente cuarţitice (2—4 mm), concreţiuni grezoase şi intercalaţii rare de argile cenuşii.

La Racoşul de Jos, Sarmaţianul este format în bază din nisipuri micacee, albe, nisipuri feruginoase pe suprafeţele expuse, gresii conglomeratice cu elemente cuarţitice avînd 2—4 mm în diametru, concreţiuni grezoase şi argile cenuşii-vineţii. Direcţia stratelor este N 20°E, iar înclinarea variază între 15°—20°. Reprezintă flancul estic al primului sinclinal din regiune.

La vest de linia localităţilor Mărtiniş—Rupea—Şona, Sarmaţianul se dezvoltă sub forma unei zone continue, cuprinsă între Tortonianul de la periferia Bazinului Transilvaniei şi Ponţianul din interior. În partea de sud-vest se racordează cu regiunea Glîmboaca—Rucăr. Din punct de vedere litologic, Sarmaţianul acestei regiuni nu se deosebeşte de celelalte amintite; începe prin complexul detritic grosolan, care conţine resturi de Ostreide tortoniene (Caţa) sau Moluşte sarmaţiene.

La partea superioară depozitele devin argilo-nisipoase şi seamănă foarte bine cu depozitele ponţiene. Fosilele sarmaţiene cunoscute în această regiune

Institutul Geologic al României

s-au colectat de pe teritoriul localităților Racoșul de Jos, Dopca, Fișer, Viscri, Dealul Frumos.

LÖRENTHEY (71), WACHNER (128), BÁNYAI au determinat la Racoșul de Jos formele următoare:

*Cerithium nodosoplicatum* HÖRN.
*Rissoa* sp.
*Hydrobia* sp.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Cardium plicatum* EICHW.
*Modiola navicula* DUB.

La Dopca, LÖRENTHEY și WACHNER au menționat speciile: *Nerita picta* FÉR., *Neritodonta* sp. și *Cardium latisulcatum* MÜNST.

A. KOCH (62), C. ROTH (100), VITÁLIS (123), BÁNYAI și TÖRÖK (120) au determinat următoarele Lamellibranchiate și Gasteropode:

*Cardium obsoletum* EICHW. var. *vindobonensis* P.
*Cardium plicatum* EICHW.
*Cardium latisulcatum* MÜNST.
*Cardium* sp.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Ervilia trigonula* SOC.
*Modiola* sp.
*Mactra fragilis* LASC.

La Viscri, ȘT. VITÁLIS (123) și Z. TÖRÖK (120) au citat speciile următoare:

*Cardium obsoletum* EICHW. var. *vindobonensis* P.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Mactra fragilis* LASC.
*Tapes gregaria* PARTSCH

În fine, pe teritoriul localității Dealul Frumos, S. PAPP (84) a descris următoarele forme sarmațiene:

*Bula lajonkaireana* BAST.
*Mohrensternia inflata* ANDRUSS.
*Cardium* sp.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Ervilia trigonula* SOC.

Analiza micropaleontologică a marnelor de la Mărtiniș a indicat prezența Otolitelor și a Foraminiferelor: *Globigerina, Globorotalia, Globigerinoides* (?) *Nonion.*

Institutul Geologic al României

*Caractere generale.* Cu stratigrafia Sarmaţianului dintre Olt şi Tîrnave s-a ocupat Z. TÖRÖK (129), care a deosebit trei orizonturi.

Orizontul inferior, considerat ca fiind alcătuit din marne şi argile nisipoase cu intercalaţii de gresii. C. ROTH (104) a găsit în Dealul Viilor (E Rupea) resturi slab conservate de *Ervilia.* Acestui orizont i se atribuie şi fauna determinată de P. VAJNA, formată din:

*Potamides mitralis* EICHW.
*Potamides diforme* EICHW.
*Ervilia podolica* EICHW.
*Cardium obsoletum* EICHW.
*Cardium plicatum* EICHW.
*Cardium* sp.
*Clessina* sp.
*Mohrensternia* sp.

TÖRÖK (120) a completat această listă cu formele următoare:

*Donax* sp.
*Ervilia trigonula* SOCOL.
*Buccinum* sp.
*Bulla lajonkaireana* BAST.
*Hydrobia* sp.
*Rissoa* sp.

Asupra existenţei acestui orizont observăm că fauna amintită a fost găsită în nisipurile intercalate în masa conglomeratelor bazale şi deci nu poate constitui o dovadă pentru vîrsta sarmaţiană a marno-argilelor de la partea inferioară a conglomeratelor poligene.

Orizontul mediu (TÖRÖK) care cuprinde conglomeratele poligene asociate cu nisipuri, gresii micacee, concreţiuni grezoase, argile şi marne cenuşii sau feruginoase. Aci este localizată fauna reprezentată prin speciile:

*Cardium obsoletum* EICHW.
*Cardium latisulcatum* MÜNST.
*Mactra* cf. *fragilis* LASC.
*Tapes gregaria* PARTSCH
*Ervilia podolica* EICHW.
*Ervilia trigonula* SOCOL.
*Cerithium pictum* BAST.
*Buccinum duplicatum* SOW.
*Bulla lajonkaireana* BAST.

Acest orizont formează după noi baza Sarmaţianului din partea sudică a Bazinului Transilvaniei.

Institutul Geologic al României

Orizontul superior (TÖRÖK), reprezentat printr-o alternanță de nisipuri micacee, argile nisipoase și marne sterile din punct de vedere paleontologic.

Analizînd Sarmațianul din regiunea noastră constatăm o transgresiune generală. În partea de est, marea salmastră a tins să se apropie de marginea Munților Perșani (Racoșul de Jos). Trecînd peste zona ocupată de depozitele tortoniene, s-a apropiat de tufurile dacitice de la partea inferioară (Tuf de Racoș = Dej).

În colțul de sud-est al bazinului, apele sarmațiene au avansat mai puțin, în schimb ele s-au apropiat mult de Cristalinul Făgărașului prin mărturiile de la Sărata și Porumbac. La vest de Sibiu Sarmațianul indică o retragere accentuată, fiind depășit de Pontian.

Pe marginea de nord a Munților Sebeș, marea sarmațiană a înregistrat un alt punct de invazie la Dobîrca—Cîlnic. În partea de vest, conglomeratele bazale fosilifere sînt instalate pe depozitele eocene. Marea sarmatică a înregistrat în cuprinsul Bazinului Transilvaniei o retragere sensibilă în sectorul nordic și o invazie în cel sudic. Faptul se datorește evoluției fundului marin, care a înregistrat o scufundare treptată în partea meridională, cu un mers crescînd în Miocen și care a continuat și în Pontian. Apele sarmațiene s-au retras total sau și-au restrîns limitele în comparație cu conturul mării tortoniene. Complexul detritic grosolan din bază, întîlnit în toată zona periferică a Sarmațianului, marchează începutul transgresiunii, cuprinde majoritatea resturilor organice fosilizate și constituie un bun reper pentru lucrările de cartografie. Complexul argilo-marnos, considerat de Z. TÖRÖK ca orizontul inferior al Sarmațianului, aparține Tortonianului. El face parte comună cu depozitele tortoniene și suportă discordant complexul psefitopsamitic al Sarmațianului. Analizele de microfaună au arătat de asemenea vîrsta tortoniană a complexului argilo-marnos. Partea sudică a Bazinului Transilvaniei se caracterizează prin absența nivelelor de tufuri dacitice superioare: Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș. Aceste nivele se dezvoltă în partea de nord și vest a Bazinului, avînd valori stratigrafice cunoscute. Tuful de Ghiriș separă Sarmațianul de Tortonianul superior (Buglovian), iar Tuful de Hădăreni delimitează partea inferioară a Buglovianului. Lipsa volumului stratigrafic cuprins între aceste două nivele-reper demonstrează lipsa unei tranziții între Tortonian și Sarmațian în regiunea cercetată.

În regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureșului, Sarmațianul nu se caracterizează prin prezența unui complex detritic grosolan cu caracter de transgresivitate, ci printr-o sedimentație cotinuă, în care, din lipsa macrofaunelor, tufurile dacitice sînt folosite ca repere stratigrafice. Sedimentația mării sarmațiene s-a produs în condiții batimetrice deosebite. În partea de N și NW a Bazinului Transilvaniei subsidența a asigurat o continuitate de sedimentare de la Tortonian la Sarmațian. În jumătatea sudică, marea avînd un caracter transgresiv net față de formațiunile mai vechi, a sedimentat sub un nivel scăzut al apelor, care invadaseră teritoriul frontal al Făgărașului.

Institutul Geologic al României

## *b)* PLIOCEN

### PONȚIAN

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei depozitele ponțiene ocupă o mportantă parte din regiune. Sînt localizate în special în jumătatea vestică a regiunii cercetate și formează o bandă îngustă și izolată pe marginea de vest a Munților Perșani. Reprezentarea Ponțianului, așa cum se află pe harta geologică a Institutului Geologic (1: 500.000), este susceptibilă de modificări importante. Marginea vestică a depozitelor pliocene este figurată din dreptul localității Apold și pe malul drept al Secașului. Cercetările noastre arată Ponțianul extins mult mai la vest; el se dezvoltă din dreptul Sebeșului pe ambii versanți ai Secașului. Fauna bogată de la Daia demonstrează această extindere a Ponțianului. Pe aceeași hartă geologică, Ponțianul este extins între Valea Oltului și marginea nordică a Făgărașului. Prezența depozitelor ponțiene nu a fost demonstrată pentru această regiune, ele se mențin pe malul drept al Oltului și au tendința de a se retrage spre nord.

*Regiunea Sebeș—Sibiu—Noul Romîn* este ocupată în cea mai mare parte de depozite ponțiene. În partea de vest urmărește banda miocenă de la Totoi—Petrești, orientată nord-sud. În Dealul Bilag pătrunde în interiorul zonei miocene iar pe marginea Munților Metaliferi are tendința de a lua contact cu depozitele mesozoice. Pe marginea de nord a Munților Sebeș, Ponțianul se menține aproape de Cristalin, urmărind de asemenea zona de Miocen îngustată treptat. Între Apold—Săliște—Gura Rîului—Poplaca ia contact direct cu Șisturile cristaline.

Din dreptul localității Cisnădia, depozitele ponțiene se depărtează din ce în ce mai mult de Cristalin, retrăgîndu-se temporar la nord de Valea Hîrtibaciului pînă la Cornățel, iar apoi încearcă să se apropie de Făgăraș, menținîndu-se pe malul drept al Oltului între Săcădate și Noul Romîn. De aci Ponțianul, descriind un semicerc, se retrage spre nord-vest pe linia Veseud-Bunești.

Regiunea ponțiană Sebeș—Sibiu—Noul Romîn este întreruptă în interiorul său de petece relativ înguste de Miocen, care apar în legătură cu axele de anticlinal. La Cunța, Ocna Sibiului, Cenade, Soroștin, Șesuri se întîlnesc aceste petece de Miocen cu dezvoltare locală.

Deschiderile naturale cele mai importante se găsesc în carierele din cuprinsul localităților. Eroziunea slabă a rețelei hidrografice și pătura depozitelor cuaternare fac să nu avem profile continue în Ponțianul acestei regiuni. În cariera Arini de la Daia (Sebeș), Ponțianul este reprezentat prin alternanța următoare: nisipuri micacee albe sau feruginoase, cu fluturași de muscovită de 1—2 mm, care prezintă structura torențială, nisipuri cu intercalații subțiri de argilă și cu concrețiuni limonitice sferoidale sau eliptice conținînd slabe urme

Institutul Geologic al României

de cărbuni şi bucăţi de lemne silicifiate, cu structura vegetală bine conservată, pietrişuri albe sau feruginoase, cu mici enclave de marne tortoniene şi formate din elemente cuarţitice mărunte (2—4 mm), gresii friabile cenuşii-albicioase, argile cenuşii sau gălbui şi gipsuri secundare fibroase, sub forma de umplutură a diaclazelor. În Dealul Daia, la partea superioară a complexului ponţian, se întîlnesc pietrişuri bine rulate, formate din cuarţite şi calcare mesozoice, şi cu dimensiuni cuprinse între 1 mm — 1 dm, cel mai frecvent de 2—6 cm. Prin cimentare dau naştere unor conglomerate cuarţitice. Sînt folosite la pietruirea drumurilor.

Resturile organice din aceste pietrişuri sînt numeroase şi aparţin următoarelor specii:

*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis bouéi* FUCHS
*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK
*Cardium* cf. *banaticum* FUCHS
*Unio atavus* PARTSCH
*Helix* sp.

Unul din punctele fosilifere cele mai importante se află tot pe teritoriul localităţii Daia, lîngă fîntîna izlazului comunal. Ele apar în nisipurile şi argilele cenuşii negricioase, descoperite de un torent şi sînt reprezentate prin următoarele Melanopside:

*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH
*Melanopsis spiralis* HANDM.
*Melanopsis* cfr. *striata* HANDM.
*Melanopsis pyrula* HANDM.

La Ungurei, Ponţianul este format din marne şi argile cenuşii-vineţii sau feruginoase prin alteraţie, precum şi nisipuri micacee albe-cenuşii. Ca resturi organice marnele cuprind resturi de plante incarbonizate şi Moluştele:

*Congeria banatica* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Planorbis ponticus* LÖR.

În Ponţianul de la Vingard s-au determinat speciile *Congeria banatica* HÖRN., *Melanopsis martiniana* FÉR., *Congeria partschi* CŽJK., *Unio atavus* PARTSCH. şi *Helix* sp. La Boz, depozitele ponţiene sînt reprezentate prin pietrişuri mărunte, alcătuite din elemente rulate, în care se observă elemente

Institutul Geologic al României

izolate de 4—6 cm grosime, precum şi blocuri de pietrişuri prinse într-o crustă feruginoasă. În depozitele ponţiene de la Cut se cunosc următoarele forme:

*Congeria zsigmondyi* HAL.
*Congeria partschi* CŽJK.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Unio* sp.
*Pisidium priscum* EICHW.
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis martiniana* FÉR.

Ponţianul de la Cunţa este alcătuit din pietrişuri formate din elemente cuarţitice albe, fumurii sau roze, şi micaşisturi, care prin cimentare se transformă în conglomerate feruginoase ale căror elemente cuarţitice apar în relief. Ele conţin de asemenea fragmente de tufuri dacitice şi sînt asociate cu marnele cenuşii-vineţii compacte purtătoare de Cardiacee cu cochilia subţire. Resturile organice sînt reprezentate prin speciile următoare:

*Limnocardium carinatum* DESH.
*Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Limnocardium* cf. *secans* FUCHS
*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Congeria clavaeformis* (non KRAUSS) FUCHS
*Congeria* aff. *triangularis* şi *croatica*
*Unio* sp.
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH
*Melanopsis kreutzeri* BIELZ
*Neritina crenulata* KLEIN

Depozitele ponţiene de la Spring sînt constituite din pietrişuri formate din elemente cuarţitice bine rulate, cu dimensiunile medii între 1—5 cm şi cu bucăţi de marne albe-cenuşii tortoniene, în asociaţie cu nisipuri albe-cenuşii cu fluturaşi de muscovită, concreţiuni limonitice, plante, fragmente de argile remaniate şi străturele de plante incarbonizate, nisipuri feruginoase dungate, gresii conglomeratice micacee în bancuri rare şi marne cenuşii-negricioase în strate groase de 40 cm. Pietrişurile conţin resturi de *Congeria subglobosa* PARTSCH şi *Congeria partschi* CŽJK.

La Miercurea Sibiului, Ponţianul apare bine dezvoltat în Dealul Morii de Vînt, fiind reprezentat prin: pietrişuri formate din elemente de cuarţite albe, roze sau fumurii, calcare mesozoice, gresii cretacice, roce eruptive mesozoice

Institutul Geologic al României

(diabaze, porfire) şi japsuri; toate elementele sînt prinse într-o masă de nisipuri feruginoase. Fosilele recoltate pe teritoriul acestei localităţi, citate de A. KOCH (58), sînt:

*Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Congeria banatica* HÖRN.
*Congeria zsigmondyi* HAL.
*Congeria* cf. *zsigmondyi* HAL.
*Valenciennius reussi* NEUM.

În carierele Apoldului se observă următoarea alternanţă de depozite ponţiene fosilifere: pietrişuri mărunte cu elementele cuprinse între 2 mm — 1 cm, nisipuri micacee albe-cenuşii şi feruginoase cu concreţiuni grezoase aplatisate, cu diametru de 2—5 dm, cu structura încrucişată torenţială şi conţinînd enclave de argilă şi marne tortoniene; marne şi argile cenuşii sau feruginoase în strate groase de 2—5 cm. Resturile organice sînt reprezentate prin speciile următoare:

*Congeria spatulata* PARTSCH
*Congeria clavaeformis* FUCHS
*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Limnocardium desertum* STOLICZKA
*Limnocardium tenue* FUCHS
*Limnocardium nudum* REUSS
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH

Marnele cenuşii-albăstrui, compacte, cu spărtură concoidală, prezintă Lamellibranchiate cu conchilia subţire:

*Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Congeria banatica* HÖRN.

La Sîngătin, depozitele ponţiene sînt reprezentate prin nisipuri cu vinişoare de argile care scot în evidenţă structura încrucişată, pietrişuri cu structura torenţială şi bucăţi mari de argilă şi marno-argile cenuşii-vineţii. Ele cuprind următoarele resturi organice:

*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Limnocardium lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.

Institutul Geologic al României

*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis impressa* KRAUSS

Pe Valea Topîrcioara cu Apă (Topîrcea) se întîlnesc marnele cenuşii-vineţii conţinînd, în ordine stratigrafică, următoarele Lamellibranchiate cu scoica subţire:

*Congeria banatica* HÖRN.
*Limnocardium lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.

La Soroştin, Presaca, Haşag, Ponţianul este constituit tot dintr-o alternanţă de nisipuri micafere, albe-cenuşii sau feruginoase, cu concreţiuni limonitice şi enclave de argile, pietrişuri şi marno-argile albe-cenuşii sau cenuşii-verzui. Frecvenţa fosilelor însă este redusă deoarece ele corespund regiunii lacustre mai adînci. Depozitele bogat fosilifere se menţin în zona de litoral a lacului pliocen.

Ponţianul de la Ocna Sibiului apare bine deschis în tăieturile drumurilor din nordul localităţii şi este reprezentat prin nisipuri albe sau feruginoase, cu foiţe de muscovită (1—2 mm), cu enclave argiloase şi argile fin micacee albe, cenuşii sau feruginoase. Conţine următoarele resturi organice menţionate de KOCH şi HALAVÁTS (34):

*Congeria banatica* HÖRN.
*Congeria* cf. *zsigmondyi* HAL.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Planorbis ponticus* LÖR.
*Micromelania* sp.

Aceiaşi autori au citat la Şesuri formele:

*Congeria banatica* HÖRN.
*Congeria czjżeki* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Limnocardium penslii* (?) FUCHS.
*Valenciennius reussi* NEUM.

Succesiunea depozitelor ponţiene se poate urmări bine pe şoseaua Blaj — Sibiu între localităţile Ruşi şi Slimnic. În marno-argilele din această din urmă localitate HALAVÁTS a citat speciile:

*Congeria markovici* BRUS.
*Limnocardium mayeri* HÖRN.
*Limnocardium nudum* REUSS.



Institutul Geologic al României

*Limnocardium* cfr. *arenaceum* BRUS.
*Limnaeus nobilis* REUSS

Pe drumul Slimnic—Mîndra se întîlnesc marne cenuşii-albăstrui cu *Congeria* şi *Limnocardium*. În împrejurimile Sibiului se dezvoltă Ponţianul la Guşteriţa şi Cisnădia. BIELZ (11) a urmărit profilul sondelor de alimentare cu apă de la Sibiu, menţionînd existenţa unui complex marnos-nisipos cu urme de cărbuni de la nord-vest de Sibiu. Marno-argilele plastice cenuşii-vineţii

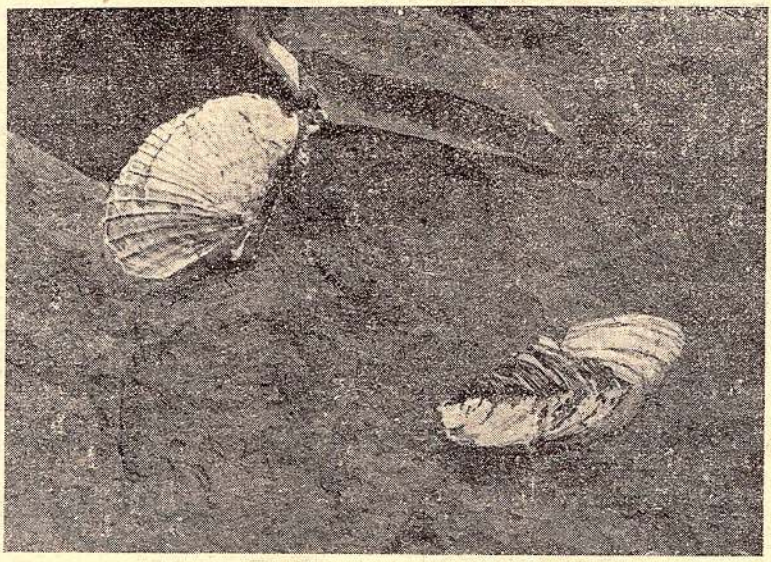


Fig. 14. — Argilă cu *Limnocardium* şi *Congeria*. Ponţian, Guşteriţa, Sibiu.

sau feruginoase pe feţele expuse infiltraţiilor de ape superficiale conţin frunze de plante, conuri de *Pinus kotschiana* UNG., vertebre de Teleosteeni de 1 cm diametru, impresiuni de Peşti şi Lamellibranchiate cu cochilia subţire *(Congeria, Limnocardium)*. Carierele de la Guşteriţa (fig. 14) au descoperit marne cenuşii-albicioase sau cenuşii-albăstrui, marne feruginoase şi marne nisipoase. Sînt bogate în resturi organice cu cochilia subţire şi cuprind speciile:

*Limnocardium squamulosum* DESH.
*Paradacna fuchsi* HERB.-NEUM.
*Limnocardium lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Limnocardium obsoletum* var. *protractum* EICHW.
*Limnocardium praeponticum* KRAMB.-GORJ.
*Limnocardium plicataeformis* KRAMB.-GORJ.
*Limnocardium cekusi* KRAMB.-GORJ.

Institutul Geologic al României

*Congeria banatica* HÖRN.
*Valenciennius reussi* NEUM.
*Planorbis ponticus* LÖR.

La Cisnădioara, deasupra marnelor miocene se dezvoltă Ponțianul, reprezentat prin pietrișuri cuarțitice bine rulate și nisipuri micacee, iar la Cisnădia, prin nisipuri albe micafere, nisipuri feruginoase dungate, cu enclave de marne și argile cenușii-negricioase cu intercalații slabe de 4—6 cm. Fosilele de la Cisnădia, menționate de KOCH (58), aparțin la speciile următoare:

*Congeria partschi* CŽJK.
*Congeria czjżeki* HÖRN.
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis impressa* KRAUSS
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis avellana* (?) FUCHS
*Melanopsis costata* (?) FÉR.
*Neritina grateloupana* FÉR.

HALAVÁTS a descris în Ponțianul de la Cisnădie formele:

*Congeria doderleini* BRUS.
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis austriaca* HANDM.
*Melanopsis stricturata* BRUS.
*Melanopsis (Lyrcea) martiniana* FÉR.

Tot aci au fost determinate plantele *Carpinus grandis* UNG. și *Dryandoides hakaefolia* UNG.

Din dreptul Cisnădiei, Ponțianul se retrage pe direcția NE, ajungînd la Roșia—Cornățel, de unde avansează din nou spre marginea Cristalinului, însă se oprește pe malul drept al Oltului. Deschiderile cele mai importante se găsesc la Vurpăr, Roșia, Cornățel, Săcădate, Găinari, Fofeldea și Ilimbav. Depozitele ponțiene de la Vurpăr sînt reprezentate prin pietrișuri bine rulate, cu diametrul de 1 mm — 1 cm, formate din cuarțite albe, fumurii și mai rar roze, nisipuri slab micacee, cenușii cu dungi ruginii, concrețiuni grezoase și conglomeratice, sferoidale, cu pături concentrice, simple sau combinate, care apar în masa nisipurilor și au diametrul variind între 1 dm — 1 m, concrețiuni limonitice sferoidale sau elipsoidale pînă la 1 dm diametru, cu păturile exterioare mai bogate în oxizi de fer, uneori în legătură cu bancuri de gresii, enclave de argile și străturețe de gresii micafere, precum și marno-argile cenușii-vinețiii sau gălbui, fin stratificate.

La NE de Roșia, Ponțianul este constituit din pietrișuri cuarțitice, conglomerate poligene, formate din cuarțite și șisturi cristaline, nisipuri micacee,



Institutul Geologic al României

concreţiuni limonitice şi marne cenuşii cu Cardiacee. Resturile organice fosilizate sînt reprezentate prin impresiuni de plante şi speciile următoare de Moluşte:

*Limnocardium lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Congeria banatica* HÖRN.
*Pisidium* sp.
*Planorbis ponticus* LÖR.
*Unio atavus* PARTSCH

La sud de Cornăţel, pe culmea deluroasă din apropiere, depozitele ponţiene sînt bine deschise. Marnele cenuşii-vineţii conţin (HALAVÁTS) speciile *Congeria banatica* HÖRN. şi *Limnocardium syrmiense* HÖRN. În pietrişurile din V. de Mijloc, acelaşi autor a menţionat formele:

*Congeria ornithopsis* BRUS.
*Congeria partschi* CŽJK.
*Lyrcaea bonelli* SISM.
*Melanopsis bouéi* FÉR.

În pîrîul Securii, a identificat speciile:

*Congeria* aff. *ornithopsis* BRUS.
*Congeria ramphophora* BRUS.
*Lyrcaea bonelli* SISM.
*Melanopsis bouéi* FÉR.

Aceleaşi depozite ponţiene se dezvoltă şi la Nucet, unde am colectat următoarele fosile:

*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Lyrcaea bonelli* SISM.
*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Congeria ornithopsis* BRUS.

Depozitele ponţiene de la Nucet—Cornăţel reprezintă marginea lor de sud şi se găsesc la contactul cu Sarmaţianul. Ele avansează spre V. Oltului pînă la Săcădate, iar de aci spre est se menţin la distanţe variabile de Olt.

HAUER şi STACHE (43) şi KOCH (62) au menţionat la Săcădate următoarele Melanopside:

*Melanopsis impressa* KRAUSS
*Melanopsis impressa* KRAUSS aff. *martiniana*
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH

Institutul Geologic al României

Pe malul drept al Oltului, Ponțianul prezintă deschiderile naturale cele mai clare, însă ele nu înfățișează profile continue ci descoperă numai partea bazală a complexului la contactul cu Sarmațianul. La Găinari este reprezentat prin pietrișuri cuarțitice mărunte, nisipuri micacee, feruginoase cu cuiburi actuale de viespi, enclave de argile, concrețiuni limonitice, concrețiuni grezoase cilindroide ca cele sarmațiene și gresii sub formă de intercalații slabe.

Deasupra acestui complex, la Fofeldea și Ilimbav se dezvoltă argile și marne cenușii-negricioase, cenușii-vineții sau feruginoase cu resturi numeroase de Cardiacee și Congerii cu scoica subțire.

La est de o linie ce ar uni localitățile Noul Romîn și Veseud, Ponțianul ocupă numai culmile mai înalte și apare izolat în mijlocul depozitelor sarmațiene. Din cauza afinității petrografice, a lipsei de fosile și a deschiderilor, delimitarea Ponțianului s-a făcut aci ținînd seamă de aspectul morfologic. În aceeași situație se află și Ponțianul de la Jibert (W Rupea).

*Regiunea Mereşti — Racoşul de Jos.* Ponțianul din această regiune este reprezentat printr-o zonă sinclinală situată în partea de apus a Munților Perșani și care urmărește flancul vestic al catenei. Apare izolat față de cel din interiorul Bazinului Transilvaniei, printr-o zonă largă de Tortonian și Sarmațian.

Depozitele ponțiene de la Mereşti—Racoşul de Jos sînt reprezentate prin pietrișuri și bolovănișuri, uneori ușor cimentate, cu intercalații de material psamitic de origine lacustră sau vulcanică și din aglomerate andezitice la partea superioară. Materialul psefitic este reprezentat prin gresii cretacice, gresii terțiare, conglomerate și calcare mesozoice, cuarțite colorate diferit, micașisturi și gnaise. Forma elementelor este sferoidală, ovală sau turtită în formă de galeți. Mărimea lor obișnuită este cuprinsă între 5 cm — 1 dm. Elementele cele mici variază între 2 mm — 2 cm, cele mari pot ajunge pînă la 50 cm. Prin cimentare dau naștere unui conglomerat poligen.

Lipsa unei serieri a elementelor, dispoziția lor haotică, mărimea și forma de galeți pledează pentru originea lor torențială. Dezvoltarea psefitelor în apropierea reliefului muntos al Perșanilor arată originea lor legată de prezența unei catene.

Pătura de detritus datorită vulcanilor andezitici din Hărghita acoperă partea de nord a Perșanilor și s-a extins asupra zonei neogene de la Racoș—Mereşti—Homorod—Mărtiniș. Ea este alcătuită din blocuri (5—10 cm) rotunjite de andezit bazic și elemente de pietrișuri iar cimentul este format dintr-un nisip fin vulcanic și cenușă vulcanică. Materialul detritic, amestecat cu cel vulcanic, este de natură argiloasă sau limonitică și conține elemente de cuarțite rulate, de 2—4 cm diametru.

Z. Török a susținut, alături de Herbich și Wachner, originea andezitică a produselor vulcanice de la Ungra și Homorod, combătînd pe A. Koch Lörenthey și C. Roth.

Institutul Geologic al României

Aglomeratele andezitice de la Racoş—Homorod—Mereşti au fost considerate ca ocupînd culmile deluroase şi au fost separate faţă de depozitele neogene printr-o suprafaţă aproape plană. În partea de nord a Perşanilor aglomeratele andezitice ocupă de asemenea relieful mai înalt. Ele s-au instalat pe un relief anteponţian, despre ale cărui caractere ne putem da seama urmărind baza aglomeratelor. Geomorfologic, suprafeţele ocupate de aceste aglomerate reprezintă nişte platouri ce contrastează cu restul catenei. Din această cauză s-au considerat aglomeratele şi lavele andezitice ca ocupînd relieful peneplenizat.

Cercetînd extinderea aglomeratelor în partea de răsărit a Bazinului Transilvaniei am constatat că limita lor inferioară nu se menţine pe isohipse ci prezintă variaţiuni importante. De aci rezultă că ele nu ocupă suprafeţe peneplenizate ci s-au depus în lacul ponţian, fiind cutate apoi odată cu depozitele neogene. Variaţiile axiale ale sinclinalelor în care s-au conservat fac ca aglomeratele să coboare pînă în talvegul văilor.

Resturile organice pe baza cărora s-a precizat vîrsta depozitelor sînt reprezentate prin formele *Planorbis ponticus* Lör. şi *Odontogyrobis*. Ele au fost colectate de Bányai în depozitele superioare Sarmaţianului de la Racoşul de Jos.

*Concluzii.* Complexul sedimentar al Ponţianului este alcătuit dintr-o alternanţă de pietrişuri, nisipuri, concreţiuni grezoase sau limonitice, gresii, marne, argile şi material vulcanic (tufuri, aglomerate). Prezintă asemănări mari cu depozitele sarmaţiene, de care nu pot fi separate decît în prezenţa fosilelor.

Distincţia litologică se poate face în prezenţa unor tipuri de roce speciale, dar care nu au continuitatea asigurată. Rocele specifice Sarmaţianului sînt calcarele organogene, calcarele dolomitice în plăci şi tufurile dacitice, iar tufurile şi aglomeratele andezitice caracterizează Ponţianul.

Orizontarea Ponţianului pe baze paleontologice a format obiectul cercetărilor din Bazinul Transilvaniei. A. Koch (58) a deosebit trei orizonturi.

Orizontul inferior este caracterizat prin formele:

*Limnocardium* cf. *lenzi* Hörn.
*Limnocardium syrmiense* Hörn.
*Limnocardium obsoletum* var. *protractum* Eichw.
*Limnocardium praeponticum* Kramb.-Gorj.
*Limnocardium plicataeformis* Kramb.-Gorj.
*Limnocardium* cf. *cekusi* Kramb.-Gorj.
*Congeria banatica* Hörn.
*Valenciennius reussi* Neum.
*Pisidium* sp.
*Micromelania lopadensis* Lör.
*Limnaeus velutinus* Desh.
Ostracode.

Institutul Geologic al României

Deasemenea se cunosc resturi de Teleosteeni (oase, solzi), precum şi următoarele plante:

*Phragmites oeningensis* HEER
*Taxodium europaeum* UNG.
*Pinus pinastroides* UNG.
*Carpinus grandis* UNG.
*Dryandoides hakaefolia* UNG.

Orizontul mediu cuprinde speciile:

*Congeria zsigmondyi* HAL.
*Congeria* cf. *triangulocostatus* HAL.
*Limnocardium* cf. *secans* FUCHS
*Pisidium priscum* EICHW.

Orizontul superior, numit şi orizontul cu *Lyrcaea*, este semnalat pe baza următoarei faune:

*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis impressa* KRAUSS
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH
*Melanopsis kreutzeri* BIELZ
*Melanopsis avellana* (?) FUCHS
*Neritina grateloupana* FÉR.
*Neritina crenulata* KLEIN
*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Congeria spatulata* PARTSCH
*Congeria clavaeformis* (non KRAUSS) FUCHS
*Congeria cžjžeki* HÖRN.
*Limnocardium carinatum* DESH.
*Limnocardium peslii* (?) FUCHS
*Unio atavus* PARTSCH

Cercetările ulterioare au arătat în primul rînd că orizontul mediu cu *Congeria zsigmondyi* nu a fost identificat ca atare; în al doilea rînd că succesiunea orizonturilor precizate de KOCH apare uneori inversată.

P. VAJNA a semnalat la Lăpuşul Romîn poziția inferioară a stratelor cu *Limnocardium lenzi* față de stratele cu *Melanopsis martiniana*. S. PAPP a găsit specia *Congeria banatica* la partea superioară a Ponțianului. E. JEKELIUS, S. GILLET, VITÁLIS, A. VANCEA au afirmat de asemenea că subdiviziunile lui KOCH nu au valoare de orizonturi.

Lipsa Meoțianului din complexul pliocen de tip transilvan, menționată de SCHRETER, precum şi dificultatea separării Ponțianului de Dacian, a determinat

Institutul Geologic al României

pe LÖRENTHEY să introducă termenul de Panonian, care înglobează primele trei subdiviziuni pliocene. Z. TÖRÖK, în monografia geologică a Tîrnavei Mari, a prevăzut capitolul « Ponțian », menționînd faptul că « avînd valoarea echivalentă în timp cu Meoțianul, Ponțianul și Dacianul inferior... ar trebui să înlocuiască etajul ponțian cu Panonicul lui LÖRENTHEY » (120).

Autorii de mai sus au căzut de acord asupra faptului că resturile organice cunoscute în Bazinul Transilvaniei nu caracterizează orizonturi diferite ci corespund la variațiuni de facies.

Sedimentația lacustră în timpul Ponțianului a avut ca rezultat dezvoltarea unui facies psefito-psamitic la periferia bazinului și a unui facies pelito-psamitic în interiorul său. Faciesul psefito-psamitic se dezvoltă la marginea lacului ponțian și reapare totodată la partea superioară, fiind reprezentat prin pietrișurile de umplere. Este caracterizat prin Lamellibranchiate și Gasteropode cu cochilia groasă și anume:

*Congeria subglobosa* PARTSCH
*Congeria partschi* CŽJK.
*Limnocardium hantkeni* FUCHS
*Limnocardium desertum* STOLICZKA
*Limnocardium tenue* FUCHS
*Melanopsis martiniana* FÉR.
*Melanopsis vindobonensis* FUCHS
*Melanopsis bouéi* FÉR.
*Melanopsis spiralis* HANDM.
*Melanopsis pyrula* HANDM.
*Melanopsis pygmaea* PARTSCH
*Unio atavus* PARTSCH
*Helix* sp.

Aceste specii sînt forme de facies și se întîlnesc în tot cuprinsul Ponțianului în legătură cu rocele detritice grosolane.

Faciesul marno-argilos cuprinde forme cu cochilia subțire și anume:

*Limnocardium lenzi* HÖRN.
*Limnocardium syrmiense* HÖRN.
*Limnocardium praeponticum* KRAMB.-GORJ.
*Limnocardium plicataeformis* KRAMB.-GORJ.
*Congeria banatica* HÖRN.
*Planorbis ponticus* LÖR.
*Valenciennius reussi* NEUM.

Acest facies se dezvoltă în interiorul Bazinului Transilvaniei la distanțe apreciabile de țărm sau în condiții batimetrice deosebite de faciesul psefito-psamitic.

Institutul Geologic al României

În partea de est a Bazinului apare faciesul eruptiv-sedimentar, datorit efuziunilor neogene din Călimani—Hărghita şi reprezentat prin întreaga serie, de la cenuşi andezitice la aglomerate andezitice. Acest facies este specific Ponţianului şi constituie un criteriu de separare faţă de depozitele sarmaţiene.

Faciesul torenţial, reprezentat prin bolovăniş, prundiş şi pietriş, este constituit din elemente provenite din formaţiunile catenei învecinate. Se datoreşte cursurilor afluente de rîuri care transportau de pe uscat materialul detritic grosolan. Formează două zone situate la vest în apropierea Munţilor Apuseni şi la est în vecinătatea Perşanilor. Aceste zone corespund la două sinclinale limitrofe orientate nord-sud.

Faciesul torenţial de la vest cuprinde, pe lîngă fosilele cu cochilie groasă, ponţiene, şi resturi organice marine (Tortonian) şi salmastre (Sarmaţian). Faptul a fost interpretat de P. VAJNA ca o tranziţie cuprinzătoare a subdiviziunilor Tortonian, Sarmaţian şi Ponţian. Noi am arătat însă că ne găsim în prezenţa unei remanieri a faunelor tortoniene şi sarmaţiene în depozitele ponţiene.

Acest facies se dezvoltă în apropierea reliefului muntos de la apusul şi răsăritul Bazinului şi lipseşte în apropierea Făgăraşului. Absenţa poate fi pusă pe seama eroziunii care a fost mai activă în această parte. Faciesul torenţial fluviatil s-a dezvoltat periferic în tot timpul Ponţianului şi a pus apoi stăpînire pe lacul întreg, reprezentînd pietrişurile de colmatare localizate la partea superioară a complexului ponţian.

Sedimentaţia din Bazinul Transilvaniei în timpul Ponţianului prezintă un caracter ritmic prin repetarea frecventă a tipurilor de roce şi a fosilelor de facies. Subsidenţa s-a menţinut în Pliocen şi s-a terminat odată cu Ponţianul. În privinţa permanenţei ei în intervalul Sarmaţian-Ponţian părerile diferiţilor autori sînt împărţite; unii admit o întrerupere a sedimentaţiei în timpul Meoţianului, iar alţii consideră o continuitate de sedimentare de la Sarmaţian la Ponţian. Pentru acest complex de tranziţie (Meoţian-Ponţian-Dacian inferior) s-a introdus termenul de Panonian.

M. PAUCĂ (85) a susţinut prima idee, aducînd în sprijinul ei eroziunea puternică a Sarmaţianului şi depăşirea lui de către apele ponţiene în bazinele din vestul şi nordul Munţilor Apuseni.

Această observaţie este valabilă şi pentru zona periferică a Bazinului Transilvaniei, unde se constată o înaintare a depozitelor ponţiene faţă de Sarmaţian. În unele regiuni ele ajung chiar în contact cu depozitele mai vechi ale catenelor.

Datele de adîncime arată o continuitate de sedimentare, prin repetarea depozitelor pelitice. Faciesul litoral detritic, pe care ar trebui să-l întîlnim şi în centrul Bazinului, nu a fost identificat. Limita dintre Sarmaţian şi Pliocen în complexul de tranziţie, în lipsa datelor paleontologice, a fost considerat Tuful de Bazna. Acest orizont-reper, reprezentat printr-o alternanţă de marne cenuşii-negricioase şi foiţe de cinerite, este greu de observat pe teren, însă este uşor de identificat în carote.

Institutul Geologic al României

Continuitatea sedimentației este dovedită şi pentru subdiviziuni mai vechi întîlnite în Bazinul Transilvaniei, care s-a manifestat ca un bazin de subsidență.

Variațiile de nivel înregistrate de ape la periferie au dat caracterul de transgresivitate la contactul cu formațiile vechi ale catenelor de la marginea Bazinului. În zona centrală însă, continuitatea sedimentației era asigurată.

Din cele expuse mai sus reiese modul de depozitare deosebit în centru şi la periferie. Discordanța interformațională este un fenomen periferic, care nu corespunde întregii suprafețe ocupată de lacul ponțian. Pe cînd apele lacustre

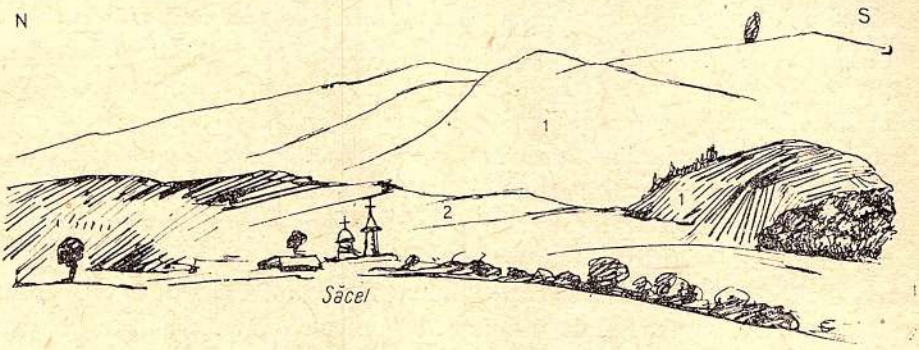



Fig. 15. — Raporturile dintre Cristalinul Cibinului şi Ponțian (Săcel).
1, Şisturi cristaline; 2. Ponțian.

înregistrau jocuri de nivel în apropierea catenelor, în centru s-au menținut, depunînd continuu.

Prezența unei tranziții Sarmațian-Ponțian a ridicat problema existenței Meoțianului în Bazinul Transilvaniei.

Pachetul de strate care cuprinde Tuful de Bazna corespunde dezvoltării în timp a Meoțianului. Echivalentul litologic al acestei subdiviziuni pliocene din Subcarpați nu se întîlneşte în Bazinul Transilvaniei, de asemenea nu au fost identificate nici fosilele caracteristice. Asemănarea sedimentelor în zona de tranziție din centrul Bazinului Transilvaniei este provocată de sedimentația subsidentă care s-a menținut în perioada Tortonian-Sarmațian-Ponțian.

Absența faunei meoțiene nu este un caz izolat, ci se observă în întreg complexul neogen depus în aceleaşi condiții batimetrice. Bazinul Transilvaniei s-a comportat ca un bazin de sedimentație închis, lipsit de o circulație de fund necesară desvoltării vieții. Din această cauză faunele neogene aparțin faciesurilor litorale şi lipsesc în faciesurile mai adînci. Extinderea actuală a depozitelor ponțiene arată deformările suferite de bazin. Localizarea lor în partea de vest pledează pentru deplasarea axului bazinului de la est spre vest. Avansarea constatată în regiunea Apold—Sălişte—Gura Rîului dovedeşte o scoborîre treptată de la nord la sud (fig. 15).

Institutul Geologic al României

Aceste deformări se observă în toată evoluția Bazinului. După prima schițare, întîmplată la sfîrșitul Cretacicului, au urmat jocurile pe verticală care au dus la schimbări de facies importante în timpul Paleogenului. În Neogen, apele marine se restrîng treptat, invadînd platforma din fața Făgărașului și depresiunile intramuntoase. Mărirea uscatului înconjurător și creșterea debitului apelor curgătoare au produs transformarea apelor marine normale în ape salmastre (Sarmațian). Îndulcirea completă a transformat marea salmastră într-un bazin lacustru. În timpul Ponțianului procesul de îndulcire a fost complet, iar apele lacului au ocupat suprafețe ce au depășit în unele puncte suprafața mării salmastre.

La sfîrșitul Ponțianului, sedimentația subsidentă se încheie, iar apele lacustre se retrag în Bazinul panonic și anexele lui. În Transilvania apele dulci s-au retras în depresiunile (Bîrsa-Borsec) din spatele catenei Carpaților orientali.

## DACIAN

În timpul Dacianului, apele lacustre au sedimentat în Depresiunea Bîrsei, acoperind marginea răsăriteană a Perșanilor și, pătrunzînd probabil prin actualul defileu al Oltului, au ajuns în Bazinul Transilvaniei. Depozitele daciene de la Racoșul de Jos, Mateiaș, Bogata, Hoghiz, Fîntîna, Lupșa, Ungra și Crihalma sînt dovezi despre extinderea Dacianului în regiunea noastră. Fauna abundentă a făcut ca primii cercetători să se ocupe cu determinări paleontologice și să discute poziția lor stratigrafică. Primele determinări de faună au fost executate de HERBICH și NEUMAYR (45). Vîrsta depozitelor purtătoare de faună a fost considerată ca ponțiană. HALAVÁTS și WACHNER au considerat ca bună determinarea acestei vîrste. LÖRENTHEY (71) a observat abundența formelor, raritatea speciilor și starea de conservare nefavorabilă determinărilor. Este singurul autor care a menționat prezența Limnocardiidelor: *Cardium* n. sp. și *Cardium levanticum* LÖR. Vîrsta depozitelor care conțin fauna de la Ungra și Fîntîna a fost considerată de LÖRENTHEY ca levantin-inferioară.

A. KOCH s-a ocupat cu faunele provenite din aceste localități, considerîndu-le de asemenea levantine. HAUER și VITÁLIS au cercetat punctul fosilifer de la Ungra. C. ROTH și BÁNYAI au rămas la aceeași vîrstă levantină, considerată de LÖRENTHEY și admisă de A. KOCH și VITÁLIS.

E. JEKELIUS (58), cercetînd faunele pliocene superioare din Depresiunea Bîrsei și din regiunea Racoș, a determinat un număr important de specii aparținînd genurilor *Theodoxus*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Pseudamnicola*, *Bullimus*, *Micromelania*, *Melanopsis*, *Gyraulus*, *Dreissenia*, *Pisidium*. Studiul comparativ al acestei faune l-a determinat pe autor să infirme existența orizontului inferior cu *Limnocardium fuchsi* de la Căpeni. Fauna pledează pentru existența Dacianului, iar marnele cu *Limnocardium* reprezintă numai un facies local.

Institutul Geologic al României

Z. TÖRÖK, ocupîndu-se de fauna de la Ungra şi Fîntîna, a constatat, spre deosebire de ceilalţi autori, prezenţa unui număr mare de genuri şi specii în condiţii bune de fosilizare. A determinat următoarele forme care nu figurează pe listele anterioare:

*Melanopsis petrochila* BRUS.
*Pyrgula transitans* NEUM.
*Pyrgula pagoda maior* JEK.
*Pyrgula transilvanica* BRUS. var. *minor* nov. form.
*Valvata eugeniae sibinensis* NEUM.
*Viviparus solderi* PARTSCH
*Viviparus altus* NEUM.
*Viviparus* sp.
*Radix* cf. *obtusissima* DESH.
*Dreissensia polymorpha* PALL.
*Pisidium amnicum* MÜLL.

Din punct de vedere litologic, Dacianul este reprezentat prin nisipuri, pietrişuri, argile nisipoase, argile cenuşii-negricioase, argile roşii-cărămizii coapte natural, diatomite, iviri cărbunoase şi material vulcanic.

Originea argilelor roşii a dat naştere la diferite presupuneri. HAUER le-a menţionat prima dată, semnalînd asemănarea cu argilele coapte. LÖRENTHEY le-a considerat ca rezultînd din contactul cu produsele vulcanice fierbinţi.

Coloraţia roşie a pus-o pe seama oxizilor de fer, fapt acceptat şi de KOCH. C. ROTH (104) a observat că produsele vulcanice nu transformă argilele în cărămidă naturală în cazul depozitelor miocene şi deci argilele coapte natural în Dacianul de la Ungra nu se datoresc contactului cu aceste produse. VITÁLIS a susţinut că argila nu a fost arsă ci numai colorată de oxizii de fer din materialul bazaltic suprapus. Z. TÖRÖK (120) a ajuns la concluzia că argila roşie de la Ungra se datoreşte autoinflamării stratuleţelor de cărbuni, fapt întîlnit frecvent în formaţiunile lignitifere.

Diatomitele de culoare albă, albă-cenuşie, feruginoase în părţile expuse, se găsesc ca intercalaţii puternice în Dacianul din Depresiunea Baraolt. În regiunea noastră, diatomitele nu au fost identificate. De asemene aci lipsesc intercalaţiile lignitifere, cunoscute în estul Munţilor Perşani.

Produsele vulcanice de natură bazaltică sînt strîns legate de depozitele daciene. Ele sînt reprezentate prin lave scoriacee, lave columelare, lave foliacee sau cocolitice, aglomerate, brecii, nisipuri, cenuşe bazaltice şi bombe fuziforme (Bărgu Hoghizului, Pleşiţele). Lavele sînt intercalate în materialul piroclastic, care cuprinde numeroase resturi organice de vîrstă daciană.

Analiza microscopică a acestui material a arătat la Hoghiz prezenţa Ostracodelor, a oaselor de Teleosteeni şi concreţiuni de pirită, iar la Fîntîna: Globigerine, oase şi dinţi de Peşti, fructe de *Chara* şi concreţiuni de pirită. Această

Institutul Geologic al României

poziție geometrică pledează pentru vîrsta daciană a bazaltelor. Proveniența acestor roce vulcanice a fost însă în general pusă pe seama unor centri de erupție (KOCH, WACHNER, LAȚIU, BÁNYAI, TÖRÖK), aflați în regiune. Z. TÖRÖK a menționat prezența a șapte centri eruptivi și anume: Rupea, Racoșul de Jos, Mateiaș, Bogata, Fîntîna, Valea Lupșei și Comana de Sus. D. PREDA a combătut ideea unor centri de erupție în regiune și a susținut că bazaltele provin din Hărghita. Autorul nu a rezolvat problema, ci numai a deplasat-o. Identificarea unor centri bazaltici în Hărghita și existența unor petece de lave care s-ar fi urmărit de acolo pînă în regiunea Racoș—Rupea—Comana ar fi servit la soluționarea problemei centrilor bazaltici. Observațiile de teren arată legătura strînsă dintre depozitele daciene și produsele vulcanilor bazaltici. De asemenea ele pledează pentru existența locală a centrilor vulcanici. Formele de relief conic de la Racoșul de Jos și Hoghiz au fost considerate drept conuri vulcanice numai pe aspectul geomorfologic și fără a cunoaște structura lor geologică. Ele nu reprezintă conuri vulcanice ci sînt rezultatul eroziunii exercitate asupra unui material mai rezistent, înconjurat de formațiuni de consistență redusă.

Tipul de zăcămînt al vulcanilor bazaltici este lacustru, prevăzut cu crater larg, conul jos și cu suprafața întinsă. Erupțiile s-au manifestat pe fundul lacului dacian sau pe uscatul din apropiere. În cazul erupțiilor lacustre coșul vulcanic se caracterizează printr-o pătură groasă de lave, în care coloanele poligonale au o dezvoltare mare și apar în relief (Piatra Cioplită, Bărgu Hoghizului, Racoșul de Jos). Erupțiile legate de uscat se cunosc la Rupea (D. Cetății). Modul de zăcămînt al bazaltelor de aci diferă prin lipsa depozitelor daciene și a produselor vulcanice pe suprafețe întinse, precum și prin apariția coșului vulcanic.

Apariția centrilor vulcanici este legată de discontinuitățile tectonice. În regiunea Racoș—Hoghiz—Comana sînt orientate aproximativ nord-sud și se dezvoltă în lungul dislocației dintre Mesozoicul catenei Perșanilor și Neogenul Bazinului Transilvaniei. Numai centrul vulcanic de la Rupea apare izolat și într-un punct mai interior. Manifestarea sa se datorește unei dislocații importante est-vest și dovedită printr-o serie de date de observație.

Prezența faciesului eruptiv-sedimentar, localizat în partea de nord-est a regiunii cercetate, caracterizează Dacianul. Acest facies este legat de depozitele neogene din Bazinul Transilvaniei, de Bazinele intramuntoase și în parte de Neogenul din Subcarpați. Acvitanianul din Bazinul Zlatna cuprinde patru nivele de tufuri și lave riolitice, localizate în partea inferioară a complexului roșu. Proveniența lor este pusă pe seama centrilor vulcanici riolitici de la Brad și Roșia Montană.

Prezența lor demonstrează întinderea suprafeței acoperită de produsele vulcanilor riolitici și cele patru faze eruptive repetate la intervale egale de timp. Între nivelul prim și cel de al doilea se intercalează aglomerate andezitice bazice, ce dovedesc o manifestare sincronă a erupțiilor acide riolitice.

Institutul Geologic al României

Tortonianul cuprinde cîteva nivele cu material cineritic rezultat din manifestarea vulcanilor dacitici şi daco-andezitici întîlniţi frecvent în regiunile neoeruptive din Apuseni, Maramureş şi Călimani—Hărghita. Tufurile dacitice invadează depozitele tortoniene şi anume Tuful de Dej (Racoş) se situează în baza lor, iar Tuful de Ghiriş le separă de Sarmaţian. De asemenea ele se întîlnesc sub forma de nivele-reper în interiorul complexului tortonian. Tuful inferior invadează faciesul lagunar salin la partea superioară. Ii urmează Tuful intermediar şi Tuful de Hădăreni. Sarmaţianul este cuprins între Tuful de Ghiriş şi Tuful de Bazna şi conţine două nivele care nu au însă valoarea nivelelor-reper. Ponţianul se distinge de Sarmaţian prin apariţia tufurilor dacitice în partea centrală şi prin dezvoltarea faciesului eruptiv-sedimentar în apropierea catenei vulcanice Călimani—Hărghita.

Odată cu sfîrşitul Dacianului, lacul pliocen din regiunea cercetată este complet colmatat. Levantinul nu a fost identificat pînă acum; în Bazinul Transilvaniei nu există nici un complex sedimentar care să-i corespundă. În acest timp întreg cuprinsul Bazinului Transilvaniei şi-a terminat sedimentaţia subsidentă şi a intrat în faza continentală.

## 4. PLEISTOCEN

După retragerea lacului ponţian-dacian, Bazinul Transilvaniei intră sub acţiunea eoliană şi a reţelei hidrografice. Diferenţa mare de altitudine între munţii învecinaţi şi bazin a contribuit la dezvoltarea torenţilor şi a conurilor de dejecţie mari.

La marginea Cibinului şi a Făgăraşului se instalează conuri de dejecţie importante (Gura Rîului, Porumbac). Ele se prezintă cu aspectul colinelor piemontane, caracterizate prin forme conice cu baza largă dispusă în aval şi avînd o pantă accentuată. Conurile de dejecţie cuprind material fluviatil format din pietrişuri şi nisipuri precum şi materialul psefitic alcătuit din şisturi cristaline slab rulate. Materialul morenic ia parte importantă la alcătuirea acestor conuri de dejecţie. Acţiunea apelor curgătoare a înscris pe ele terase în evantai, care apar în evidenţă la baza conurilor torenţiale.

În interiorul Bazinului Transilvaniei suprafaţa terenului şi mai ales baza pantelor este acoperită de depozite pleistocene reprezentate prin pietrişuri şi argilă gălbuie loessoidă. Pietrişurile sînt de origine fluviatilă şi reprezintă materialul aluvionar transportat de reţeaua hidrografică din regiunea muntoasă. S-au depus în epocele glaciale antrenate de debitul puternic al rîurilor. Sînt însoţite de nisipuri, prezintă structura torenţială şi cuprind o bogată faună de Mamifere. Speciile *Elephas primigenius* BLUMB. şi *Rhinoceros antiquitatis* BLUMB. dovedesc vîrsta lor pleistocenă. Peste aceste depozite fluviale se dispune argila gălbuie bogată în oxizi de fer, care reprezintă la origine un praf eolian selecţionat din aluviunile fine glaciare; formează o pătură discontinuă mai

Institutul Geologic al României

groasă la baza pantelor şi subţiată pînă la dispariţie pe culmile deluroase. Se dezvoltă puternic în regiunea Caşolţ—Daia—Hosman pe versanţii sudici ai dealurilor.

Resturile de Mamifere sînt cunoscute la Guşterița, Sălişte, Hosman, Ilimbav, Săcădate şi Ruşi. La Guşterița se află punctul fosilifer cel mai important, datorit carierelor pentru prepararea cărămizilor. ACKNER (1) citează:

*Hipparion gracile* KAUP.
*Bos urus priscus* CUV.
*Bos moschatus* LIN.
*Cervus elaphus fossilis* GOLDF.
*Cervus giganteus* GOLDF.
*Cervus guettardi* KAUP.
*Cervus (Dama) priscus* CUV.
*Cervus capreolus* LIN.
*Equus primigenius* MEY.
*Rhinoceros tichorhinus* CUV.
*Elephas priscus* GOLDF.

Colecţiile Muzeului de Ştiinţe Naturale de la Sibiu conţin cranii fără maxilare de *Felis leo (spelaea)* GOLDF., *Hyaena crocuta* var. *spelaea* GOLDF. şi o defensă de *Elephas primigenius* BLUMB., colectate din carierele de argilă de la Guşterița.

Resturi de *Elephas primigenius* BLUMB. sînt cunoscute la Sălişte, Şesuri, Hosman, Săcădate, Merghindeal şi Racoşul de Jos.

*Rhinoceros tichorhinus* FISCH. a fost identificat la Hosman, Ilimbav şi Racoşul de Jos, iar *Bos primigenius* BOJ. la Daia şi lîngă Rupea.

A. KOCH a menţionat existenţa următoarei faune diluviale în regiunea cuprinsă între Olt şi Tîrnava Mare:

*Ursus spaeleus* ROSENB.
*Felis pardus spelaeus* GOLDF.
*Elephas primigenius* BLUMB.
*Rhinoceros tichorhinus* FISCH.
*Equus fossilis* MEY
*Cervus (Megaceros) giganteus* BLUMB.
*Cervus (Dama) vulgaris* L.
*Cervus elaphus fossilis* GOLDF.
*Cervus capreolus fossilis* GOLDF.
*Bos (Bison) priscus* BOJ.
*Bos primigenius* BOJ.

Mamiferele cunoscute în partea meridională a Transilvaniei aparţin Cuaternarului, iar speciile: *Megaceros euryceras* BLUMB., *Rhinoceros tichorhinus* CUV.

Institutul Geologic al României

şi *Elephas primigenius* BLUMB. sînt caracteristice Pleistocenului. L. ROTH şi Z. TÖRÖK au descris ca faună tipică pleistocenă următoarele Gasteropode colectate din argilele feruginoase şi nisipurile inferioare: *Helix (arbustum, hispida, pulchella)*, *Succinea (oblonga, putris)*, *Pupa muscorum*, *Cionella lubrica* şi *Claussilia pumila*. Astfel de forme pleistocene se întîlnesc şi în regiunea noastră la Mohu, Cunţa şi Sibişeni.

Depozitele de terasă aparţin Oltului şi Secaşului. Oltul prezintă terase monolaterale legate de malul stîng; malul drept este lipsit de terase, fiind supus eroziunii.

Aceste terase s-au format în cea mai mare parte prin săparea în baza conurilor de dejecţie de către văile care colectau apele de pe clina nordică a Făgăraşului şi clina vestică a Munţilor Perşani. V. Secaşului şi V. Sebeşului prezintă asemenea terase săpate în colinele piemontane de la contactul Cristalinului cu Bazinul Transilvaniei.

În vecinătatea Sibiului, Cibinul descrie un semicerc pe la nordul oraşului, schimbîndu-şi cursul. În mod normal ar fi trebuit să-şi taie valea în colinele piemontane şi să urmeze marginea muntoasă pe direcţia Cisnădia—Tălmaci. Devierea se datoreşte unei aluvionări puternice în dreptul Sibiului, care a înlesnit şi fenomenul de captură de la nord-vest Sibiu.

Toate aceste fenomene pledează pentru o ridicare locală a fundamentului la o dată recentă. Această manifestare postumă va fi prezentată în cadrul deformărilor tectonice.

## 5. CONSIDERAŢII TECTONICE ASUPRA NEOGENULUI ŞI PLEISTOCENULUI

Bazinul Transilvaniei a funcţionat cel puţin din Cretacicul superior ca o zonă de înecare care s-a desenat apoi tot mai accentuat în timpul Paleogenului şi Neogenului.

Fundamentul său s-a manifestat ca o cută largă sinclinală cu o deplasare descendentă continuă. Căderile lente şi continue ale Cristalinului spre nord, prezenţa suprafeţei de abraziune tortoniană (Pe Deal), mărturiile de şisturi cristaline în mijlocul depozitelor neogene (Gîrbova, Cărpiniş, Poplaca) sînt dovezi ale extinderii fundamentului cristalin pe sub depozitele terţiare ale Bazinului Transilvaniei.

Zona de înecare se caracterizează printr-o sedimentaţie subsidentă care a înregistrat o serie de variaţiuni în timp şi spaţiu. În regiunea cercetată s-a înregistrat izolat transgresiunea luteţiană fără intervenţia regimului lacustru-lagunar.

Mările miocene au ocupat succesiv bazinul de subsidenţă, debordînd mai mult sau mai puţin larg în timpul transgresiunilor. În Tortonian a fost înecată

Institutul Geologic al României

puternic partea de sud a bazinului, apele marine au luat contact direct cu marginea Cristalinului.

Bazinul Transilvaniei nu s-a păstrat rigid în contururile lui ci a arătat o continuă deformare. În partea de nord se constată o ridicare treptată, compensată printr-o coborîre sudică. Fenomenul a devenit sensibil în timpul transgresiunii tortoniene.

Deformarea bazinului, petrecută înaintea Tortonianului, a produs extinderea transgresiunii peste platforma prefrontală a Făgăraşului. În timpul Ponţianului, deformarea se complică printr-o deviere către sud-vest care a permis apelor lacustre să atingă marginea Cristalinului între Apold şi Poplaca Materialul detritic grosolan furnizat de catenele vecine au format umplutura bazinului la sfîrşitul subsidenţei.

La prima analiză, Bazinul terţiar al Transilvaniei apare simetric faţă de un ax nord-sud. Cercetarea ındeaproape ne conduce la situaţia geologică asimetrică ce reiese din răspîndirea formaţiunilor şi din caracterele tectonice ale catenelor vecine.

Cadrul regiunii cercetate îl formează la nord depozitele centrale neogene, la vest depozitele cele mai tinere ale Munţilor Metaliferi, la sud masa cristalină a Carpaţilor Meridionali, iar la est depozitele mesozoice mai vechi ale Perşanilor. Catenele muntoase vecine nu respectă nici o dispoziţie de simetrie.

Depozitele cretacic-paleogene, ca şi cele neogene, apar de asemenea asimetric. Tortonianul formează o bandă periferică la contactul cu cadrul muntos, cu grosimi variabile; la sud-vest este întreruptă, pe cînd la est atinge maximum de dezvoltare. Pliocenul se află localizat în jumătatea vestică a regiunii studiate.

Elementele structurale prezintă de asemenea o dispoziţie asimetrică faţă de axul bazinului şi marginea muntoasă.

Structura geologică a Bazinului Transilvaniei, relativ simplă prin dezvoltarea unor cute normale asociate cu domuri şi cuvete, a început să intereseze pe geologi odată cu interesul practic legat de această unitate geologică.

În anul 1908, Böhm a demonstrat legătura dintre prezenţa gazelor naturale şi structura domală de la Sărmăşel.

Lóczy sen., urmărind identificarea zăcămintelor de săruri potasice, a fixat regiunea Sărmăşel ca teren de exploatare.

Sondele săpate au descoperit primul zăcămînt de gaze naturale, care a pus problema cercetării structurii geologice a Bazinului Transilvaniei.

H. Böckh (13, 14), împreună cu echipa sa, a cercetat stratigrafia şi tectonica întregului bazin în anii 1910—12. Rezultatele acestor cercetări au fost consemnate în cîteva lucrări de detaliu, o lucrare de sinteză şi o hartă tectonică cu cîteva date stratigrafice. Partea sudică a bazinului a fost cercetată în cadrul acestei echipe de către Halaváts, Papp Simion şi Vitális.



Institutul Geologic al României

Harta tectonică a Bazinului Transilvaniei, întocmită de echipa H. Böckh, cuprinde o serie de cute dispuse în general nord-sud, care străbat întreaga unitate geologică, aşa fel că domurile se află în continuarea axelor anticlinale. În partea de sud, constatăm lipsa accidentelor tectonice din bazinul văii Secaşului; deşi regiunea a fost parcursă, datele de observaţie nu au putut fi interpretate.

Între Hărtibaciu şi Olt se observă un ax anticlinal cu o formă curioasă datorită unei asociaţii de accidente de valori diferite, iar la sud de Olt nu sînt figurate extremităţile cutelor majore care au fost întrerupte pe malul drept al acestei văi.

Halaváts (34—39) a cercetat regiunea Sebeş—Sibiu—Făgăraş între anii 1908—1915 în ordinea următoare: regiunea Ocna Sibiului (1908), regiunea Buia—Vurpăr—Caşolţ—Guşterița (1911), regiunea Nocrih—Hosman—Săcădate (1913), regiunea Agnita (1914) şi regiunea Cincul Mare (1915).

Acest autor a figurat cuta Ocna Sibiului ca un anticlinal larg, cu masivul de sare în ax, iar anticlinalul Şesuri încadrat de falii pe ambele flancuri. În regiunea Tălmaci—Mohu a deosebit în seria monoclinală a Miocenului două anticlinale importante, care după noi reprezintă anticlinale speciale dezvoltate prin intervenţia eroziunii apelor curgătoare. Pe malul drept al Oltului, Halaváts a reprezentat într-un profil geologic un anticlinal cu axul la est de Bradu, altul la est Săcădate, cu axul în Dealul Chirnogului, şi al treilea în V. Colunelului.

Privitor la aceste elemente structurale avem de făcut următoarele observaţii: Anticlinalul Bradu este un anticlinal de vale şi are o valoare structurală redusă ca şi cel din V. Colunelului. Anticlinalul Săcădate a fost deplasat spre est, iar Anticlinalul Glîmboaca nu a fost figurat pe profilul geologic.

Phleps (92) a descris Anticlinalul Cenade—Veseud şi a reprezentat la Soroştin un anticlinal deversat, prevăzut cu un masiv de sare în ax. L. Roth (1908) a făcut aceeaşi constatare la Soroştin, observînd încălecarea depozitelor miocene peste Ponţian.

În partea de răsărit, tectonica a format obiectul cercetărilor lui Vitális, C. Roth, Pávay-Vajna şi Wachner. Dislocaţiile de la contactul Bazinului Transilvaniei cu Munţii Perşani au fost menţionate de Herbich şi Wachner. C. Roth şi Vitális s-au ocupat în special cu anticlinalul de la Grînari. P Vajna a explicat cutele-falii printr-o acţiune de supraîmpingere cu direcţia sud-est. Gaál (1913) şi Chalnoky (1922), bazaţi pe caracterul monoton şi calm al Paleogenului din nordul Transilvaniei, au considerat tectonica bazinului dirijată de mişcările masivelor de sare. După anul 1920, studiul tectonic al Bazinului Transilvaniei a intrat în atribuţiile geologilor romîni. Mrazec şi Jekelius (70) au deosebit următoarele zone structurale:

Zona neogenă periferică necutată, orizontală sau uşor înclinată către interiorul bazinului, zona neogenă a cutelor diapire şi zona centrală a domurilor.

Institutul Geologic al României

Zona neogenă, dispusă discordant pe marginea catenelor care încadrează Bazinul Transilvaniei şi considerată de autori ca reprezentînd o structură monoclinală, a fost influenţată de cutări. Pe marginea Munţilor Apuseni, Neogenul a pătruns în părţile depresive şi se prezintă cutat. În regiunea Alba Iulia—Miercurea Sibiului—Sebeş, depozitele neogene au fost de asemenea solicitate de mişcările tectonice.

Neogenul de pe marginea nordică a Făgăraşului este de asemenea cutat ca şi cel din Perşani, unde a pătruns în interiorul catenei şi s-a conservat sub forma de sinclinale.

Zona cutelor diapire este reprezentată sub forma unui pentagon cu laturile inegale; latura sudică lipseşte. Cutele sînt considerate ca prezentînd patru schimbări de direcţie importante.

Cercetările noastre au arătat că direcţia cutelor se păstrează pentru întregul sistem, menţinîndu-se aproximativ nord-sud, şi manifestă tendinţa de continuitate cu domurile centrale. În V. Oltului, «zona cutelor diapire» a fost întreruptă, tocmai în regiunea unde anticlinalele sînt secţionate vizibil.

MRAZEC (76) a arătat de asemenea poziţia Bazinului Transilvaniei în cadrul bazinelor intramuntoase. A. ERNI a admis aceeaşi conturare incompletă a zonelor cutelor diapire din care lipseşte regiunea Avrig—Arpaş—Făgăraş şi regiunea Mereşti—Rupea—Hălmeag. A considerat anticlinalele drept corespondentul unor dislocaţii profunde, contrar celor cunoscute astăzi relativ la fundamentul paleogen necutat şi la aplatizarea depozitelor neogene. A deosebit două faze de cutare, considerate pe baza lacunelor stratigrafice. Prima fază ar fi avut loc în timpul Meoţianului şi a dat naştere cutelor diapire încleştate între două sisteme de fracturi orientate NW—SE. A doua fază de cutare post-pliocenă a afectat partea meridională a bazinului şi a provocat formarea domurilor şi recutarea zonei cutelor diapire.

A. VANCEA (121) a cercetat cutele mai interne de la Ocnişoara—Blaj—Agnita. Atingînd regiunea Noul Romîn—Ilimbav, nu a trasat anticlinalele respective. Anticlinalul Ghijaşa a fost incurbat puternic, cu tendinţa de a se continua la Noul Romîn. Anticlinalul Şomartin a fost trasat numai pe teritoriul localităţii al cărui nume îl poartă. În regiunea Roşia—Slimnic—Şesuri—Cenade a identificat sinclinalul Broşteni—Haşag—Slimnic şi anticlinalul Cenade—Soroştin—Şesuri.

Acest autor a menţionat de asemenea vulcanii noroioşi de la Ruşi, Haşag (V. Vişa), Cenade, Soroştin, precum şi izvoarele sărate de la Soroştin, Cenade, Lupu.

G. CERNEA (15) a cercetat aceeaşi regiune între anii 1948—1951, punînd în evidenţă alte elemente structurale cu caracteristicile lor. În 1948—1949 a studiat regiunea Ocnişoara—Blaj—Şeica Mare, menţionînd anticlinalul Tiurului anticlinalul Ocnişoara—Blaj, anticlinalul Cenade—Soroştin, anticlinalul V. Spatacului—V. Ţapului şi anticlinalul V. Girdanului—V. Ungureiului. În



Institutul Geologic al României

anul 1950 a cercetat regiunea Ghijaşa—Agnita, iar în 1951 regiunea Făgăraş. Rezultatele acestor cercetări au rămas nepublicate prin pierderea sa prematură.

Partea de est şi nord a regiunii a format obiectul unei monografii datorită lui Z. Török (120). Harta geologică ce însoţeşte această lucrare nu cuprinde axul anticlinalelor, însă profilele anexate privesc anticlinalele Caţa, Archita, Vulcan—Saschiz, Soroştin şi Grînari.

Tectonica bazinelor terţiare este pusă de obicei pe seama manifestărilor postume ale cutelor vechi. Din analiza raporturilor Şisturilor cristaline cu depozitele eocene reiese o concordanţă relativă, ambele formaţiuni prezentînd acelaşi sens de înclinare şi unghiul de cădere apropiat. Faptul demonstrează poziţia aproximativ orizontală a fundamentului cristalin în timpul Eocenului şi ridicarea lui pe verticală cu 45° fără alte complicaţii tectonice. Depozitele tortoniene se aşează discordant pe Cristalinul Făgăraşului cu 20°—25°, păstrînd acelaşi sens nordic al înclinării. Mărturiile de Cristalin din mijlocul Neogenului nu arată deformări tectonice importante.

Dispoziţia elementelor tectonice neogene arată de asemenea că umplutura Bazinului Transilvaniei nu reflectă accidentele hercinice ale fundamentului.

Cutele depozitelor neogene au o dispoziţie perpendiculară pe direcţia şisturilor cristaline, iar în apropierea fundamentului au tendinţa de aplatizare. În cazul unei influenţe postume ar fi trebuit să constatăm mărirea amplitudinii precum şi intervenţia unor dislocaţii profunde. Influenţa postumă nu este provocată nici de fundamentul mesozoic; bazinele neogene intramuntoase prezintă o dispoziţie a cutelor independentă de aceea a depozitelor mesozoice din vecinătate.

Contrastul dintre structura centrală şi cea periferică reprezintă caracterul principal al Bazinului Transilvaniei. Autorii au căzut de acord asupra structurii domale din interior. Domurile manifestă legătura de continuitate cu anticlinalele din nord şi din sud. Sinclinalele largi le separă de cutele dezvoltate pe marginea de est şi vest a bazinului. Cuvetele şi domurile apar cu legături confuze între ele şi faţă de cutele înconjurătoare. Sînt rezultatul unei cutări atenuate ce a influenţat depozitele neogene din partea centrală a bazinului, unde sedimentaţia a atins maximum de subsidenţă. La periferie zona neogenă necutată nu poate fi demonstrată pentru partea meridională a Bazinului Transilvaniei. Prezintă legături cu depozitele instalate în golfurile adiacente: Ampoiţa şi Veneţia—Comana.

Depozitele neogene de pe marginea muntoasă nu prezintă o structură monoclinală ci sînt prinse în cute, ceva mai mult chiar, cele situate pe fundamentul cristalino-mesozoic apar ca sinclinale cu dispoziţie independentă.

Cutele Bazinului Transilvaniei de sud sînt localizate ca o bandă continuă la periferia lui. Prezintă caractere deosebite şi se pot grupa în următoarele regiuni: regiunea Alba Iulia—Sebeş—Ocna Sibiului, regiunea Sibiu, regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr şi regiunea Mereşti—Rupea—Hălmeag.

Institutul Geologic al României

*Regiunea Alba Iulia – Sebeş – Ocna Sibiului.* La alcătuirea acestei regiuni ia parte un fascicol de cute majore orientat NW—SE şi virgaţia Sebeş—Miercurea. Fascicolul de cute majore se dezvoltă între localităţile Ohaba—Lupu—Ocna Sibiului—Şesuri şi este format din elementele structurale descrise mai jos.

Anticlinalul Ohaba—Ungurei—Prisaca—Ocna Sibiului este cel mai sudic şi manifestă o adaptare la marginea muntoasă a Munţilor Sebeşului. În partea nordică se orientează paralel cu marginea de răsărit a Munţilor Metaliferi, iar la extremitatea sudică dispare sub depozitele cuaternare din Bazinul Cibinului. Depozitele ponţiene iau parte la alcătuirea lui; căderile contrare observate la Ohaba, Ungurei, Prisaca şi Ocna Sibiului demonstrează existenţa anticlinalului. Extremitatea nordică, adică racordarea cu elementele structurale de pe marginea Munţilor Apuseni, nu se poate preciza din lipsa deschiderilor naturale. În partea lui sudică prezintă o ridicare axială puternică, trădată prin apariţia Sarmaţianului, Tortonianului şi masivului de sare cunoscut prin exploatările vechi.

Tortonianul este format din nisipuri, argile şi marne cenuşii-negricioase, cenuşii-vineţii, cu patină feruginoasă şi eflorescenţe saline. Masivul de sare, deşi a format obiectul unor exploatări, nu este cunoscut în volumul său geometric şi relaţiile cu sedimentele învecinate. Lucrări de exploatare metodice, în vederea stabilirii formei reale, nu au fost executate pînă acum. Masivul de sare apare la zi, prezentînd urme de solvire datorite apelor de şiroire. Ocnele vechi, prin prăbuşire, au format lacuri sărate. Alte două lacuri naturale sînt instalate în locurile fără scurgere. Conturul de suprafaţă al masivului de sare este oval, cu o prelungire spre NE. Apariţia la zi şi forma ovoidă concordă cu a masivului de sare de la Ocna Mureşului.

Poziţia masivelor de sare din axul anticlinalelor arată deformarea produsă sub influenţa tectonicei regionale. La Ocna Dejului, masivul de sare prezintă o formă lenticulară, apropiată de forma iniţială din timpul litogenezei. Masivul Ocna Mureşului arată un stadiu tectonic avansat, lentila de sare iniţială s-a transformat într-o coloană cilindroidă, cu răsfrîngeri bilaterale la partea superioară. Deformările tectonice suferite de masivele de sare sînt cunoscute sub denumirea de cute diapire (L. Mrazec) şi au fost bine studiate în regiunea subcarpatică. În Bazinul Transilvaniei diapirismul se află într-o stare atenuată; masivele de sare nu au suferit o deplasare ascensională prin întreg complexul neogen, ci s-a transformat din lentila originală în coloana verticală care s-a menţinut în cuprinsul depozitelor tortoniene.

Acest diapirism atenuat l-am numit diapirism de ordinul II, spre deosebire de diapirismul violent din Subcarpaţi, care este de ordinul I.

Apariţia masivului de sare dela Ocna Sibiului se datoreşte unei supraridicări axiale la extremitatea anticlinalului; geomorfologic se prezintă ca o dolină importantă înconjurată de Ponţian.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul Tău—Roşia de Secaş—Haşag se dezvoltă la nord şi paralel cu Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului şi este format din depozite ponţiene. Prezenţa lui este trădată de vulcanii noroioşi de la Roşia de Secaş şi Haşag. Flancul nordic se observă bine în deschiderile de la Colibi şi Broşteni. La extremitatea sudică se constată o incurbaţie puternică, însoţită de o schimbare bruscă de direcţie. Fenomenul are loc pe teritoriul localităţii Slimnic şi dispare apoi la nord de Sibiu.

Anticlinalul Ocna Sibiului prezintă acelaşi fenomen de incurbaţie şi dispariţie la extremitatea sudică.

Anticlinalul Cergău — Cenade — Soroştin — Şesuri este separat de cel precedent prin sinclinalul larg de la Măgura — Pădurea Cergăului — Lacuri. Flancurile acestui anticlinal se observă în deschiderile de pe teritoriul localităţilor Cergău, Cenade şi Soroştin. În ax se dezvoltă Sarmaţianul şi o bandă îngustă de Tortonian, acesta din urmă asociat cu izvoare sărate şi vulcani noroioşi.

În dreptul localităţii Şesuri, anticlinalul suferă în primul rînd o deviere de la direcţia generală a întregului fascicol, orientîndu-se nord-sud. Prezintă deci acelaşi fenomen ca şi celelalte două anticlinale descrise mai sus. În al doilea rînd, pe teritoriul localităţii Şesuri se constată o ramificare a cutei principale. O primă ramură se dirijează către Slimnic, fiind alcătuită din depozite ponţiene, iar a doua, cea nordică, urmează direcţia NW—SE. Ramificaţia nordică are în ax Sarmaţianul cu tufurile sale dacitice, mulţumită cărora s-a putut identifica axul anticlinalului. Poziţia stratelor arată o uşoară încălecare către sud-vest, fenomen ce se constată şi la Veseud, pe malul stîng al Văii Vişa.

Anticlinalul Lupu—Cenade reprezintă cuta ca mai nordică a fascicolului de cute majore. În alcătuirea sa intră şi depozitele sarmaţiene, care se manifestă în partea axială. Prezintă caracterul unei cute înclinate spre vest; faptul demonstrează sensul forţelor de cutare. Acest caracter tectonic special se generalizează pentru întreaga cută Blaj—Ocnişoara şi apoi în continuare la Ciugud—Măhăceni. Sensul de înclinare al cutei este sud-est. Fenomenul se observă şi în nord-estul Bazinului, unde R. Ciocîrdel (17) a menţionat o încălecare uşoară Jad—Blăjenii de Jos. Aceste manifestări tectonice vin în sprijinul ideii că fenomenul de cutare a Neogenului din Bazinul Transilvaniei se datoreşte unor presiuni venite din nord-est şi provocate de ridicarea unilaterală a Carpaţilor orientali în faza valahică.

Fascicolul de cute majore Alba Iulia—Blaj—Ocna Sibiului este constituit din elemente structurale dezvoltate pe distanţe de mai multe zeci de kilometri dintre care unele îşi găsesc corespondentul pe marginea vestică a bazinului. Aceste cute prezintă o scoborîre treptată de la vest către est, cu excepţia celei din apropierea regiunii centrale, care manifestă o supraridicare axială, însoţită totodată de o deversare importantă. La extremităţile sudice ele prezintă o arcuire către sud şi ramificaţiuni. Acest fascicol este însoţit de un sistem de cute

Institutul Geologic al României

în virgație care ocupă spațiul dintre V. Mureșului, Munții Cibinului și Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului.

Cutele în virgație cuprind anticlinale formate din Acvitanian—Tortonian, anticlinale cu manifestații saline, anticlinale ponțiene și anticlinale de văi.

Anticlinalele din prima categorie, localizate în partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, sînt descrise mai jos.

Anticlinalul Sibișel—N Sebeș—Hăpria—Totoi prezintă în axul său depozite acvitaniene bine dezvoltate. Flancurile au o dispoziție asimetrică din punct de vedere stratigrafic, flancul estic fiind alcătuit din Sarmațian-Ponțian, iar cel vestic marcat de depozite tortoniene în dreptul localității Lancrîm. Terminația periclinală se află la Totoi; în Valea Secașului apare secționat (Rîpa Roșie), iar la sudul acestei văi reapare la Sibișeni. Acest anticlinal este însoțit între localitățile Totoi—Ighiu de către Anticlinalul Bărăbanț, format din Acvitanian și avînd în ax Eocenul fosilifer de la Bărăbanț, precum și de Anticlinalul E Șard. Acest din urmă anticlinal este format din Eocen, depozitele acvitaniene fiind erodate. Ele formează umplutura unui sinclinal al cărui flanc vestic se reazemă pe Paleogenul Munților Metaliferi.

În dreptul Sebeșului aceste două anticlinale nu mai pot fi identificate, ele căzînd sub depozitele aluvionare ale Mureșului. Se pare că aci a intervenit o scufundare axială. Acvitanianul formează de asemenea un sinclinal prin care Anticlinalul Sebeș se leagă de marginea estică a Munților Apuseni. Anticlinalul Pianul de Jos prezintă depozite acvitaniene în ax și depozite tortoniene pe ambele flancuri. Este separat de Anticlinalul Totoi—Sebeș printr-un sinclinal de marne tortoniene. Din cauza dezvoltării depozitelor cuaternare nu poate fi urmărit pe toată lungimea. Extremitatea nordică suferă o coborîre axială care face să nu-l mai întîlnim la nord de Valea Secașului.

Anticlinalul SE Sebeș este vizibil în malul drept al Secașului, în Văile Sebeșului, unde apare terminația sa periclinală de nord. Axul este alcătuit din depozitele roșii acvitaniene, iar partea perianticlinală este conturată de marnele albe-cenușii tortoniene. Afundarea are loc sub depozitele ponțiene. Coloratia distinctă a rocelor face ca această terminație să fie observată cu ușurință.

Pe malul stîng al Secașului se întîlnește numai Acvitanianul în axul cutei. Flancul estic apare la sud-vest de autostradă și este marcat prin depozite tortoniene și ponțiene; flancul vestic nu se observă fiind îndepărtat de eroziune. Anticlinalul SE Sebeș ar putea fi considerat în continuarea Anticlinalului Pianul de Jos, însă intervenția Structurii Totoi—Sebeș ne împiedică să stabilim racordarea. Elementele structurale de la Sebeș prezintă următoarele caractere: Sînt orientate nord-sud, cu totul diferit față de fascicolul cutelor majore Alba Iulia—Ocna Sibiului. Păstrează un paralelism cu Munții Metaliferi și sînt alcătuite din depozite acvitaniene și tortoniene. Reprezintă elementele tectonice cele mai periferice și prezintă maximum-ul de ridicare axială din tot complexul tectonic regional.

Institutul Geologic al României

Cuta majoră Totoi—Sebeş este asociată cu cîteva cute secundare, care au o dezvoltare redusă, manifestată prin scufundări axiale accentuate. Anticlinalele cu manifestaţii saline din Virgaţia Sebeş—Miercurea sînt: Anticlinalul V. Slatinei şi Anticlinalul Spring—Draşov—Miercurea-Băi. Anticlinalul V. Slatinei apare prin căderile divergente ale stratelor ponţiene. Manifestaţiile saline sînt reprezentate prin două izvoare sărate şi printr-o fîntînă sărată (« murătoare »), situate pe şesul aluvionar. Prezenţa căderilor contrare pe versanţii Văii Slatina împrumută caracterul unui anticlinal de vale. La constituirea lui iau parte depozitele ponţiene, numai în partea sudică intervine Sarmaţianul.

Anticlinalul Spring—Draşov—Miercurea-Băi este format de asemenea din depozite neogene care indică înclinări contrare de o parte şi alta a văii principale, în carierele înşirate în lungul localităţii Spring. Manifestaţiile saline sînt cunoscute la Draşov şi Miercurea, unde se întîlnesc sub forma de eflorescenţe şi izvoare sărate. În partea nordică, anticlinalul se poate urmări pe teritoriul localităţii Ungurei. Extremitatea sudică nu se observă din cauza depozitelor cuaternare şi a lipsei de deschideri naturale.

Anticlinalele cu manifestaţii saline împrumută caracterul accentuat al cutelor de văi. Sensurile contrare ale căderii stratelor se constată pe versanţii opuşi ai văilor principale. Axul lor urmăreşte cursul apelor pe distanţe mari.

Anticlinalul Doştat—Sîngătin—Miercurea se caracterizează prin dezvoltarea în mijlocul depozitelor ponţiene şi prin lipsa manifestaţiilor saline. Sensurile contrare ale căderilor de strate ce-i determină flancurile nu se întîlnesc pe versanţii aceleiaşi văi; direcţia axială nu ţine seama de morfologia terenului şi o intersectează independent.

Elementele structurale care constituie virgaţia normală Sebeş—Miercurea ocupă suprafaţa triunghiulară dintre Munţii Apuseni, Munţii Cibinului şi fascicolul de cute majore Alba Iulia—Ocna Sibiului. Direcţia lor variază de la nord—sud la nord-vest—sud-est. Inmănuncherea se face către Ungurei iar partea răsfirată se menţine în Bazinul Secaşului. Continuarea cutelor la sud de Secaş este greu de stabilit din cauza depozitelor pleistocene şi a reliefului şters.

Dezvoltarea cutelor din cuprinsul virgaţiei este restrînsă în comparaţie cu cele majore.

*Regiunea Sibiu.* Vecinătatea oraşului Sibiu se caracterizează prin dezvoltarea depozitelor cuaternare şi prin lipsa deformărilor tectonice vizibile la sud de Cibin. La nordul acestei văi se întîlnesc terminaţiile sudice ale cutelor majore din fascicolul vestic. Anticlinalul Ocna Sibiului prezintă o incurbaţie puternică în dreptul masivului de sare, orientîndu-se nord—sud şi apoi dispărînd sub depozitele recente. Anticlinalul Haşag—Slimnic îşi schimbă de asemenea direcţia, îndreptîndu-se către Sibiu. Anticlinalul Cenade—Şesuri se caracterizează printr-o ramificare şi prin incurbarea sudică. În partea de est a Sibiului

Institutul Geologic al României

se deosebeşte o structură monoclinală datorită succesiunii Tortonian-Sarmaţian-Ponţian şi care se trădează geomorfologic. Această structură simplă este contrazisă de situaţia stratelor descoperite de Cibin şi afluenţii săi. În această regiune am identificat elementele structurale descrise mai jos.

Anticlinalul Hărtibaciu se dezvoltă în lungul văii cu acest nume, între localităţile Mohu—Caşolţ. Este evidenţiat prin căderile contrare ale stratelor constatate de o parte şi de alta a Hărtibaciului. La alcătuirea lui ia parte importantă Sarmaţianul, iar în regiunile descoperite mai adînc de eroziune intervine şi Tortonianul. Axul anticlinalului coincide cu direcţia văii, anume este orientat NE—SW. Această direcţie se află în opoziţie totală faţă de direcţia generală a cutelor din regiunile învecinate. HALAVÁTS a figurat anticlinalul Hărtibaci în profilul geologic Mohu—Tălmaci, dar pe harta tectonică a echipei întregi nu apare decît la Caşolţ sub o interpretare curioasă. Am considerat acest accident tectonic ca un anticlinal de vale prin coincidenţa axului său cu valea, prin căderile contrare limitate la versanţii Hărtibaciului şi prin direcţia neobişnuită faţă de cutele normale.

Anticlinalul Veştem—Bradu apare în mijlocul Sarmaţianului, în pîrîul de la nord de autostrada Sibiu — Făgăraş. Dezvoltarea lui în lungul unei văi şi avînd aceeaşi orientare ca şi anticlinalul precedent ne determină să-l considerăm în grupa anticlinalelor de văi.

Anticlinalul Cibinului este descoperit de Cibin în cheile de la SE Tălmaci. Conglomeratele de Tălmaci au căderi monotone spre nord, care se reflectă în suprafeţele structurale. Pe malul drept al Cibinului marno-argilele şi nisipurile arată căderi sudice, schiţînd astfel prezenţa unui anticlinal. Modul de apariţie şi direcţia lui ne determină să-l considerăm în aceeaşi grupă a anticlinalelor de vale, legate de reţeaua hidrografică şi independente faţă de cutele normale învecinate.

Anticlinalul Veştem se dezvoltă la vest de localitatea Veştem şi este constituit din depozite tortoniene. Geografic este situat în lungul unei văi afluente a Cibinului opusă Hărtibaciului. Existenţa lui este bazată numai pe manifestaţiile saline reprezentate printr-un izvor de debit constant şi salinitate ridicată.

*Regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr.* Din punct de vedere tectonic ocupă partea mijlocie dezvoltată între fascicolul estic şi fascicolul vestic descris mai sus. Acest fascicol median de cute majore este reprezentat pe harta tectonică întocmită de echipa BÖCKH (1912), fiind limitată la nord de Olt, cu excepţia Anticlinalului Avrig. Pe schiţa tectonică a lui MRAZEC şi JEKELIUS (1927) fascicolul mediu nu este figurat. Fascicolul median de cute majore este constituit din anticlinalele enumerate mai jos.

Anticlinalul Caşolţ—Săcădate—Avrig (fig. 16) reprezintă cuta cea mai vestică a fascicolului. Este constituit din depozite sarmaţiene, iar la alcătuirea flancului

Institutul Geologic al României

de răsărit participă şi depozitele ponţiene. Axul se observă în deschiderile de pe teritoriul localităţilor Săcădate şi Caşolţ. Prin intervenţia Ponţianului flancul de răsărit apare în evidenţă prin aspectul geomorfologic. La sud de Olt, poziţia stratelor de la Blidăria şi izvorul sărat de la Avrig demonstrează continuarea anticlinalului pînă în apropierea Cristalinului. Dezvoltarea Tortonianului în axul anticlinalului arată ridicarea axială a cutei la contactul cu Munţii Făgăraşului.

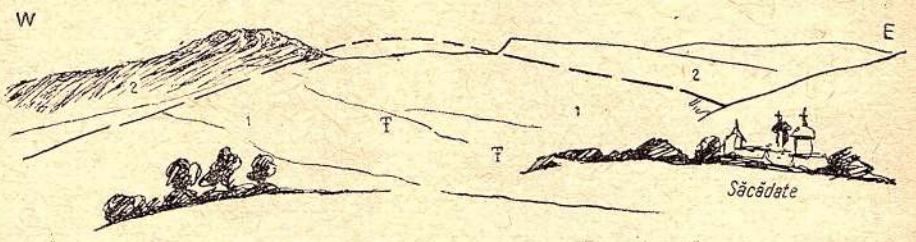



Fig. 16. — Anticlinalul Săcădate.
1, Sarmaţian; 2, Ponţian; F, puncte fosilifere.

Segmentul sudic al anticlinalului Săcădate este figurat şi pe harta BÖCKH însă racordarea cu accidentele tectonice din nordul Oltului este defectuoasă. În loc ca el să se continue în sensul axului anticlinal, a fost racordat printr-o curbă strînsă cu Anticlinalul Bradului, care prezintă o valoare deosebită din punct de vedere structural faţă de cutele majore.

Axul Anticlinalului Săcădate a fost deplasat pe flancul de răsărit şi apoi racordat printr-o curbă largă cu Anticlinalul Hărtibaciului.

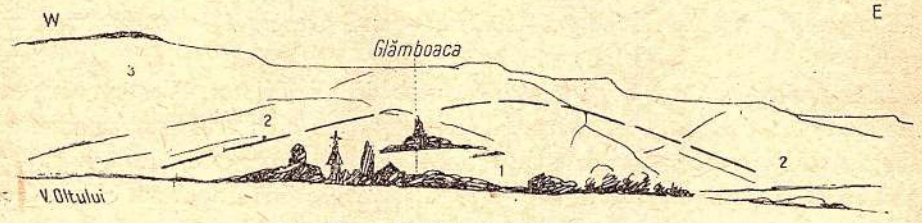



Fig. 17. — Anticlinalul Glîmboaca.
1, Tortonian; 2, Sarmaţian; 3, Ponţian.

Anticlinalul Glîmboaca—Vurpăr (fig. 17) este orientat paralel faţă de anticlinalul precedent. La alcătuirea lui iau parte mai ales depozitele ponţiene. În apropierea Oltului axul este marcat de Sarmaţian şi Tortonian. Extremitatea sudică depăşeşte şesul aluvionar al Oltului şi se urmăreşte pînă la Sărata, unde capătă caracterul unei cute cu manifestaţii saline. La nord flancurile anticlinalului sînt formate din depozite ponţiene, care prezintă căderi contrare. Flancul vestic se constată la S de Vurpăr, W şi S Ţichindeal şi N Hosman. Flancul estic se poate urmări pe drumul Vurpăr—Nocrih şi pe dealurile de la E Ţichindeal.

Institutul Geologic al României

Racordarea Anticlinalului Vurpăr—Glîmboaca cu fascicolul de cute majore Alba Iulia—Blaj nu a fost stabilită de echipa BÖCKH. Faptul se datorește lipsei deschiderilor în regiunea de racordare precum și stratelor care prezintă tendința de aplatizare.

Ținînd seamă de direcția axială, considerăm Anticlinalul Vurpăr în continuarea ramificației nordice a Anticlinalului Șesuri. Pe harta BÖCKH prelun-

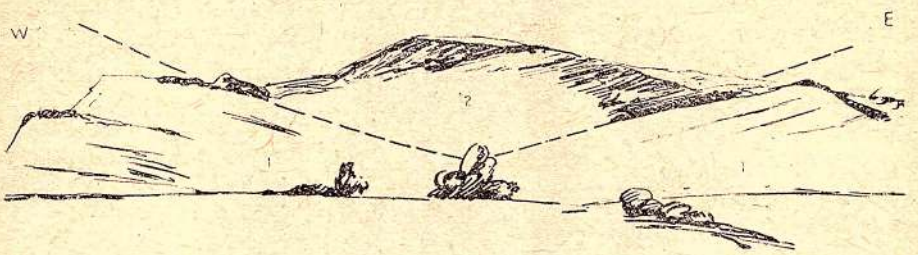



Fig. 18. — Sinclinalul Colun.
1, Sarmațian; 2, Ponțian.

girea acestui din urmă anticlinal ocupă o poziție intermediară Anticlinalelor Vurpăr și Săcădate.

În malul drept al Oltului, Anticlinalul Vurpăr—Glîmboaca apare clar prin înclinarea contrară a stratelor și aspectul geomorfologic. Profilele Văii Glîmboaca și ale afluenților săi arată existența unor anticlinale de vale, care pot deruta pe cercetător, considerîndu-le ca anticlinale majore și neglijînd cuta principală. HALAVÁTS, din cauza acestor anticlinale de văi, nu a identificat Anticlinalul Glîmboaca, vizibil chiar de pe autostrada Sibiu—Făgăraș. În schimb, a considerat anticlinalul de vale de la Colun ca un anticlinal normal.

Anticlinalul Nocrih—Noul Romîn—Arpaș este separat de precedentul prin Sinclinalul Fofeldea—Colun (fig. 18) și secționat de cursul Oltului. Flancurile se pot urmări bine prin înclinarea stratelor și prin aspectul geomorfologic. În dreptul localității Găinari axul anticlinalului se află pe malul stîng al Văii Găinarilor; la alcătuirea flancurilor participă depozitele ponțiene din culmile învecinate.

La Ilimbav se constată prezența Ponțianului larg boltit și totodată căderile contrare pe versanții văilor, care marchează accidentele superficiale produse de eroziune. Extremitatea nordică nu se poate preciza din aceleași cauze ca și la Anticlinalul Vurpăr; pe harta BÖCKH a rămas întrerupt la Buia. În partea de sud, Anticlinalul Noul Romîn—Ilimbav (fig. 19) a fost identificat de noi la sud de Arpaș. În V. Arpașului se observă șarniera anticlinalului însoțită de o faliere slabă.

La alcătuirea lui iau parte, la sud de Olt, depozitele tortoniene; la Noul Romîn Tortonianul apare numai în ax, fiind acoperit apoi de Sarmațian. În restul regiunii este format din depozite ponțiene.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul Feldioara—Şomartin—Chirpăr este orientat NW—SE ca şi celelalte anticlinale menţionate mai sus şi constituit din depozite sarmaţiene. Pe harta Böckh este reprezentat la început cu orientarea nord—sud, apoi în dreptul localităţii Veseud descrie un arc de cerc şi se orientează NW—SE. A fost considerat în continuarea domurilor de la Copşa Mică şi Bazna.

Anticlinalul Rucăr este format din depozite sarmaţiene. Flancul estic înclină uşor şi se întinde pînă la Cincuşor, flancul vestic este mai puţin întins şi se dezvoltă pe teritoriul localităţii Rucăr, iar şarniera este vizibilă la est de Rucăr. În secţiunea oferită de Olt, apare ca un anticlinal normal, uşor asimetric.

Extremitatea sudică a ultimelor două anticlinale nu a fost cercetată; nu

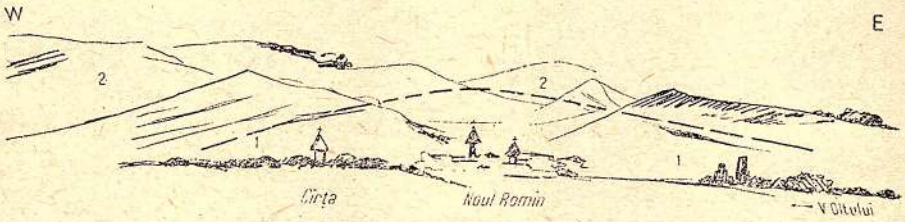



Fig. 19. — Anticlinalul Noul Romîn.
[1, Sarmaţian; 2, Ponţian.

există însă argumente pentru a le considera întrerupte la nord de Olt. Fascicolul median sau sudic este orientat NW—SE, ca şi fascicolul vestic, cu care se află în legătură. Continuitatea nu a putut fi stabilită din cauza terenurilor împădurite şi a lipsei de aflorimente. Cutele cele mai estice ale fascicolului sudic capătă o independenţă, dispărînd în apropierea domurilor. Dispariţia începe prin atenuarea cutelor pînă la aplatizare. Fenomenul de aplatizare concurează la discontinuitatea dintre fascicolul vestic şi cutele fascicolului sudic. La sud de Olt, prin identificarea extremităţilor anticlinale, am stabilit prelungirea fascicolului pînă în apropierea Munţilor Făgăraş. În această regiune se constată o supraridicare axială, explicabilă prin intervenţia fundamentului cristalin. Pe plan geologic, ea se manifestă prin dezvoltarea Tortonianului şi prin aplatizarea anticlinalelor, însoţite de uşoare falieri (Arpaş).

Modul de prezentare a cutelor la extremităţi arată o convergenţă în condiţii diferite. La sud ele dispar din cauza Cristalinului rigid şi neinfluenţat de cutarea Neogenului, iar la nord se sting şi sînt înlocuite prin domuri.

Dispoziţia transversală a cutelor, care apare în evidenţă în malul drept al Oltului, arată o zonă de înecare în dreptul localităţii Colun. La vestul acestei localităţi, Anticlinalul Glîmboaca arată o ridicare axială prin intervenţia Sarmaţianului în ax la o distanţă pe verticală relativ redusă. Anticlinalul Săcădate indică o ridicare axială şi mai mare; Sarmaţianul ocupă culmea în dreptul şarnierei şi se dezvoltă pe întreg flancul vestic.

Institutul Geologic al României

În partea de răsărit a Sinclinalului Colun se constată o ridicare a cutelor, evidențiată prin dezvoltarea Sarmațianului în axul lor. Această ridicare devine tot mai puternică în fascicolul estic, fiind ajutată de cadrul muntos (Perșani) al bazinului.

Sinclinalul Cincul Mare, larg deschis și format din depozite sarmațiene, separă fascicolul sudic de fascicolul estic al cutelor majore.

*Regiunea Mereşti — Rupea — Grînari — Hălmeag.* Cutele acestei regiuni alcătuiesc fascicolul estic, sînt orientate NE — SW și formează un unghi ascuțit cu fascicolul sudic. Se deosebesc elementele structurale de mai jos.

Anticlinalul Rotbav—Grînari—Buneşti reprezintă deformarea tectonică cea mai vestică și se dezvoltă pe cuprinsul localității Grînari. Partea axială este alcătuită din depozite tortoniene; șarniera apare în mijlocul satului și este formată din tufuri dacitice. La sud se continuă spre Rotbav, iar la nord spre Criț—Buneşti; este alcătuit în cea mai mare parte din Sarmațian. Apariția butonierei de Tortonian de la Grînari corespunde zonei de supraridicare axială.

Sinclinalul Jibert se dezvoltă între Anticlinalul Grînari și Anticlinalul Rupea. Apare geomorfologic printr-un relief mai ridicat și totodată prin căderile contrare ale stratelor. Umplutura este considerată de vîrstă ponțiană fără dovezi paleontologice (TÖRÖK).

Anticlinalul Mărtiniș—Cața—Rupea—Hălmeag este constituit din depozite tortoniene în partea axială și flancat de Sarmațian. Depozitele sarmațiene din Sinclinalul Dealul Viilor—Dealul Cetății îl delimitează la est, iar zona sarmațiană internă îl mărginește la apus. Nivelele de tufuri dacitice de vîrstă tortoniană definește acest anticlinal. Ele se dezvoltă pe ambele flancuri și se pot urmări pe distanțe mari pe teritoriul localităților Orășeni, Cața și Rupea. La sud (Dăișoara, Crihalma) se dezvoltă discontinuu. Prezența izvoarelor sărate captate («murători») face să presupunem existența unor masive de sare care împrumută anticlinalului caracterul diapirogen. La nord de Cața axul anticlinalului coincide cu Valea Homorodului, fapt ce ar putea conduce la afirmarea existenței unui anticlinal de vale. La sud—vest de această localitate axul intersectează indiferent relieful pînă la Rupea și de aci pînă la Hălmeag. Această situație face să considerăm Anticlinalul Mărtiniș—Rupea—Hălmeag ca un anticlinal normal, iar Valea Homorodul Mare ca o vale de anticlinal.

Sinclinalul Dealul Viilor (Homorod) — Dealul Cetății ocupă culmea deluroasă dintre Vaile Homorodul Mare și Homorodul Mic. Acest sinclinal este format din depozite sarmațiene, iar în partea de nord intervin aglomeratele andezitice.

Anticlinalul Mereşti—Jimbor—Mercheaşa—Homorod reprezintă cuta cea mai estică a fascicolului, are axul constituit din depozite tortoniene, iar flancurile sînt formate din depozite sarmațiene și aglomerate andezitice. În segmentul sudic urmărește Valea Homorodul Mic, fapt ce ar pleda pentru clasi-

Institutul Geologic al României

ficarea lui în categoria anticlinalelor de vale. De la nord Jimbor, axul anticlinalului se menține pe malul drept, avem aface deci cu un anticlinal normal. Valea Homorodul Mic prezintă în cursul său inferior caracterul unei văi de anticlinal. Caracterul dolinar, eflorescențele saline și izvoarele sărate de la Jimbor și Mercheașa demonstrează caracterul diapir al acestei cute majore. Extremitatea sudică a acestui anticlinal este o problemă de dezlegat prin metoda prospecțiilor geofizice, deoarece ea cade în șesul aluvionar al Oltului, dezvoltat între Ungra—Hoghiz—Comana—Hălmeag.

Observațiile geologice arată pe malul drept al Oltului căderi vestice ale depozitelor tortoniene, iar pe malul stîng se constată căderi contrare numai la Fîntîna. Pe marginea vestică a Perșanilor, Miocenul are căderi către interiorul bazinului ca și Tortonianul de la est de Olt.

Tortonianul de la Fîntîna, avînd căderi estice, ar putea servi la afirmarea unui flanc de anticlinal cu axul în lungul Oltului și în continuarea celui de la Jimbor—Mercheașa. Cum înclinarea depozitelor de la Fîntîna poate fi pusă pe seama unor deformări provocate de Depresiunea Bogata acest singur argument nu este suficient pentru demonstrarea continuității Anticlinalului Jimbor—Mercheașa în lungul Perșanilor.

Sinclinalul Racoșul de Jos este instalat la limita dintre Bazinul Transilvaniei și Munții Perșani. La alcătuirea lui participă Sarmațianul, aglomeratele andezitice asociate cu Pliocenul și bazaltele legate de depozitele dacitice. Are o dispoziție simetrică față de Sinclinalul Lopadea din lungul Munților Metaliferi și conține o bună parte din depozitele piroclastice.

În afară de aceste cute majore se deosebesc cîteva dislocații care afectează depozitele neogene.

Dislocația transversală Jibert—Rupea—Homorod este orientată est—vest și pusă în evidență de izvoarele clorurate de la Dacia, izvoarele sulfuroase de la Homorod—Rupea, vulcanii noroioși de la Homorod, neckul bazaltic de la Rupea și aglomeratele andezitice la un nivel scăzut de la est Homorod. Toate aceste manifestații sînt dispuse rectiliniu și sînt cauzate de prezența unei dislocații transversale față de direcția cutelor majore. Compartimentul nordic este mai ridicat decît cel sudic.

Dislocațiile longitudinale sînt trădate prin prezența izvoarelor sărate. La Racoșul de Jos, izvorul sărat din Valea Sărată apare în relație cu o dislocație orientată nord—sud de pe flancul de apus al anticlinoriumului cristalin-mesozoic de la nord Racoșul de Jos. În lungul Mesozoicului din Perșanii de sud apar de asemenea cele 3 — 4 izvoare cloro-sulfuroase, a căror existență poate fi pusă pe seama unei dislocații marginale.

În afara accidentelor tectonice descrise mai sus, am identificat cîteva cute ale Neogenului intramuntos. Depozitele tortoniene, reprezentate mai ales prin tufuri dacitice, s-au conservat în depresiunile intramuntoase de la Hoghiz—Lupșa, Comana de Sus și Venetia de Sus. În Pîrîul Lăpădaților (Lupșa) tufurile

Institutul Geologic al României

dacitice formează un sinclinal, ca şi în pîraiele Racila şi Vîlceaua de la Comana de Sus. La Cuciulata, ele alcătuiesc un mic anticlinal.

Tufurile dacitice din Valea Sărată (Veneţia) se reazemă pe calcarele dolomitice liasice şi pe gresiile doggeriene. În linii mari, desenează un sinclinal larg, rezemat la est pe Cristalin, iar la vest pe Jurasic. La Pleşiţele şi Faţa Măgurei, în cuprinsul acestui sinclinal se dezvoltă cîte un mic anticlinal. Prezenţa Tortonianului cutat în interiorul catenei pledează contra zonei neogene necutate de la periferia bazinului, menţionată de MRAZEC ca o caracteristică structurală valabilă pentru întreaga unitate geologică.

*Raporturile suprastructurii cu fundamentul.* De obicei, deformările tectonice ale bazinelor terţiare sînt puse pe seama acţiunii postume a fundamentului. Dispoziţia ortogonală a cutelor neogene din Bazinul Transilvaniei faţă de direcţia Şisturilor cristaline din Făgăraş arată independenţa tectonică a Neogenului faţă de fundamentul cristalin. Urmărind însă dezvoltarea fascicolelor de cute, constatăm lipsa de simetrie datorită devierilor de la direcţia generală, dispariţiei şi reapariţiei cutelor în anumite sectoare. Explicaţia acestor fenomene nu se poate obţine decît prin cercetarea cadrului muntos şi mai ales a reliefului pe care-l prezintă fundamentul Bazinului neogen. Corelaţia dintre suprastructura Neogenului şi fundamentul cristalin-mesozoic se poate face astăzi prin rezultatele obţinute de măsurătorile gravimetrice conduse şi interpretate de Sc. STOENESCU.

În regiunea Alba Iulia—Sebeş—Ocna Sibiului, cutele dezvoltate pe marginea vestică a Bazinului Transilvaniei şi orientate aproximativ N—S, îşi schimbă sensibil direcţia, îndreptîndu-se către Sibiu.

Echipa BÖCKH, deşi a cercetat spaţiul ocupat de Virgaţia Sebeş, nu a putut ajunge la interpretarea observaţiilor de teren. Spaţiul alb de pe harta întocmită de această echipă se explică prin schimbarea bruscă a direcţiei cutelor fascicolare şi orientarea lor către sud—est. Din această cauză cercetările noastre de teren au fost dirijate în acest sens, mai ales că Anticlinalul Totoi—Sebeş, orientat nord-sud, nu fusese identificat.

În timpul lucrărilor de teren am fost de asemenea antrenaţi de schimbarea direcţională a fascicolului vestic, ajungînd în regiunea Sibiu fără a descifra virgaţia dela Sebeş—Miercurea. Cunoscînd însă prima cută de vest orientată nord-sud (Totoi—Sebeş) ne-am dat seama că în spaţiul liber între această cută şi fascicolul Alba Iulia—Blaj—Ocna Sibiului trebuie să existe şi alte elemente structurale. În adevăr, aci am identificat cîteva cute cu dispoziţia în virgaţie, înmănunchiate la nord şi cu alura divergentă în sud, către Munţii Sebeşului. Fenomenul este dezvoltat local şi nu se cunoaşte în alte sectoare similare.

În regiunea Sibiu se constată un alt fenomen deosebit în dezvoltarea cutelor majore. Fascicolul vestic prezintă incurbaţii puternice care au ca rezultat orien-

Institutul Geologic al României

tarea nord—sud a trei din ele. De asemenea se constată o ramificație a cutei principale (Șesuri) și orientarea ei nord—sud. Racordarea fascicolului vestic cu cel sudic întîmpină dificultăți prin aplatisarea lor în regiunea Buia—Vurpăr.

Regiunea Mohu—Tălmaci—Caşolț—Avrig se caracterizează prin prezența a două sisteme de cute, de direcție și natură diferită. Primul sistem se află în continuarea fascicolului vestic, iar al doilea este dispus ortogonal.

Pe lîngă aceste situații tectonice deosebite, regiunea cercetată prezintă o serie de anticlinale produse de acțiunea erozivă a rețelei hidrografice și localizate în anumite sectoare. Explicația acestor deformări tectonice speciale o vom căuta în manifestările fundamentului.

Cercetările geofizice au identificat o serie de maxime și minime gravitaționale, care se află în discordanță cu structura cuverturii neogene. În partea de nord-vest s-a detectat geofizic un maximum gravimetric sub forma unui mamelon localizat la est de Alba Iulia. Pe teritoriul fascicolului vestic s-a identificat o creastă cu ridicări continue de la vest spre est. La extremitatea de răsărit atinge punctul culminant din care se desprind trei ramificații.

Alt maximum gravimetric, redus ca întindere, se află pe amplasamentul orașului Sibiu, iar la Tălmaci apare un maximum de formă triunghiulară.

În partea nordică a regiunii și la sud de Tîrnava Mare s-a conturat un accident important și deosebit ca mod de prezentare: un abrupt puternic orientat est—vest și cu înclinare nordică.

După expunerea datelor tectonice de suprafață și a cercetărilor geofizice vom trece la interpretarea lor pentru a lămuri raporturile dintre tectonica cuverturii și infrastructură. Cercetările geofizice au atins în unele sectoare direct Cristalinul, astfel că se cunoaște modul său de reflectare. Liniile de intensitate gravimetrică se dispun în lungul masivului cristalin și înregistrează o sporire a intensității de la nord la sud. Dispoziția lor ordonată arată lipsa unei discontinuități la limita între Bazinul Transilvaniei și Făgăraș. Măsurătorile magnetice făcute de G. ATANASIU au scos în evidență o proeminență de Cristalin la Porumbac și o alta la Poplaca. Prima este acoperită de depozite tortoniene, iar a doua este vizibilă la suprafață și apare izolată în mijlocul depozitelor neogene.

Prelungirea Cristalinului în fundamentul bazinului este dovedită și de observațiile geologice. Căderile permanente ale Cristalinului spre nord sub un unghi slab și apropiat de al depozitelor terțiare pe care le suportă, dovedesc prelungirea lui sub cuvertura neogenă. Suprafața de abraziune fosilă de la «Pe Deal» a fost acoperită și conservată de depozitele tortoniene. Împreună cu insulele de Cristalin de la nord dovedesc existența Șisturilor cristaline în fundamentul bazinului neogen. De altfel, pe toată marginea Cristalinului există o concordanță la scara relativă între depozitele terțiare și Șisturile cristaline.

La Porcești, calcarele luteține se reazemă direct pe fundamentul cristalin, arătînd aceeași înclinare a stratelor ca și Șisturile cristaline (45°). Acest fapt

Institutul Geologic al României

este o dovadă că masa cristalină n-a acționat violent, desprinzîndu-se de fundul Bazinului Transilvaniei, ci a păstrat conformitatea cu Sedimentarul.

Dovezile geologice despre continuitatea Cristalinului sub depozitele terțiare ale bazinului și discordanța puternică dintre cutele de suprafață și anomaliile geofizice vin în sprijinul ideii că fundamentul cristalin este prezent în bazin și se reflectă în structura cuverturii sedimentare.

Problema pe care o dezbatem aci se referă deci la modul de reflectare al subasmentului în depozitele sedimentare. Maximum-ul Hăpria este situat la punctul de pornire al Virgației Sebeș; el a provocat devierea fascicolului paralel vestic și desprinderea de Anticlinalul Totoi—Sebeș, care a păstrat orientarea inițială. Anomalia geofizică nu corespunde unei deformări tectonice, ci reprezintă un obstacol al reliefului de fund care a dat naștere virgației.

O altă anomalie pozitivă se dezvoltă între Broșteni—Șesuri—Vurpăr. Ea se desenează sub forma unei creste orientată WNW—ESE și are tendința de ridicare continuă de la vest către est (Sc Stoenescu).

Cutele majore au fost orientate paralel cu acest obstacol. Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului l-a depășit, însă celelalte au avut de suportat o tectonică mai complicată. Cauza acestor complicații este obstacolul din fundament care s-a opus dezvoltării normale a cutelor. Anticlinalul Blaj—Șesuri a ajuns la complicațiile cele mai mari, prezentînd caracterul unei cute deversate.

În regiunea Șesuri—Vurpăr, creasta Broșteni prezintă o culminație importantă. Anticlinalul Șesuri a fost forțat de această ridicare de relief să se bifurce; o ramură a executat ocolirea pe la nord a obstacolului și cealaltă a fost deviată brusc către sud.

Incurbația Anticlinalelor Ocna Sibiului și Slimnic sînt consecința aceleiași culminații Șesuri—Vurpăr. Greutățile de racordare dintre elementele fascicolului vestic și cel sudic, întîmpinate de toți cercetătorii, se datoresc desigur acestei creste a reliefului de fund. Forma lui mamelonară, largă, a atenuat tonicitatea cutării, reușind să estompeze puternic anticlinalele. Cutele, dezvoltate normal, au dat naștere aci unei structuri domale de altă natură decît domurile gazeifere.

Culminația Șesuri—Vurpăr prezintă trei digitații către est și sud, care au impus direcția primelor cute din fascicolul sudic. Maximum-ul gravimetric Sibiu corespunde de asemenea unui mamelon accentuat al reliefului de fund. Vecinătatea orașului Sibiu se caracterizează prin prezența abundentă a depozitelor cuaternare și prin schimbarea de direcție a Cibinului. Aglomerarea aluviunilor are o cauză locală deoarece ele se dezvoltă neobișnuit în dreptul acestui oraș. Descrierea arcului de cerc de către Cibin arată evitarea unui obstacol în continuu progres.

Captura unei părți din afluenții Cibinului de la N Sibiu se datorește aceleiași cauze. Identificarea mamelonului Sibiu explică toate aceste fenomene. Cibinul l-a evitat, părăsind direcția lui generală și executînd ocolirea pe la nord.



Institutul Geologic al României

Acumulare aluviunilor şi captura realizată de Valea Vişa se datoreşte aceluiaş relief de fund, în deplasare pozitivă. Acest mamelon izolat şi redus ca întindere prin fenomenele geomorfologice legate de el arată acţiunea recentă a fundamentului.

Jocul său pe verticală s-a efectuat în sens dublu. Cristalinul Făgăraşului a înregistrat o ridicare pe verticală din timpul Luteţianului de 45°, iar din timpul Ponţianului de 20°. Această deplasare pozitivă a fost compensată de coborîrea bazinului terţiar, demonstrată de sedimentaţia subsidentă. Anomalia Sibiu, interpretată de noi ca un bombament al fundamentului, ne dă indicaţii asupra manifestărilor recente. În timpul cutărilor, această anomalie presupunem că a jucat un rol important prin întîmpinarea extremităţilor sudice ale fasciculului vestic. Presupunerea se întemeiază pe dispariţia cutelor în spatele anomaliei şi pe faptul că terminaţia lor nu se face perianticlinal ci din contra prezintă o tendinţă ascendentă.

Maximum-ul Tălmaci se prezintă ca un promontoriu al masei cristaline. Prezenţa sa este legată de transgresiunile cele mai importante care au afectat Bazinul Transilvaniei. Faciesul conglomeratic de la Tălmaci dovedeşte existenţa promontoriului orientat est-vest, care a jucat rolul unei creste dispusă paralel cu marginea Făgăraşului.

Măsurătorile geofizice au scos în evidenţă în partea de sud a Tîrnavei Mari o cădere rapidă, uniformă şi orientată rectiliniu est-vest. Descreşterea liniilor isogame, semănînd cu acea din apropierea maselor cristaline descoperite la zi, ne-a determinat să o interpretăm ca un abrupt puternic al fundamentului. Extremităţile acestei rupturi puternice de pantă corespund în Munţii Apuseni insulei cristaline Geoagiu - Băi—Rapolt, iar în Perşani Anticlinorium-ului cristalin Veneţia—Comana.

Limita sudică a Bazinului Transilvaniei o formează astăzi partea de nord a Cristalinului din Carpaţii meridionali. Ea nu a fost aceeaşi în tot timpul evoluţiei bazinului ci s-a stabilit odată cu începutul Tortonianului. Transgresiunea tortoniană a invadat platforma prefrontală a Făgăraşului, ajungînd pînă la marginea lui actuală. Anterior bazinul se oprea desigur la abruptul de la S Tîrnava Mare.

Evoluţia bazinului a mers extinzîndu-se treptat de la nord spre sud. Platforma prefrontală a Făgăraşului a fost invadată temporar de transgresiunea luteţiană iar odată cu transgresiunea tortoniană apele marine au acoperit-o definitiv. Marea salmastră din timpul Sarmaţianului a păstrat acest spaţiu paleogeografic pe care l-a menţinut apoi şi lacul ponţian.

*Anticlinale de văi.* Accidentele orografice de fund detectate geofizic ne-au putut explica formarea Virgaţiei Sebeş, deversarea cutelor majore din fasciculul vestic, aplatisarea lor în regiunea Slimnic—Vurpăr, dezvoltarea faciesului de cordilieră de la Tălmaci—Porumbac precum şi fenomenele cuaternare

Institutul Geologic al României

de la Sibiu. De asemenea ele ne aduc contribuții prețioase la lămurirea modului de formare a anticlinalelor de văi.

În Neogenul subcarpatic de la Negrești—Albești (Gorj) le-am întîlnit prima dată ca niște accidente superficiale, legate de rețeaua hidrografică. Sînt marcate prin căderi puternice și contrare, observate pe cei doi versanți în apropierea imediată a talvegului. Anticlinalele de vale se află în contrast cu structura monoclinală regională.

Termenul de anticlinale de văi a fost aplicat în Subcarpați de I. P. VOITEȘTI, care le-a considerat ca rezultatul eroziunii exercitată de rețeaua hidrografică, prin îndepărtarea sedimentelor în dreptul văilor. Această desarcină a provocat ridicarea accentuată a stratelor.

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei anticlinalele de văi sînt bine dezvoltate și prezintă caractere variabile. În primul rînd vom descrie însușirile lor și apoi vom trage concluziile asupra modului de formare.

Anticlinalul V. Caselor și anticlinalul P. Netotului se dezvoltă la vest de localitatea Răhău și sînt formate din depozite tortoniene. Văile au descoperit o alternanță de marne și gresii. Bancurile de gresii prezintă căderi către aval și sînt traversate de cursul apelor, fără să suporte nici un deranjament.

Cînd valea intersectează complexul marno-argilos, stratele își schimbă complet poziția, se orientează paralel cu talvegul, iar căderile lor devin inverse pe versanții opuși. Se desenează astfel un anticlinal de vale numai în masa rocelor pelitice plastice, iar în dreptul intercalațiilor grezoase se întrerupe. Aceste fapte demonstrează cauza superficială care provoacă anticlinalul de vale.

Tortonianul de la Răhău prezintă o structură monoclinală, alura anticlinală reiese numai din căderile contrare ale depozitelor plastice, iar șarniera nu se observă.

O altă grupă de anticlinale de văi este asociată fascicolului sudic de cute majore.

Anticlinalul Bradu se dezvoltă în lungul Văii Bradu, imediat la ieșirea din localitatea cu același nume. Axul corespunde talvegului iar flancurile se constată pe versanții văii. Se observă în alternanța de roce pelitice și dispare în dreptul alternanței de gresii, conglomerate și nisipuri din baza Sarmațianului. Întîmplător direcția lui coincide cu axul cutei majore vecine: Săcădate—Cașolț.

Anticlinalul de vale Valea Lungă, paralel cu Anticlinalul major Glîmboaca, se dezvoltă pe teritoriul comunei cu același nume. Paralelismul acestor accidente de valori diferite a determinat probabil pe HALAVÁTS să nu figureze Anticlinalul Glîmboaca, ce se dezvoltă independent de rețeaua hidrografica și intersectînd oricum relieful.

În partea inferioară a Văii Mari, depozitele marnoase tortoniene schițează un anticlinal de vale care se întrerupe la apariția complexului trovantifer din baza Sarmațianului, dispus perpendicular pe cursul apei. Reapare apoi în



Institutul Geologic al României

amont, unde acțiunea de eroziune este din nou exercitată asupra unui complex pelitic plastic.

Anticlinalul Valea Mare—Valea Furului se dezvoltă pe teritoriul localității Colun și se prezintă în condiții similare celui anterior. Apare numai în complexele argilo-marnoase, care limitează alternanța de nisipuri și gresii cu trovanți din baza Sarmațianului. În dreptul acestei alternanțe axul anticlinalului se întrerupe.

O constatare interesantă este bifurcarea anticlinalului la confluența cu Valea Furului, fapt ce demonstrează legătura de cauzalitate cu eroziunea fluvială.

Spre deosebire de regiunea Glîmboaca, la Colun, anticlinalul de vale coincide cu axul Sinclinalului Colun, vizibil prin aspectele geomorfologice și poziția convergentă a stratelor care se întîlnesc pe dealurile învecinate.

Anticlinalul Valea Largă are caracterul anticlinalelor de văi și se dezvoltă paralel și foarte aproape de Anticlinalul normal Noul Romîn. Sensurile contrare ale stratelor sînt legate numai de complexul marno-argilos. Anticlinalele de văi de la nord Olt se deosebesc de celelalte prin faptul că au aceeași orientare ca și cutele normale. Din cauza acestui paralelism au existat dificultăți în separarea lor. Caracterul particular al anticlinalelor de văi a fost confundat cu caracterul general al anticlinalelor majore. De aci a rezultat omiterea Anticlinalului Glîmboaca și considerarea Anticlinalelor de vale «Valea Mare» ca un anticlinal major.

Anticlinalul de vale Ilimbav se observă în partea de nord a satului Ilimbav. Axul coincide cu valea principală, iar flancurile apar în depozitele de pe versanți. A dat naștere la trasarea Anticlinalului major Ilimbav în vecinătatea căruia se întîlnește.

Anticlinalul de vale Sascîz—Chirpăr este ușor de deosebit din cauza orientării oblice față de cutele normale. Valea Chirpărului este orientată nord—sud, stratele de pe versanți arată căderi contrare, iar axul se localizează în lungul văii și intersectează axul Anticlinalului normal Șomartin—Chirpăr.

Anticlinalul de vale Dopca se dezvoltă pe marginea de est a Perșanilor și a rezultat din intersectarea complexului argilo-marnos de la partea superioară a Tufului de Racoș. Este orientat est—vest, așa fel că axul său coincide cu valea care l-a produs. Căderile contrare ale stratelor nu respectă pe de-a întregul cursul apei, ci flancul nordic în apropierea satului apare pe malul stîng. Aceste abateri le punem pe seama cursului meandriform actual.

Din descrierea anticlinalelor de vale aflate în regiune, reies următoarele observații:

Ele sînt manifestări recente, produse de eroziunea lineară a văilor, prin afectarea complexelor plastice. Prin intervenția depozitelor detritic-grosiere se întrerup sau dispar. Axul urmărește cursul văilor, flancurile au dezvoltare locală în apropierea talvegului iar șarnierele sînt inexistente.

Institutul Geologic al României

Orientarea axului concordă cu aceea a rețelei hidrografice. Intervenția afluenților conduce la ramificare anticlinalului. Anticlinalele de vale pot prezenta, față de anticlinalele normale, un paralelism sau o dispoziție independentă.

Paralelismul este întîmplător și se observă în cazul unei rețele de văi paralele cu axul cutelor normale (regiunea Glîmboaca—Noul Romîn). De obicei axul anticlinalelor de vale este în discordanță cu structura regională. Sînt cazuri cînd anticlinalele de vale observate în talveg contrastează cu structura monoclinală din vecinătate (V. Caselor—Răhău). Ele pot să se instaleze de asemenea în văile de sinclinal (Valea Mare, V. Furului) sau în apropierea anticlinalelor normale (V. Lungă, V. Largă).

Dependența anticlinalelor de văi față de rețeaua hidrografică demonstrează formarea lor recentă prin îndepărtarea materialului sedimentar și redresarea stratelor plastice influențate de eroziune.

Explicația aceasta simplă nu este suficientă, deoarece ar trebui ca toate văile regiunilor cu depozite plastice să cuprindă asemenea anticlinale. Observațiile de teren arată în adevăr o dezvoltare locală, legată de material sedimentar plastic. Constatarea nu prezintă însă un caracter general; astfel, pe marginea de nord a Făgărașului se găsesc marne tortoniene, care nu dau naștere anticlinalelor de vale. Aceste depozite sînt dispuse normal pe Șisturile cristaline, au căderi ușoare către nord și sînt intersectate de văi importante, care culeg apele de pe versantul nordic al Făgărașului. Toate aceste condiții sînt necesare, însă incomplete pentru formarea anticlinalelor de vale. Grosimea slabă a depozitelor plastice, fundamentul cristalin apropiat și lipsa unui pachet gros de strate se opun la formarea acestor anticlinale.

La nord de Olt situația geologică și hidrografică se menține, însă aci intervine volumul important al depozitelor sarmato-ponțiene. Întîmplător rețeaua hidrografică este orientată asemenea cutelor, de aceea anticlinalele de vale se găsesc în vecinătatea sinclinalelor și anticlinalelor normale.

O condiție esențială a formării accidentelor de vale este deci presiunea litostatică, exercitată de complexele superioare asupra depozitelor plastice. Tensiunea sedimentelor este produsă în restul regiunii de către relieful platformei prefrontale. Urmărind repartiția anticlinalelor de văi se observă legătura lor cu acest relief. Regiunile cuprinse între diferite accidente orografice de fund sînt favorabile dezvoltării anticlinalelor de văi.

Anticlinalele din Virgația Sebeș (Valea Slatinei, Spring—Miercurea) sînt cuprinse între creasta Broșteni, accidentul Hăpria și marginea cristalină a Sebeșului. Anticlinalele Hărtibaciu, Bradu—Veștem și Cibin se datoresc tensiunii produsă de creasta Tălmaci și mamelonul Sibiu, care a dovedit o activitate recentă.

Tensiunea produsă de accidentele de fund a dat naștere anticlinalelor de văi cu amplitudinea ridicată. Din această cauză ele se apropie de anticlinalele

Institutul Geologic al României

normale, prezentînd manifestații saline, cu un caracter special. Aceste anticlinale prezintă însușiri comune anticlinalelor de văi și văilor anticlinale.

*Văi anticlinale.* În partea de NE a regiunii cercetate se întîlnesc două anticlinale (Mărtiniș—Cața și Mereşti—Mercheașa) al căror ax urmăreşte aproximativ cursul Văilor Homorodul Mare și Homorodul Mic. La prima analiză aceste anticlinale ar putea fi repartizate anticlinalelor de vale, deoarece axul lor se dezvoltă în lungul văilor. Cercetate îndeaproape constatăm caracteristicile anticlinalelor de văi. În primul rînd axul nu coincide cu talvegul văilor ci se deplasează către unul din versanți. Căderile contrare ale stratelor nu se mențin numai în apropierea văii ci se urmăresc pe ambii versanți pînă pe creasta de separare a apelor. Prezența tufurilor dacitice demonstrează această constanță a înclinărilor de strate în sens invers pe versanții opuși.

Caracterul de cută normală se manifestă în partea de sud a Anticlinalului Mărtiniș—Cața—Rupea. Axul anticlinalului intersectează relieful părăsind V. Homorodului. Ne găsim deci în prezența unui anticlinal normal pe care s-au instalat Văile Homorodului.

Văile de anticlinal se întîlnesc și în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei (Valea Florilor). Ele se caracterizează prin instalarea unui curs de apă peste șarniera unui anticlinal normal. Dacă fenomenul este local, în restul regiunii anticlinalul se dezvoltă indiferent de orientarea rețelei hidrografice. Dacă suprapunerea văii peste axul anticlinal este completă, atunci deosebirea de un anticlinal de vale devine dificilă și trebuie să recurgem la o cercetare mai profundă a caracterelor indicate mai sus.

*Tectonica și efuziunile neogene.* Neogenul Bazinului Transilvan cuprinde material piroclastic abundent, răspîndit la diferite nivele. Succesiunea lor în timp arată o variație a compoziției. În Acvitanian s-au manifestat lavele și tufurile riolitice (Bazinul intramuntos Zlatna), în Tortonian s-au repetat de cinci ori erupțiile dacitelor manifestate prin cinerite, iar în Sarmațian au continuat cel puțin două erupții cineritice. În timpul Pontianului au erupt andezitele care au dat naștere cineritelor și maselor aglomeratice, iar în Dacian lavele și tufurile bazaltice au încheiat seria efuziunilor. Materialul piroclastic se găsește bine dezvoltat în partea de nord-est a regiunii cercetate și în nordul și nord-vestul Bazinului Transilvaniei. Proveniența lui este legată de erupțiile din nordul și estul Transilvaniei, mai puțin de cele din Munții Apuseni. Repartiția cineritelor se datorește în bună parte curenților aerieni orientați NE—SW. Mersul acestor curenți explică absența tufurilor dacitice în partea de sud și sud-vest a bazinului și dezvoltarea lor în partea de nord și est.

Lavele și aglomeratele se întîlnesc în vecinătatea masei eruptive Călimani—Hărghita. Erupțiile neogene din aceste masive au succedat fazelor de compresiune datorite presiunilor alpine și traduse arhitectonic prin cutarea Carpaților

Institutul Geologic al României

orientali. Decompresiunea care a urmat încetării forțelor tangențiale a produs o largă cicatrice și o serie de fisuri anexe. Aceste discontinuități s-au denivelat și s-au distanțat lărgindu-se. Activitatea centrilor vulcanici este contemporană fazei de decompresiune, care corespunde sedimentației subsidente.

Dislocația principală Călimani—Hărghita s-a produs în Miocen, într-o fază ante-tortoniană și a continuat cel puțin pînă la sfîrșitul Dacianului. Evoluția vulcanismului a mers paralel cu fenomenele de cutare carpatice, atenuîndu-se treptat. Zona vulcanică orientală Călimani—Hărghita cuprinde centrii eruptivi cei mai numeroși și produsele vulcanice cele mai întinse. Ea se dezvoltă ca o bandă largă, situată în spatele Carpaților orientali.

Vulcanii recenți de vîrstă pleistocenă nu au fost identificați în această formă efuzivă. Relații între curgerile de lavă și aluviuni nu se cunosc, iar craterul și conurile vulcanice nu s-au salvat complet de eroziune.

## C) VÎRSTA MIȘCĂRILOR TECTONICE

Regiunea sudică a Bazinului Transilvaniei înregistrînd o serie de jocuri marine ne oferă posibilitatea de a urmări mișcările tectonice ale întregii unități. În faza austrică antealbiană, catenele înconjurătoare (Munții Apuseni, Perșani) au dat naștere la pînze de decolare mesocretacice, care s-au extins cu siguranță și în fundamentul Bazinului Transilvaniei.

A urmat transgresiunea cenomaniană, despre a cărei existență avem o singură mărturie la Cisnădioara. În timpul Turonianului au loc cutările subhercinice, exondarea catenelor vechi și formarea avant-fosei senonian-paleogene cu depozite de Fliș (Perșani, Metaliferi).

Între Senonianul superior și Eocen s-a dezvoltat o fază de cutare (cutările laramice) în zonele mesozoice din vecinătate. A început sedimentația subsidentă a Bazinului Transilvaniei, instalîndu-se faciesul epicontinental al Eocenului. Se încheie sedimentația de geosinclinal (Fliș) în catenele vecine.

În faza pireniană (Oligocen inferior) se termină Flișul paleogen din catena Metaliferilor și din sud-estul regiunii noastre. Urmează Oligocenul cu faciesu șistos-bituminos sau grezos fosilifer. În Acvitanian (faza savică) s-au dezvoltatl bazinele de subsidență intra-muntoase cu viață limitată (Acvitanian-Tortonian-Sarmațian). Înaintea Tortonianului (faza stirică) s-a produs scufundarea generală a Bazinului Transilvaniei. Apele marine au acoperit platforma prefrontală a Făgărașului, atingînd marginea actuală de nord a Carpaților meridionali.

La sfîrșitul Tortonianului superior, prin ridicarea generală a zonelor carpatice din vecinătate, apele marine din bazin se izolează și devin salmastre prin îndulcirea provocată de apele scurse de pe catena carpatică cu suprafața mărită.

Faza de cutare se remarcă în Bazinul Transilvaniei prin eroziunea Sarmațianului periferic și instalarea Lacului panonic.

Institutul Geologic al României

Ridicarea catenei carpatice a produs o sedimentație violentă de material psefitic în zona limitrofă. După sedimentarea Ponțianului apele lacustre se retrag pe suprafețe restrînse în bazinele intracarpatice, cu mici pătrunderi locale la Racoşul de Jos, Bogata, Hoghiz, Fîntîna şi Ungra. Incetează sedimentația subsidentă.

Faza rodaniană de la sfîrşitul Dacianului se caracterizează prin exondarea totală a Bazinului Transilvaniei, paralelă ridicării generale a regiunilor carpatice.

Faza cutărilor valahice din Pleistocen a avut ca rezultat formarea cutelor majore periferice şi naşterea domurilor şi cuvetelor din partea internă a Bazinului neogen.

*Primit: Aprilie 1954.*

Institutul Geologic al României

# BIBLIOGRAFIE


1. ACKNER M. Bericht über die im Harbachtale (= V. Härtibaci) gefundenen vorweltlichen Thierreste. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* III, 1852.
2. — Ueber das Vorkommen der sogenannten Marlekor Schwedens in Siebenbürgen, namentlich in den Waldgräben von Szakadát und Thalheim. *Herm. Ver.* III, 1852.
3. ANDRAE C. Die fossile Flora von Szakadát ( = Săcădate) und Thalheim ( = Daia. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* III, 1852.
4. — Salsen von Reussen (=Ruşi) bei Hermannstadt (=Sibiu) und über die geol.Beschaffenheit des Berges Büdös und seiner Umgebung. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* IV. Wien, 1853.
5. — Tertiäre Flora von Szakadát (=Săcădate) und Thalheim (= Daia) in Siebenbürgen. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.* II, 1855.
6. — Fossile Pflanzen der Tertiärformation von Szakadát und Thalheim. *Zeitschr. für die gesammten Naturw. von Giebel und Heinz.* V, 1855.
7. — Ein neuer Beitrag zur Kenntnis der Tertiär-Flora Siebenbürgens. *Abhandl. des naturw. Vereines für Sachsen und Thüringen.* II, 1861.
8. ARABU N. Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvain. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIV. Bucureşti, 1940.
9. BEUDANT S. F. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris, 1822.
10. BIELZ A. Beitrag zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse von Hermannstadt. *Herm. Ver.* VI, 1855.
11. — Ueber den mutmasslichen Erfolg der Bespeisung der Stadt Hermannstadt mit Trinkwasser durch Bohrung von artesischen Brunnen. *Herm. Ver.* IX, 1858.
12. BIELZ M. Pontische Ablagerungen in Siebenbürgen. *Verhandl. u. Mitt. des siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1894.
13. BÖCKH H. Über die erdgasführenden Antiklinalzüge des siebenb. Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium.* I. Budapesta, 1911.
14. — Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenb. Beckens. II. *Kgl. ung. Finanzministerium.* Budapesta, 1913.
15. BLANKENHORN. Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch.* Bd. 52, Berlin, 1900.
16. CERNEA G. Consideraţiuni geologice asupra regiunii Ocnişoara—Blaj—Şeica Mare. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII. Bucureşti, 1953.
17. CIOCÎRDEL RADU. Geologia regiunii Bistriţa—Reghin. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII. Bucureşti, 1953.


Institutul Geologic al României

18. CLAPP FR. şi ALTEN M. Report of the known natural gas fields of Transylvania. Budapesta, 1913.
19. CZEKELIUS S. Das Vorkommen eines Stosszahnes des vorweltlichen Elephanten zu Reussen (= Ruşi) *Herm. Ver.* III, 1852.
20. — Über die Verbreitung der Salzquellen und des Steinsalzes in Siebenbürgen. *Verhandl. u. Mitt. des siebenb. Ver. f. Naturwiss*, Sibiu, 1854.
21. — Bemerkungen über das Alluvium in Siebenbürgen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1853.
22. DRĂGHICEANU M. Tectonica Transilvaniei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. Bucureşti, 1923.
23. FILTSCH E. Reise in das siebenbürgische Erzgebirge. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. Naturwiss.* VIII. Sibiu, 1857.
24. — Vorkommen der Braunkohle am Roten Berg bei Mühlbach (= Sebeş) *Herm. Ver.* V. 1854.
25. FISCHER S. Die Salzquellen Ungarns. *Földt. Közl.* Budapesta, 1887.
26. FUSS C. Fundort fossiler Foraminiferen am Roten Berg bei Mühlbach (= Sebeş). *Herm. Ver.* III, 1852.
27. GAÁL ST. Die siebenbürger Metangasforschungen. Budapesta, 1913.
28. — Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1912.
29. — Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Siebenb. Beckens. Gedenkbuch. Budapesta, 1912.
30. GERMAN I. Cercetări geologice în colţul de sud-vest al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. VII. Cluj, 1938.
31. GHIKA ŞT. Les Carpathes Méridionales Centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. Bucureşti, 1935.
32. GIVULESCU R. Flora fosilă de la Luncşoara. *Acad. R. P. R. Cluj*, Nr. 1—2, Anul II. Cluj, 1951.
33. HALAVÁTS I. Allgemeine und palaeontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. *Verh. d. k. geol. R.-A.* 1904. Budapesta.
34. — Geologischer Bau der Umgebung von Bólya (Buia), Vurpod (Vurpăr), Hermannstadt (Sibiu) und Szenterzsébet (Guşterița). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1911.*
35. — Daten zur Tektonik des siebenbürgischen Beckens. *Földt. Közl.* XLIII. Budapesta, 1913.
36. — Geologischer Aufbau der Gegend von Ujegyháza (Nocrich), Holczmáwy (Hosman) und Oltszakadát (Săcădate). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1913.*
37. — Geologischer Bau von Vizakna (Ocna Sibiului). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1908.* Budapesta, 1913.
38. — Der geologische Bau der Umgebung von Szelindek (Slimnic). (Ibid) 1910.
39. — Geologischer Aufbau der Umgebung von Nagysink (= Cincul Mare). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapesta, 1915.
40. — Daten zur Tektonik des siebenb. Beckens. *Földt. Közl.* XLIII. Budapesta, 1913.
41. — u. TELEGD R. Die Umgebung von Százsebes (Sebeş). Erläuterung z. geol. Spezialkarte 1: 75.000. Budapesta, 1910.
42. HAUER FR. Ueber das Alter der Schichten von Szakadat und Thalheim. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XI, 1860.
43. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
44. HERBICH FR. Das Széklerland. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. A.* Vol. V. Budapesta, 1878.

Institutul Geologic al României

45. HERBICH-NEUMAYR. Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen. Die Süsswasserablagerungen im südöstl. Siebenbürgen. Viena, 1875.
46. HEREPEY K. Geologische Beschreibung des Com. Alsó Fehér (= Alba de Jos). *Monographie des Com. Alsó. Fehér.* 1897.
47. HOERNES M. Die fossilen Molusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.* Vol. I şi II. Viena, 1870.
48. IACOB D. Contribution à la connaissance du Crétacé supérieur dans le sud des Monts Apuseni. *Rev. Muz. Min.-Geol. Univ. Cluj.* Vol. VIII.
49. ILIE MIRCEA D. Cercetări geologice în regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureşului. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVI. Bucureşti, 1952.
50. — Sedimentaţia şi subsidenţa în Bazinul Transilvaniei. Ibid.
51. — Structura geologică a regiunii Cojocna—Turda—Ocna Mureşului. Ibid.
52. — Cercetări geologice în regiunea Cluj—Cojocna—Aiud. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIV. Bucureşti, 1952.
53. — Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le Bassin de l'Arieş. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. Bucureşti, 1935.
54. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. Bucureşti, 1940.
55. — Monts Métallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la Valea Stremţului et la Valea Ampoiului. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIII. Bucureşti, 1950.
56. — Structura geologică a Munţilor Perşani. I. Regiunea Cuciulata—Lupşa—Comana—Veneţia. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVI. Bucureşti, 1954.
57. — Structura geologică a Munţilor Perşani. II. Defileul Oltului. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVII. Bucureşti, 1954.
58. JEKELIUS E. Die Moluskenfauna der Dacischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* Bucureşti, 1932.
59. — Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. Bucureşti, 1932.
60. KOCH A. Zur Verbreitung der Congerien- und Cerithienschichten in Siebenbürgen. *Erd. Muz.* Cluj, 1876.
61. — Übersicht über die Ursäugetiere Siebenbürgens. *Földt. Közl.* Budapesta, 1893.
62. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenb. Landesteile. Budapesta, 1900.
63. KNER R. Fischabdrücke von Vale Scobinos bei Korniczell (= Cornăţel) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Viena, 1867.
64. LAŢIU V. Contribuţiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de la Racăşul de Jos. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. Bucureşti, 1928.
65. LAZĂR V. Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens des siebenb. Beckens vorgenommenen Untersuchungen. Bd. II. Budapest. *Kgl. ung. Finanzministerium,* 1913.
66. LERICHE M. Les poissons éocènes de la Belgique. Mém. Musée d'Histoire Nat. de Belgique. Bruxelles, 1915.
67. LOBONŢIU E. şi ATANASIU I. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec şi Bilbor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX. Bucureşti, 1926.
68. LOBONŢIU E. şi SELEGIAN V. Asupra problemei sării în Transilvania. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. VIII. Bucureşti, 1926.
69. LÓCZY L. Untersuchungen nach Kalisalze und Petroleum in Siebenb. 1911.
70. LÓCZY L. jun. Zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Földt. Közl.* XLVII. Budapest, 1917.
71. LÖRENTHEY I. Die pontische Fauna von Galt (= Ungra) und Hidegkut (= Fîntîna) im Gr. Kokelburger Komitat (Jud Tîrnava Mare). *Orv. Term. Tud. Ert.* Cluj, 1893.

Institutul Geologic al României

72. MARTONNE EM. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue* de *Géographie*. T.I. Paris, 1907.
73. MRAZEC L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Ştiinţe*, An. V. Bucureşti, 1897.
74. — Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales. *C. R. Congrès Intern. Vienne*. Viena, 1903.
75. — et JEKELIUS E. Aperçu sur la structure du Bassin Néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. Guide des excursions. *Ass. p. l'avancement de la Géologie des Carpathes*. Bucureşti, 1927.
76. — Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I. Bucureşti, 1932.
77. — Sur le diapirisme. Les Carpathes et l'avant-pays. *Service géologique des Carpathes*. Warszawa, 1935.
78. — Sur les gisements de gaz naturel de la Cuvette transylvaine. *Service géol. des Carpathes*. Warszawa, 1935.
79. MURGOCI G. Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. *C. R. Ac. Sc.* Paris, 1905.
80. NEUGEBOREN L. Die vorweltlichen Squalidenzähne aus dem Grobkalke bei Portsesd. *Archiv. des Siebenb. Ver. f. Landeskunde*. Bd. IV. Heft 2—3. Sibiu, 1850—1851.
81. — Bemerkungen über die fossilen Fische von Szakadat (Săcădate). *Herm. Ver.* III, 1851.
82. NOPCSA F. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyula-Fehérvar (Alba Iulia) etc. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. R.-A.* Bd. XIV, Budapesta, 1905.
83. ONCESCU N. Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din Jud. Odorhei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI. Bucureşti, 1952.
84. PAPP S. Beiträge über d. geol. Verhältnisse des Gebietes zwischen den Flüssen Maros und Nagykükülö und der Umgebung des Salzbrunnens von Szt. Ágnota (= Agnita). *Kgl. ung. Finanzministerium*. Vol. I-II. Budapesta, 1911—1913.
85. PAUCĂ M. Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Bucureşti, 1935.
86. — Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. Bucureşti, 1932.
87. PASCU R. Carierele şi apele minerale din jud. Tîrnava Mare. *Studii Techn. şi Econ. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, fasc. 5. Bucureşti, 1927.
88 PÁLFY M. Über die Schichten der Oberen Kreide in der Umgebung von Szászcor (Săscior) und Sebeskely (Sebeşel). *Földt. Közl.* Vol. XXXI. Budapesta, 1901.
89. — Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvinez (= Vinţul de Jos). *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIII. Budapesta, 1902.
90. — Die Faltungen der Becken mit Betracht auf die Antiklinalen des Siebenb. Beckens. Koch Gedenkbuch. Budapesta, 1912.
91. PAVAY-VAJNA FR. Die tektonischen, stratigraphischen und morphologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Erzsébetvaros (Dumbrăveni), Héjasfalva (Vînători), Fogaras (Făgăraş), Rukkor (Rucăr). *Kgl. ung. Finanzministerium*. Budapest, 1913.
92. — Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Kiskapus (Copşa Mică) und Rukkor (Rucăr). *Földt. Közl.* Budapest, 1917.
93. — Die Faltungsursachen des siebenb. Beckens. *Bány és Koh. Lapok*, XLVIII, Nr. 19. Budapesta, 1915.
94. PHLEPS O. Vorarbeiten zur Ermittelung der Grundwasserverhältnisse der Stadt Hermanstadt. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss. in Hermanstadt*. 43. B, 1894.
95. — Über das Skelett eines weibl. Bison priscus Boj. sowie andere Bison- und Bosresten aus dem Diluvium Siebenbürgens. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1906.

Institutul Geologic al României

96. PHLEPS O. Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens des siebenb. Beckens vorgenommenenen Untersuchungen. II. Budapest, 1913
97. — Durchforschung des Zibingebietes bei Talmatsch (Tălmaci) nebst einem Verzeichnisse der dort gesammelten Pflanzen (C. Henrich). *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver, f. Naturwiss. in Hermanstadt.* B. 43. 1894.
98. POŠEPNY F. Schichtung des siebenbürgischen Steinsalzes. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1867.
99. — Studien aus dem Salinargebiet Siebenbürgens. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XIII 1867.
100. — Anhydrit im Steinsalz von Vizakna (Ocna Sibiului) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1869.
101. PRIMICS G. Die geologischen Verhältnisse der Fogoraścher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. VI. Budapest 1885.
102. REINHARD M. Şisturile cristaline din Munţii Făgăraşului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. 1911.
103. REUSS A. Palaontologische Beiträge. 6. Über ein neues Vorkommen von Congerienschichten in Siebenbürgen, *Sitzungsber. d. k. k. Akad. der Wissensch. in Wien.* I. Abt. 1868.
104. ROTH C. Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Kohalom (= Rupea). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapest, 1908.
105. ROTH L. TELEGD. Geolog. Aufbau d. siebenb. Beckens in der Umgebung von Segesvar (= Sighişoara), Apold, Jazabfalva (= Iacobeni), Rozsinda (= Ruja), Almakerék (Mălînciov) und Danos (= Deneş). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapest, 1912.
106. SAWICKI L. Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Internat. de l'Acad. des Sciences de Cracovie.*
107. SCHMIDT O. Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalian am Südostrande des siebenb. Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. Bucureşti, 1932.
108. SCHNELL P. Chemische Analyse der Salzsoolen von Visakna (Ocna Sibiului). *Herm. Ver.* VII, 1856.
109. SCHUSTER M. Die Schlammquellen und Hügel bei den Reussener (= Ruşi) Teichen. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss.* XXXII. Sibiu, 1882.
110. SCHRETER Z. Die stratigraphische Lage der sarmatischen Schichten in Ungarn. Koch Gedenkbuch. Budapesta, 1911.
111. SCHWEINITZ I. Über Fucoidenschiefer und Petrefacten von Korniczel. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss. zu Hermanstadt,* XVII. 1866.
112. — Fossile Pflanzen und Fische von Kornicel (Cornăţel) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XVI, 1866.
113. STEINDACHER. Eine fossile Strinsia von Szakadát (Săcădate). *Wiener Akad. Sitzungber.* Bd. 38, 1859.
114. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. Bucureşti, 1933.
115. STUR D. Beiträge zur Kenntniss der Flora des Süsswasserquarzes der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener- und ungarischen Becken. Fossile Flora von Thalheim und Szakadat. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.* Wien, XVII, 1867.
116. — Fossile Pflanzen von Vale Scobinos bei Kornicel (Cornăţel) in Siebenbürgen. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1867.
117. — Palaeontologische Findlinge der Siebenbürgischen Steinsalzablagerungen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss. in Hermanstadt,* XX, B, 1869.

Institutul Geologic al României

118. SZÁDECZKY J. Tuffstudien in Siebenbürgen I, II, III, *Múz. Fúz.* Cluj. 1914—1917
119. TOTH M. Über die Bazalte Siebenbürgens. *Földt. Közl.* Budapesta, 1875.
120. TÖRÖK Z. Cercetări geologice în Jud. Tîrnava Mare. Sighişoara, 1933.
121. VANCEA A. Geologische Untersuchungen im West-Südwestlichen Gebiete des siebenb. Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V. Bucureşti, 1942.
122. VENDL A. Das Kristallin des Sebeser- und Zibingebirges. *Geologica Hungarica.* IV. Budapesta, 1932.
123. VITÁLIS ST. Beiträge zum geol. Aufbau des südöstl. Teiles d. siebenb. Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium,* Budapesta, 1913.
124. VOITEŞTI I. P. Noţiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol.-Min.* Vol. V. Cluj, 1934.
125. — Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic de Albeşti (Muscel). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV. Bucureşti, 1911.
126. VUTSKITS G. Über die Nummuliten Siebenbürgens. *Örv. term. Tud. Ertesit.* Vol. V. Cluj, 1883.
127. WACHNER H. Einige Bemerkungen über die Galter Bazaltbreccie und das Alter der Bazaltvulkane am Altknie. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1909.
128. — Bericht über Studien in der Umgebung von Alsárákos (Racoşul de Jos). Ibid. 1914.
129. — Rutschungen und Schlammvulkane im Siebenbürgischen Tertiärbecken. *Geographische Zeitschrift Leipzig.* Vol. XXI. Lipsca, 1915.

Institutul Geologic al României

# CERCETĂRI GEOLOGICE ŞI PETROGRAFICE IN MUNŢII SEBEŞ

DE

L. PAVELESCU

## TABLA DE MATERII


Morfologia . . . . . 368
*A)* Orografia . . . . . 368
*B)* Hidrografia . . . . . 369
Istoric . . . . . 370
Descrierea geologică şi petrografică . . . . . 372
I. Şisturile cristaline . . . . . 372
*A)* Seria şisturilor cristaline de tip epizonal . . . . . 373
1. Faciesul cloritos . . . . . 373
2. Faciesul cuarţos . . . . . 375
3. Faciesul calcaros . . . . . 376
*B)* Seria şisturilor cristaline de tip mesozonal . . . . . 377
1. Faciesul micaceu . . . . . 377
*a)* Micaşisturile cu biotit . . . . . 378
*b)* Micaşisturile cu granaţi . . . . . 380
*c)* Micaşisturile cu disten . . . . . 381
*d)* Micaşisturile cu staurolit . . . . . 383
*e)* Micaşisturile cu turmalină . . . . . 383
*f)* Micaşisturile cu hornblendă . . . . . 384
*g)* Cuarţitele biotitice . . . . . 385
2. Faciesul feldspatic . . . . . 386
*a)* Paragnaisele . . . . . 386
*b)* Gnaisele mixte . . . . . 387
α) Gnaisele mixte muscovitice . . . . . 388
β) Gnaisele mixte biotitice . . . . . 389
γ) Gnaisele mixte cu două mice . . . . . 391
*c)* Gnaisele de injecţie . . . . . 393
α) Gnaisele de injecţie cu structură lenticulară . . . . . 393
β) Gnaisele oculare . . . . . 395


Institutul Geologic al României

γ) Gnaisele aplitice . . . . . 396
δ) Gnaisele granitice . . . . . 398
d) Pegmatitele . . . . . 400
3. Faciesul amfibolic . . . . . 401
a) Amfibolitele biotitice . . . . . 402
b) Amfibolitele cu epidot şi zoizit . . . . . 403
c) Amfibolitele cu granaţi . . . . . 404
d) Amfibolitele cu piroxeni . . . . . 406
e) Gnaisele amfibolice . . . . . 406
f) Eclogitele . . . . . 408
C) Şisturi cu silicaţi de fer şi mangan . . . . . 408
D) Consideraţiuni generale asupra şisturilor cristaline . . . . . 408
II. Rocele eruptive . . . . . 410
A) Rocele ultrabazice . . . . . 410
1. Dunitele . . . . . 412
2. Wehrlitele . . . . . 414
3. Schriesheimitele (peridotite hornblendice) . . . . . 417
4. Hornblenditele . . . . . 420
a) Grammatitele . . . . . 421
b) Hornblenditele propriu zise . . . . . 422
B) Rocele metamorfice legate de masivele eruptive ultrabazice . . . . . 424
1. Serpentinitele apodunitice . . . . . 424
2. Serpentinitele apoperidotitice . . . . . 426
3. Şisturile cu tremolit . . . . . 427
4. Şisturile talcoase . . . . . 428
5. Cloritităle . . . . . 428
6. Granatitele . . . . . 429
7. Şisturile biotitice cu epidot . . . . . 430
C) Concluzii genetice asupra rocelor ultrabazice şi a serpentinitelor . . . . . 431
D) Porfirele cuarţifere . . . . . 435
III. Depozitele sedimentare . . . . . 440
Tectonica generală a Munţilor Sebeş . . . . . 441
Bibliografie . . . . . 447

---

Regiunea cercetată cuprinde partea mediană şi de nord a Munţilor Sebeş. Spre nord ea este delimitată de o linie ce trece prin Orăştie—Cugir—Răchita—Cacova—Cărpiniş—Gîrbova—Tilişca—Poplaca; spre est, Valea Muntelui; spre sud de o linie ce trece prin Vf. Cindrelului—Pietrile Albe—Auşelul—confluenţa Văii Sasului cu Valea Pietrosului—Luncani; spre vest, Greble—Costeşti—Ludeşti—Sibişel—Romaşel—Cugir.

## MORFOLOGIA

### A) OROGRAFIA

Examinînd într-un mod cu totul general repartiţia înălţimilor în cuprinsul masivului muntos al Munţilor Sebeş şi ţinînd seama de aspectul unităţilor morfologice, se pot distinge următoarele grupe de culmi mai importante:

Institutul Geologic al României

*a)* Un grup în zona axială a Munţilor Sebeş, a căror înălţimi trec de 1800 m;

*b)* Un grup cu înălţimile cuprinse între 1600 — 1800 m dispus sub formă de două zone situate de o parte şi alta a zonei axiale. Una, la nord, dezvoltată mai larg şi alta, la sud, mai îngustă şi mai abruptă;

*c)* Un al treilea grup format din două zone care sînt dispuse aproximativ simetric faţă de zona axială şi cuprind înălţimile ce variază între 1400 — 1700 m;

*d)* Ultimul grup care are înălţimile cuprinse între 1200 — 1400 m, formează bordura acestor munţi.

*a)* Zona axială, care este formată din vîrfurile cele mai înalte (Cindrelul, Serbota Mare, Oaşa, Smida Mare, Vîrful lui Petru, Surianul, Pîrva, Dealul Negru, Mlăcile şi Steaua Mare), prezintă aspectul unei peneplene în care se disting o serie de platouri importante, cum este: platoul Frumoasa—Gungurezul—Oaşa, avînd o lungime de cca 8 km şi o lăţime de cca 2 km; platoul Surianul—Pîrva—Comarnicelul, în lungime de cca 6 — 8 km şi o lăţime de cca 500 — 900 m şi platoul Dealul Negru—Mlăcile—Şinca—Bătrîna. Această importantă peneplenă care constituie de fapt osatura Munţilor Sebeş este orientată est—vest; formează marile goluri de munte şi cumpăna reţelei hidrografice, fiind tăiată transversal, doar numai de Rîul Sebeş între Oaşa şi Vîrful lui Petru.

*b)* Zonele cu înălţimile cuprinse între 1600 — 1800 m au aspectul de terase şi sînt dispuse paralel şi simetric faţă de zona axială şi prin aspectul lor ar aparţine tipului morfologic Borăscu (Emm. de Martonne). În general culmile care fac parte din aceste zone sînt împădurite cu brad şi fag.

*c)* Zonele cu înălţimile cuprinse între 1400 — 1600 m, amintesc deasemenea forma de terasă şi ar aparţine tipului morfologic Rîu Şes (Emm. de Martonne).

Ţinînd seama de dispoziţia zonelor amintite mai sus, rezultă că Munţii Sebeşului reprezintă, în general, o unitate morfologică peneplenizată sub formă de terasă orientată est—vest.

În afară de eroziunea generală care este foarte pronunţată în Munţii Sebeşului, trebuie să amintim cu această ocazie şi existenţa numeroaselor urme ale acţiunii gheţarilor.

În general, urmele glaciaţiunii sînt vizibile în deosebi pe versantele nordice ale marilor înălţimi cum sînt cele de la Cindrelul şi Surianul. Aici între alte efecte se observă circuri glaciare în fundul cărora s-au păstrat lacuri (iezere) glaciare cum sînt cele două iezere de sub Cindrelul şi iezerul de sub Surianul.

## *B)* HIDROGRAFIA

Reţeaua hidrografică este destul de mare. Ea este însă tributară cel puţin în regiunea cercetată, Rîului Sebeş, Rîului Cugir, Rîului Strei şi Rîului Cibin.

Rîul Sebeşului este cel mai important rîu dintre toate cursurile de apă din Munţii Sebeşului, atît prin lungimea sa (cca 80 km), cît şi prin debitul



Institutul Geologic al României

său de apă destul de mare şi constant. Prin afluentul său, Rîul Frumoasa, el strînge apele de sub Culmea Cindrelului. Dela izvor şi pînă la Sălanele el curge spre sud-vest printr-o vale liniştită şi bogată în meandre, apoi îşi îndreaptă cursul spre nord şi se varsă în Mureş în apropiere de Alba Iulia. Între Oaşa şi Săscior, curge printr-o vale foarte prăpăstioasă, formînd doar cîteva lărgituri mai mari unde s-au adăpostit satele Sugag, Laz şi Căpîlna. El drenează majoritatea apelor din partea centrală a acestor munţi, primind afluenţi pe ambele părţi, dintre care menţionăm cîţiva dintre cei mai importanţi: Rîul Pogoana, Rîul Martinii, Rîul Cibanul, Rîul Bistra, Rîul Dobra, etc.

Rîul Cugirului se desface chiar la Cugir în două văi: Rîul Mare şi Rîul Mic.

Rîul Mare izvorăşte de sub culmea Vîrful lui Petru—Surianul, curge spre nord şi primeşte pe stînga şi pe dreapta o serie de afluenţi destul de mari dintre care menţionăm numai Rîul Boşorog.

Rîul Mic izvorăşte de sub Culmea Bătrîna—Scîrna şi primeşte şi el pe ambele părţi o serie de afluenţi destul de mari.

Rîul Streiului are un curs foarte mare. Prin afluentul său, Rîul Pietrosul, izvorăşte de sub Culmea Sinca—Mlăcile—Dealul Negru, şi primeşte în regiunea noastră Valea Sasului, Valea Jigureasa, Rîul Grădiştea, Rîul Sibişel, etc.

## ISTORIC

Primele cercetări geologice în Munţii Sebeşului au fost făcute de: Dionisius Stur (1860). În 1869, Hoffmann a făcut o ridicare geologică pe lîngă multele din Munţii Carpaţi şi a Munţilor Sebeş. În « Geologia Transilvaniei » a lui F. Hauer şi G. Stache, apărută în 1863, se găsesc şi unele date geologice însă numai tangenţial se atinge geologia Munţilor Sebeş.

În anul 1884, Béla v. Inkey a reluat lucrările lui Hoffmann, pe care le-a continuat. Aceste lucrări au servit Institutului Geologic Maghiar la editarea hărţilor geologice la scara 1 : 75.000. În harta pe care a scos-o, în ce priveşte regiunea noastră, el nu dă alt detaliu decît acela că clasează şisturile cristaline din Munţii Sebeş la şisturile cristaline ale grupului inferior, iar în acestea, în partea de nord a acestor munţi, trasează o zonă continuă de calcare cristaline, începînd de la Răşinari şi pînă la Dealul Tonii, iar în partea de nord-vest în regiunea Cugirului, menţionează o serie de intercalaţii de cuarţite şi granite, denumindu-le dyke-uri şi cîteva intercalaţii de serpentine.

Între anii 1884 — 1889, Béla v. Inkey, în lucrarea sa de ansamblu asupra Alpilor Transilvaniei, prezintă o clasificare în trei grupe a rocelor cristaline, care constituie aceşti munţi. Din punct de vedere tectonic acesta stabileşte în Carpaţii meridionali existenţa a patru zone tectonice principale. Aceste zone sînt alcătuite alternativ din şisturile cristaline ale grupurilor III şi II Böckh.

Institutul Geologic al României

Urmărind de la est la vest dezvoltarea celor patru zone tectonice, INKEY observă că ele se desfac în două fascicole: fascicola nordică, compusă din zona 1 şi 2, din care fac parte şi Munţii Sebeşului, se îndreaptă spre vest—nord-vest, şi fascicula sudică, compusă din zonele 3 şi 4, se îndoaie spre vest—sud-vest.

O ridicare geologică mai detailată la scara 1 : 25.000, s-a început de abia în anul 1904. Ea a fost executată de J. HALAVÁTS, care a trasat numai limita Cristalinului cu depozitele sedimentare de la sud de Sebeş Alba.

În anul 1905, NOPCSA a publicat o lucrare asupra geologiei regiunii cuprinsă între Alba Iulia—Deva—Rusca Montană şi vechea graniţă. În această lucrare, NOPCSA descrie în Munţii Sebeş pe lîngă o serie de micaşisturi, o serie de gnaise, amfibolite, serpentine şi cuarţite. Harta care o prezintă nu aduce nici un aport în plus faţă de harta lui HOFFMANN.

O lucrare de petrografie mai amănunţită asupra Munţilor Sebeş se datoreşte lui A. VENDL. Lucrarea a apărut în 1932; ea cuprinde în deosebi numeroase analize chimice şi microscopice, însă cu totul disparate, iar autorul nu trage nici o concluzie asupra geologiei, relaţiilor între diferite complexe ale şisturilor cristaline ca şi asupra tectonicei, decît într-un mod cu totul sumar.

În schiţa de hartă, care este anexată la această lucrare, el deosebeşte în partea de nord şi de sud a Munţilor Sebeş, zone de gnaise şistoase cu numeroase intercalaţii de pegmatite şi gnaise granitice cu biotit şi cu amfiboli, iar în zona mediană, micaşisturi cu granat, uneori cu staurolit, disten şi turmalină cu intercalaţii de pegmatite, serpentine, peridotite, piroxenite şi minereuri de mangan şi fier.

Acest autor deşi consideră în afară de orice discuţie apartenenţa acestui masiv cristalin la grupul I (MRAZEC), el îl separă sub denumirea de « Cristalinul Sebeşului » pentru a ţine seama de faptul că dezvoltarea şi caracterul Cristalinului grupului I nu este identică în toţi Carpaţii meridionali.

În ce priveşte lucrările de ansamblu asupra Carpaţilor meridionali în care se încadrează genetic şi tectonic şi spaţiul ocupat de Munţii Sebeşului, menţionăm lucrările clasice ale lui L. MRAZEC (în ce priveşte clasificarea şisturilor cristaline din Carpaţii meridionali) şi ale lui G. MURGOCI (în ce priveşte tectonica Carpaţilor meridionali).

Mult mai tîrziu, în anul 1929, A. STRECKEISEN şi O. SCHMIDT au confirmat existenţa Pînzei Getice a lui MURGOCI pe care au denumit o « Cristalinul Lotrului », care încalecă peste Authoton denumit de ei « Cristalinul Parîngului ». De asemenea, aceşti autori au precizat şi rolul seriei sedimentare, care este prinsă între cele două grupuri.

În anul 1939, ŞTEFAN GHIKA a publicat o lucrare asupra Carpaţilor meridionali centrali, în care se referă şi la regiunea Sebeşului, pe care o leagă cu regiunile învecinate mult mai bine studiate. Cu această ocazie d-sa descrie o succesiune de şisturi cristaline de-a lungul Văii Sebeşului după gradul lor de metamorfism. Astfel, dela sud spre nord d-sa deosebeşte 6 zone şi anume:



Institutul Geologic al României

*a)* Zona paragnaiselor cu sillimanit de la Ştefanu şi Salanele;

*b)* Zona paragnaiselor cu granaţi de la Negovan şi Vîrful lui Petru. De fapt în această zonă d-sa reuneşte toate rocele cu granaţi, staurolit şi disten;

*c)* Zona micaşisturilor cu biotit din Valea Bistra;

*d)* Zona gnaiselor oculare de la Sugag, gnaise pe care le paralelizează cu cele de pe Valea Dobra, Valea Cibinului şi Valea Stesii;

*e)* Zona calcarelor cristaline şi a paramfibolitelor de la Cetăţuia Căpîlnii în care se găsesc bancuri paralele de porfire cuarţifere interstratificate printre filitele cu clorit;

*f)* Zona gnaiselor oculare de la Laz.

Cu această ocazie menţionăm şi lucrarea de doctorat a lui K. MÖCKEL, asupra petrografiei regiunii de la sud de Răşinari, şi sinteza asupra Carpaţilor meridionali a lui STRECKEISEN.

În anul 1950, Comitetul Geologic şi-a reluat cercetările în Munţii Sebeş, prin studii mai sistematice şi mai detailate, a căror rezultate au fost concretizate printr-un raport al geologului N. MIHAILOVICI (1951) şi raportul de ansamblu al cercetărilor din Munţii Sebeş al subsemnatului, din 1953.

Cu ocazia aceasta menţionez şi ridicările la scara 1 : 10.000 făcute în anul 1952 în zona Dealul Bretan de geologii NOVEANU şi LUPEA precum şi lucrările de eşantionare şi cartare la scara 1 : 5.000 a corpurilor de serpentine, executate în anul 1953, de către geologii NOVEANU, LUPEA, CONSTANTINOF, DĂSCĂLESCU SILVIA.

## DESCRIEREA GEOLOGICĂ ŞI PETROGRAFICĂ

Formaţiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot grupa în 3 unităţi mari:

I. Şisturi cristaline,
II. Roce eruptive,
III. Depozite sedimentare.

### I. ŞISTURILE CRISTALINE

Şisturile cristaline ale Munţilor Sebeş fac parte din şisturile cristaline ale domeniului getic şi constituie fundamentul general al regiunii. Ele sînt constituite dintr o succesiune de depozite sedimentare foarte variate, care au fost intim asociate şi apoi metamorfozate în diverse condiţii de metamorfism regional. Este posibil cartografic să se deosebească zone largi în care caracterul petrografic este dominat de preponderenţa rocelor cuarţoase, a rocelor sericito-cloritoase, a rocelor calcaroase, a micaşisturilor, a gnaiselor sau chiar a amfibolitelor.

Această posibilitate cartografică a permis să se separe în primul rînd o serie de roce slab metamorfozate sericito-cloritoase, şisturi cuarţitice şi calcare

Institutul Geologic al României

cristaline, roce asemănătoare cu cele de tip epizonal şi o serie de roce cuarţitice, micaşisturi şi gnaise, roce de tip mesozonal.

Şisturile cristaline de tip epizonal apar în deosebi pe rama de nord şi vest a Munţilor Sebeş, pe o zonă destul de restrînsă, în timp ce cele de tip mesozonal ocupă cea mai mare parte din suprafaţa cercetată.

Către nord şisturile cristaline sînt acoperite de depozitele sedimentare cretacice şi miocene ale Bazinului Transilvaniei, iar în partea de sud a regiunii cercetate, ele suportă o serie de petece de depozite tithon-neocomiene şi cenomaniene.

In sectorul nordic, în deosebi pe înălţimile mai mari se mai întîlnesc o serie de petece de dimensiuni reduse de pietrişuri pliocene.

## *A)* SERIA ŞISTURILOR CRISTALINE DE TIP EPIZONAL

Aceste şisturi se dezvoltă mai ales în partea de nord a Munţilor Sebeş şi se pot urmări dela vest spre est începînd dela Romaşel şi pînă la Poplaca. În sectorul Cugirului, ocupă Culmea Vf. Fetii şi trec în Valea Cugirului Mic. Din Valea Cugirului Mare spre est, aceste şisturi cristaline nu mai formează o zonă unitară, ci apar ca nişte intercalaţii printre şisturile cristaline de tip mesozonal şi astfel dela sud spre nord se desfăşoară o fîşie între D. lui Bucur pînă spre D. Tonii, a doua fîşie cuprinde Vf. Hodinilor şi se uneşte cu cea de sud tot în D. Tonii apoi alte patru fîşii mai spre nord pînă la limita cu depozitele sedimentare. Spre est de Valea Tonii, în partea de nord, aceste şisturi cristaline suportă gnaisele oculare, iar spre sud urmăresc o linie ce trece pe la D. Cornetul, D. Varului, Cărpiniş, Poplaca. Sub formă de intercalaţii mai mici se mai întîlnesc astfel de roce pe Valea Rece şi pe Valea Sebeşului la nord de confluenţa acestei văi cu Valea Nedeiului.

În complexul acestei serii de şisturi cristaline de tip epizonal s-au putut separa următoarele faciesuri petrografice: faciesul cloritos, faciesul cuarţos şi faciesul calcaros.

### 1. FACIESUL CLORITOS

Rocele din acest facies sînt foarte heterogene şi sînt constituite din: clorit, sericit, cuarţ, grafit, calcit, albit, etc. în proporţii foarte variabile. Structura rocelor este de asemenea foarte variabilă, prezentînd treceri gradate de la tipuri net filitice la cele lepido-granoblastice.

Aspectul macroscopic al acestor roce nu trădează nimic deosebit în alcătuirea lor. Sînt roce verzi, foarte şistoase, uneori destul de frămîntate şi-şi păstrează această înfăţişare generală în toate aparitiile. Culoarea variază în tonuri mai închise sau mai deschise, fiind în funcţie atît de cantitatea de sericit-muscovit, pe care o conţin cît şi de variaţia cantităţii de cuarţ. Prezenţa sericitului şi dezvoltarea mai largă a lamelelor sale, contribuie la cîştigarea unor tonuri mai deschise de verde şi determină un aspect mai lucios şi mai satinat

Institutul Geologic al României

în cazurile cînd este în cantitate mai mare, deschide şi el culoarea rocei şi se ajunge astfel uneori la roce albicioase şi foarte şistoase în care cuarţul şi muscovitul sînt preponderente. Frămîntarea rocelor se poate observa atît în mare, cît şi la scara centimetrilor. Creşterea puterii metamorfismului se manifestă prin apariţia biotitului, ce nu e vizibil decît atunci cînd lamelele sale iau o dezvoltare mai mare. Totdeauna biotitul determină închiderea culorii generale care însă în primele stadii rămîne tot verde. Veritabile şisturi cu biotit devin negricioase sau în orice caz prezintă o alternanţă în care negrul predomină. In acest caz roca devine şi mai compactă.

După predominanţa unora sau altora din mineralele principale menţionate mai sus se deosebesc următoarele tipuri de roce:

Filite sau şisturi cloritice; filite sau şisturi grafitice, filite sau şisturi sericitice, şisturi sericito—cuarţitice şi şisturi clorito-sericito-cuarţitice.

Aceastea din urmă sînt rocele predominante şi formează fondul faciesului cloritos, iar celelalte, nu sînt altceva decît nişte intercalaţii foarte fine sau faciesuri de tranziţie între diverse tipuri de roce din faciesul cloritos sau între acest facies şi cel cuarţos. De aceea ne vom rezuma numai la descrierea şisturilor clorito-sericito cuarţitice.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Plagioclaz . . . . . | 7 —11% | 0,07—0,6 mm |
| Cuarţ . . . . . | 1 —39% | 0,05—0,1 » |
| Clorit . . . . . | 16 —40% | 0,02—0,1 » |
| Sericit . . . . . | 8 —32% | 0,01—0,06 » |
| Epidot . . . . . | 0,5— 5% | 0,02—0,05 » |
| Apatit . . . . . | sub 1% | 0,02—0,04 » |
| Zircon . . . . . | » 1% | 0,01—0,04 » |
| Minereu . . . . . | 0,5— 4% | 0,01—0,5 » |
| Calcit . . . . . | 0,1— 0,6% | 0,02—0,1 » |

În aceste roce, cuarţul apare în granule mici de ordinul zecimilor de mm. Cristalele mai mari de 0,2 mm încep să formeze un aspect mai grăunţos al rocei. În general, granulele de cuarţ nu arată o preferinţă pentru formele alungite, ci se prezintă de cele mai multe ori echidimensionale cu o oarecare tendinţă de zdrobire mai accentuată după o anumită direcţie şi acest lucru se observă mai ales la cristalele mai larg dezvoltate. În aceste cazuri raportul celor două dimensiuni în planul perpendicular pe cel al şistozităţii şi în direcţia acestuia este de 1 : 2 şi 1 : 3, excepţional trecînd peste aceste cifre. Se pare că mai mult decît în privinţa formei, în cea a orientării optice, cristalele de cuarţ prezintă o dezvoltare preferenţială, aceasta nu este decît o apreciere calitativă.

Raportul cantitativ (clorit + muscovit sau sericit sau chiar grafit): cuarţ în mod normal totdeauna e de partea cuarţului. Există însă, cazuri în care cuarţul este quasi absent, roca reducîndu-se la o asociaţie de clorit şi sericit sau grafit sau chiar muscovit.

Institutul Geologic al României

Raportul clorit : sericit sau grafit poate înclina şi pe o parte şi pe alta, de cele mai multe ori, însă, cloritul predomină. Cloritul apare în lamele mici incomplet formate. De multe ori ele au conture neregulate vădind prin aceasta intensitatea mică a procesului de metamorfism. Acelaşi lucru îl dovedeşte şi slaba lui individualizare din punct de vedere optic; în această formă el este aproape complet izotrop. Lamelele mai mari sînt de clinoclor cu un pleocroism destul de accentuat $n_p$ = galben pal; $n_g$ = verde. Calcitul, sub formă de granule uneori bine inidvidualizate sau formînd aglomeraţiuni este rezultatul a două generaţii de carbonatare. Granulele care provin din prima generaţie sînt formate probabil pe seama compoziţiei rocei sedimentare şi sînt mai larg dezvoltate, în timp ce cele care provin din circulaţia ulterioară a soluţiunilor carbonatate căptuşesc diaclazele rocelor sub formă de filonaşe fine sau formează aglomeraţiuni. Sericitul (muscovitul) apare în lamele mici neregulate în asociaţie paralel concrescută cu cele de clorit. Atît sericitul cît şi muscovitul au lamele riguros orientate în şiruri paralele, astfel că şistozitatea rocei este bine evidenţiată. În unele cazuri atît lamelele de sericit sau muscovit, cît şi cele de clorit sînt larg dezvoltate; concreşterile între lamele nu mai sînt frecvente întrucît ele formează fîşii bine individualizate. Se pare că în aceste stadii de individualizare, cloritul trece în pennin. Frămîntările rocei în aceste cazuri sînt foarte evidente: un sistem de lamele ajunge să aibă două, trei schimbări de direcţie. În această formă a rocei cuarţul şi cloritul + sericit + muscovit formează strate sau pături deosebite. În unele din aceste roce prin scăderea cantităţii cloritului pînă la totala lui dispariţie, apare grafitul sub formă de pulbere acoperind complet imaginea rocei sau sub formă de solzişori fini. Aceştia formează uneori agregate alungite în direcţia şistozităţii rocei şi sînt asociate intim cu cele de sericit dînd astfel naştere la filite sau şisturi grafitoase.

In alte tipuri de roce pe măsura scăderii cantitative a cloritului, creşte cantitativ sericitul, dînd astfel naştere la şişturi sericitoase.

## 2. FACIESUL CUARŢOS

Acesta are o răspîndire destul de redusă în regiunea noastră şi se întîlneşte sub formă de intercalaţii mici începînd de la Valea Dobra şi pînă spre Cugir.

În acest facies compoziţia mineralogică şi dispoziţia structurală a rocelor sînt foarte variate. El se caracterizează prin abundenţa sau chiar predominanţa cuarţului.

Cuarţul apare în aceste roce în asociaţie cu muscovit, clorit, albit şi biotit. După raportul dintre cuarţ şi mineralele micacee deosebim următoarele tipuri de roce: cuarţite, şisturi cuarţito-biotito-muscovitice şi filite cuarţito-sericitice sau cloritice.

Institutul Geologic al României

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarț | 30—93 % | 0,2 —2 mm |
| Albit | 5— 9 % | 0,3 —0,8 » |
| Biotit | 1— 6 % | 0,02—0,1 » |
| Clorit | 0— 3 % | 0,02—0,1 » |
| Muscovit | 1—11 % | 0,06—1,5 » |
| Sericit | 0— 9 % | 0,01—0,06 » |
| Rutil | sub 0,1 % | 0,02—0,05 » |
| Zircon | » 0,1 % | 0,01—0,03 » |
| Calcit | » 1 % | 0,05—0,01 » |
| Apatit | » 0,1 % | 0,03—0,06 » |
| Turmalină | » 0,1 % | 0,05—0,08 » |
| Microclin | » 1 % | 0,07—0,09 » |

Rocele sînt de culoare albă cu o ușoară nuanță verzuie, se prezintă sub formă de intercalații în complexul cloritic. Intercalațiile au dimensiuni variind de la cîțiva centimetri la cîteva zeci de metri. Rocele prezintă în general o structură granoblastică, o textură masivă și sînt constituite în cea mai mare parte din cuarț. Granulele de cuarț ating uneori un diametru de 2 mm, sînt rotunjite și prezintă o puternică extincție unduloasă. Prin predominanța granulelor de cuarț, omogenitatea și intima lor asociație cu celelalte minerale constitutive, rocele se prezintă uneori ca niște roce monominerale.

Subordonat granulelor de cuarț, se observă în procente variabile, solzișori de sericit, clorit, granule de microclin, albit, rutil, zircon și calcit.

Uneori structura este fin granoblastică-lepidoblastică iar textura paralelă. Datorită sericitului, care apare în deosebi pe suprafețele de șistozitate și mai ales cînd apare în pături unduloase în asociație cu muscovitul, se imprimă rocei o structură lepidoblastică tipică și o textură paralel sinuoasă. Atunci cînd mineralele micacee apar cantitativ din abundență sau chiar predomină, ele formează pături compacte prin care se ivesc granulele de cuarț în cuiburi sau zone.

Albitul este frecvent maclat polisintetic și conține 3—11% An.

În varietățile mai bogate în sericit se întîlnește în mod sporadic: turmalină, titanit și rutil.

### 3. FACIESUL CALCAROS

Între zona larg dezvoltată a rocelor mesozonale și depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei se desprinde o zonă, de direcție est—vest, nord-est—sud-vest, de calcare cristaline. Urmărindu-le de la vest spre est avem: calcarele de la Romașel, D. Tomnatec, Dealul Tonii, Valea Sebeșului, Dealul Varului, și localitățile Dăbîrca, Poplaca și Rășinari.

Calcarele apar sub formă de lentile sau strate intercalate printre șisturile cristaline epizonale. Cristalinitatea lor este destul de bine marcată, încît chiar cu ochiul liber se văd uneori cristale larg dezvoltate de calcit. În secțiuni subțiri

Institutul Geologic al României

se observă un agregat cu structură mozaicală, format din granule de calcit izometrice, maclat polisintetic. În acest agregat de calcit apar şi unele granule de cuarţ rotunjite (1—8%), solzi sporadici de sericit, muscovit şi clorit.

## *B*) SERIA ŞISTURILOR CRISTALINE DE TIP MESOZONAL

Spre sud de seria şisturilor cristaline de tip epizonal, începînd din dreptul satului Romaşel, pe la sud de Strugarul, nord de Sugag, Tilişca şi sud de confluenţa Văii Dobra cu Valea Muntelui, apare seria şisturilor cristaline de tip mesozonal.

Această serie este caracterizată în deosebi prin metamorfozarea unui complex argilo-grezos, cu intercalaţiuni de dimensiuni reduse de marne, care au dat naştere cuarţitelor, micaşisturilor, paragnaiselor şi amfibolitelor.

Aceste roce au suferit şi unele injecţiuni aplito-pegmatitice, care au dat naştere la diverse tipuri de gnaise, pegmatite şi aplite.

Din punct de vedere al compoziţiei mineralogice, se pot distinge în general următoarele faciesuri: faciesul micaceu, faciesul feldspatic şi faciesul amfibolic.

Rocele seriei de tip mesozonal prezintă o largă varietate de structuri şi texturi, începînd de la structura blastopelitică şi pînă la cea oculară şi granitică tipică. Variaţiile texturale merg de la cele şistoase perfect paralele sau unduloase, la cele neorientate şi masive.

În general, rocele sînt destul de puternic frămîntate. Prin predominanţa biotitului, ele au o culoare pestriţă, ca la micaşisturile biotitice, însă pe măsură ce creşte cantitatea de feldspaţi şi cuarţ, ele se deschid la culoare şi devin mai albicioase. Rocele în care predomină amfibolul şi biotitul, prezintă culori închise, verzi-negricioase.

Trebuie să menţionăm chiar de la început că rocele care au dat naştere la gnaise şi amfibolite au fost sedimentate într-un regim bogat în carbonat de calciu.

### 1. FACIESUL MICACEU

Acest facies are o dezvoltare destul de largă între şisturile cristaline de tip mesozonal. Astfel întîlnim o zonă în partea de nord a regiunii şi anume între Romaşel—Vf. Voidean—Dealul Sasului şi Dealul Bord, zonă care se continuă spre vest pe Valea Sebeşului la Sugag şi Dealul Nedeiului — Rod şi Tilişca.

O zonă mai larg dezvoltată se întîlneşte în regiunea Munţilor Bătrîna—Tomnatec—Paltina—Valea Cibanului şi Culmea Frumoasa.

O a treia zonă se dezvoltă şi mai la sud şi anume în zona Scîrna—Steaua—Comărnicelul—Vîrful lui Petru—Smida—Salanele—Piatra Albă—Stefleşti şi Cristeşti.

Din cauza variaţiei foarte mici a compoziţiei mineralogice, o clasificare a micaşisturilor este foarte greoaie, întrucît există treceri continui între diferitele tipuri de roce.

Institutul Geologic al României

Dacă luăm în considerare tabelul rezumativ de mai jos şi extremele putem ajunge la următoarea clasificare:

*a)* Micaşisturi cu biotit;
*b)* Micaşisturi cu granaţi;
*c)* Micaşisturi cu disten;
*d)* Micaşisturi cu staurolit;
*e)* Micaşisturi cu turmalină;
*f)* Micaşisturi cu hornblendă;
*g)* Cuarţite biotitice.

Limitele în care variază cantitatea procentuală a mineralelor principale de mai sus, sunt date în tabloul de mai jos.

| | Plagioclaz % | Cuarţ % | Mice % | Granaţi % | Disten % | Staurolit % | Turmalină % | Hornblendă % |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Micaşisturi cu biotit . . | 1— 3 | 11—31 | 31—43 | sub 1 | — | — | sub 1 | — |
| » cu granaţi . . | 1— 2 | 11—39 | 6—33 | 2—21 | sub 1 | sub 1 | — | — |
| » cu disten . . | 1— 3 | 12—42 | 3—20 | sub 1 | 5—96 | sub 1 | — | — |
| » cu staurolit . | 1— 8 | 10—40 | 11—43 | » | sub 1 | 3—10 | — | — |
| » cu turmalină . | sub 1 | 10—36 | 12—60 | » | » | — | 2—13 | — |
| » cu hornblendă | 1— 4 | 7—37 | 3—40 | » | » | — | — | 1—9 |
| Cuarţite biotitice . . . . | 7—10 | 52—85 | 5—23 | » | — | — | — | — |

### *a)* MICAŞISTURILE CU BIOTIT

În micaşisturile cu biotit se pot urmări foarte uşor două fenomene bine distincte: pe de o parte, fenomenul de accentuarea metamorfismului, iar pe de alta, de retromorfism.

Procesul de formare a biotitului ca urmare a accentuării metamorfismului poate fi uşor urmărit. Ca fenomen caracteristic cu totul general, este de semnalat acumularea de substanţe feruginoase care vor intra apoi în alcătuirea sa. La început biotitul apare fără conture proprii, ca nişte pete brune continuînd să aibă acelaşi aspect ca şi aglomerările de oxizi de fier, apoi proprietăţile sale optice încep să se evidenţieze. În momentul în care indivizii încep să adopte conturele caracteristice, plajele limonitice din opace devin birefringente.

In formele de trecere spre şisturi cu biotit, apare şi albitul, la început în cristale rare, apoi din ce în ce mai frecvente. Dimensiunile cristalelor de albit sînt mai mari decît granulele medii de cuarţ, nu formează, însă, niciodată porfiroblaste.

În procesul de retromorfism, se observă două variante: pe de o parte, biotitul trece în muscovit, iar pe de alta, în clorit.

Institutul Geologic al României

În compoziţia lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cuarţ | 16 —31% | 0,06—0,1—1 | mm |
| Biotit | 31 —43% | 0,03—0,9—2 | » |
| Plagioclazi | 1 — 3% | 0,06—0,1—0,8 | » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Clorit | 0,5 — 9% | 0,02—0,9 | mm |
| Minereu | 0,2 — 2% | 0,01—0,08 | » |
| Apatit | 0,1 — 0,6% | 0,01—0,06 | » |
| Zircon | 0,03— 0,07% | 0,01—0,05 | » |
| Epidot | 0,5 — 4% | 0,03—0,8 | » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Muscovit | 0,06—1 | mm |
| Turmalină | 0,1 —0,8 | » |
| Granat | 0,6 —1 | » |
| Calcit | 0,06—0,8 | » |

Structura rocelor este lepidoblastică, iar textura paralel sinuoasă.

Cuarţul este, în general, microgrăunţos. Variaţia dimensiunilor sale determină aspecte deosebite. Există forme în care el are dimensiunile normale de 0,5 mm, ajungînd pînă la 1 mm. Acestea sînt faciesurile mai grăunţoase, care se disting adeseori şi printr-o culoare generală mai albicioasă. În majoritatea cazurilor, însă, granulaţia cuarţului rămîne ca la şisturile cloritoase, observîndu-se uneori chiar o reducere cantitativă.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate ce ajung să atingă dimensiuni în medie de 1 mm. În general, lamelele sale sînt dispuse paralel, iar orientarea lor este destul de accentuată şi constantă pentru a determina o bună şistozitate a rocei. Există însă şi roce în care lamelele de biotit sînt dispuse divergent sau prezintă îndoiri. Frecvent, biotitul se prezintă într-o varietate brun-verzuie, cu pleocroism foarte accentuat pînă la galben-pal, cîte odată culoarea sa variază de la brun-roşcat la galben. De obicei, conţine numeroase incluziuni de minereu, zircon şi cuarţ.

Plagioclazul este un oligoclaz acid şi se întîlneşte sub formă de xenoblaste proaspete, fin maclate, care conţin 9—15 % An. Într-un mod cu totul sporadic au fost întîlnite şi micaşisturi fără plagioclazi.

Muscovitul şi cloritul sînt apariţiuni de ordin secundar. Prezenţa cloritului este mai generală, el găsindu-se cu regularitate în toate asociaţiile acestor micaşisturi; muscovitul însă, nu prezintă o regularitate în ce priveşte apariţia lui, dar poate să apară uneori într-o cantitate excesiv de mare.

Variaţia cantitativă a acestor două minerale permite separarea mai multor tipuri de micaşisturi cu biotit.

În zonele superficiale ale micaşisturilor biotitice, apar micaşisturile muscovitice. Prezenţa muscovitului şi a cloritului nu schimbă nimic din caracterul

Institutul Geologic al României

general al rocelor. În acest tip de roce cuarțul apare mult mai masiv, sub formă de cristale de dimensiuni foarte variate şi formează, în general, marea masă a rocei; sau se dispune în zone sau pături compacte şi numai arareori este grupat în cuiburi. Biotitul, cloritul şi muscovitul formează strate subțiri bine delimitate alcătuind în felul acesta o alternanță de pături de cuarț şi minerale micacee.

Pe măsura creşterii intensității metamorfismului, asociației: biotit, cuarț şi plagioclaz i se mai adaugă şi epidotul. Acest tip de rocă reprezintă un stadiu de tranziție către micaşisturile biotitice cu granați.

Faptul că aceste micaşisturi cu epidot, deşi sînt normale apar însă cu totul sporadic, trebuie explicat prin aceia că lipseşte materialul necesar formării epidotului. Lipsa epidotului constituie un indiciu prețios asupra naturii rocelor sedimentare, ea arată că este vorba de roce sedimentogene sărace în calciu, care numai local au putut însă să aibă şi un conținut mai ridicat în carbonat de calciu.

În formele cu epidot se întîlnesc următoarele minerale: clorit, biotit, cuarț, calcit, epidot şi albit.

Cloritul în asociație cu biotitul formează un fond peste care se suprapune epidotul şi calcitul. Epidotul apare în cristale prismatice scurte sau izometrice, formînd aglomerări şi este puternic pleocroic. În spațiile dintre lamelele de clorit şi biotit se găsesc granule mărunte de calcit.

### *b)* MICAŞISTURILE CU GRANAȚI

Aceste micaşisturi au o dezvoltare destul de largă în faciesul micaceu şi se pot distinge două zone dirijate aproximativ nord-est 50°—70° şi anume o zonă ce ocupă Muntele Bătrîna—Mijlocia şi o altă zonă mai sudică.

În compoziția lor mineralogică intră:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cuarț | 11 —39% | 0,3 —0,8— 1 | mm |
| Biotit | 3 —14% | 0,06—0,1— 1,5 | » |
| Muscovit | 3 —19% | 0,06—0,1— 1 | » |
| Granat | 2 —21% | 0,5 —1 —15 | » |
| Plagioclaz | 1 — 2% | 0,05—0,1— 1 | » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Clorit | 0,5— 6% | 0,02—1 | mm |
| Rutil | sub 1% | 0,01—0,09 | » |
| Zircon | sub 1% | 0,01—0,06 | » |
| Apatit | sub 1% | 0,03—0,1 | » |
| Minereu | 0,5— 1% | 0,01—0,6 | » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Staurolit | 0,9 —1,2 | mm |
| Disten | 0,7 —1 | » |
| Actinot | 0,05—1 | » |

Institutul Geologic al României

Structura rocelor este lepidoblastică-porfiroblastică, textura şistoasă-sinuoasă.

Fenomenele de retromorfism şi de creştere a intensităţii metamorfismului sînt observabile şi la micaşisturile cu granaţi. În toate cazurile se vede clar că granatul se formează pe seama cloritului. Acest fenomen se observă mai ales la cristalele mari de clorit care trec în cristale izotrope, scheletiforme de granat.

În unele secţiuni imaginea acestui fenomen ne apare invers. Granatul este intens fisurat şi ciuruit de numeroase incluziuni de minerale micacee, magnetit, rutil, staurolit şi mai ales clorit. Prezenţa cloritului este cu totul neînsemnată; el nu reprezintă decît fie resturi sporadice, fie apariţii de neoformaţie, datorite retromorfismului, Cuarţul apare întotdeauna în cantitate foarte mare. Tipurile foarte bogate în biotit sînt prin excelenţă cuarţoase. Cristalele de cuarţ sînt de dimensiuni de ordinul zecimilor de milimetri. Conturele granulelor sînt neregulate, coptarea unei forme alungite se manifestă în deosebi la cristalele mici. Orientarea optică nu pare să prezinte o regulă.

În general, cuarţul formează marea masă a rocei, fondul pe care apar celelalte minerale. Uneori, asociat cu el apare şi un plagioclaz cu 14—16 % An în granule de dimensiuni şi cu habitusuri asemănătoare cuarţului.

Muscovitul este prezent în toate tipurile de micaşisturi granatifere şi apare sub formă de lamele de dimensiuni variabile, dispuse de regulă în fîşii paralele cu şistozitatea. Frecvent, apare asociat cu biotitul şi formează împreună cu acesta fîşii cu aspecte fluxionale. Cînd apare în cantitate redusă, lamelele sale sînt răspîndite în toată masa rocei, uneori într-un mod cu totul dezordonat.

Biotitul, subordonat muscovitului, apare de obicei în lamele mai scurte şi este foarte puternic pleocroic. De regulă el este cloritizat şi conţine numeroase incluziuni de magnetit şi zircon.

Granatul (almandin) apare de obicei sub formă de cristale izometrice, de dimensiuni variabile (1—15 mm); este foarte abundent şi risipit în mod neregulat în masa rocei. În general se prezintă sub formă de porfiroblaste, care sînt mulate în deosebi de minerale micacee.

De-a lungul crăpăturilor ce le prezintă acest mineral, a pătruns mineralele micacee, cuarţ, minereu, etc. Asociaţia granatului cu cloritul este destul de frecventă. Acesta din urmă în stadiile mai avansate de retromorfism, începe să se individualizeze şi formează atunci o pîslă verde peste granulele mici provenite din zdrobirea şi ciuruirea unui cristal de granat mai mare. Granatul e brun-negricios; în secţiuni subţiri este roz.

### *c)* MICAŞISTURILE CU DISTEN

Aceste micaşisturi se desfăşoară şi ele pe două zone şi anume: o zonă destul de larg dezvoltată ce trece la nord de Culmea Pîrva în spre Valea Tomnate-

Institutul Geologic al României

culuí, iar cealaltă, mult mai la sud şi mai îngustă, este cantonată între Vf. lui Petru şi partea dreaptă a Rîului Frumoasa.

Micaşisturile cu disten formează o serie de tranziţie între micaşisturile cu granat şi cele cu staurolit şi către paragnaise.

În general, pe măsură ce scade cantitativ granatul şi mineralele micacee, în aceeaşi măsură creşte cantitativ distenul şi cuarţul.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarţ | 12—42% | 0,5 — 1 —1,6 mm |
| Disten | 5—96% | 0,7 —30 —1,60 » |
| Muscovit | 3—20% | 0,6 — 1 —1,5 » |
| Plagioclaz | 1— 3% | 0,08— 0,6—0,9 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Zircon | sub 1% | 0,01— 0,1 mm |
| Minereu | » | 0,01— 0,8 » |
| Apatit | » | 0,02— 0,6 » |
| Rutil | » | 0,01— 0,08 » |
| Sericit | » | 0,01— 0,05 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Biotit (clorit) | 0,03— 0,8 mm |
| Granat | 0,3 — 2 » |
| Staurolit | 0,7 — 3 » |
| Turmalină | 0,08— 1 » |

Structura rocelor este granoblastică-porfiroblastică, iar textura masivă.

Cuarţul, sub formă de cristale larg dezvoltate, formează fîşii bine individualizate. În general, prezintă extincţii unduloase perpendiculare pe şistozitate.

Muscovitul, în lamele mari, formează deasemenea zone largi. Unele lamele de muscovit prezintă local unele aglomerări de solzi fini de sericit.

Distenul apare sub formă de cristale prismatice, larg dezvoltate şi care de regulă se localizează între lamelele de muscovit sau chiar printre aglomeraţiunile de sericit. Unghiul lui de extincţie este $c: n_g = 30°$, iar $2V = 81°—84°$.

Merită a fi semnalat faptul că aceste roce sînt lipsite în general de biotit. În unele zone de pe Valea Tomnatecului, sub Culmea Pîrva şi pe Valea Frumoasă, apar unele tipuri de roce formate preponderent din disten, cu ceva cuarţ, în asociaţie intimă cu muscovitul. Aceştia din urmă sînt însă cu totul subordonaţi distenului, dînd în felul acesta naştere la adevărate distenite.

Plagioclazii (oligoclaz acid) apar sub formă de cristale mărunte, proaspete şi conţin 9—12 % An.

Granaţii apar în cantitate destul de mare sub formă de cristale mărunte, proaspete şi dispuse într-un mod cu totul neregulat în masa rocei, însă în mod sporadic.

Institutul Geologic al României

Staurolitul apare destul de rar, sub formă de porfiroblaste prismatice lipsite de feţe terminale.

### *d)* MICAŞISTURILE CU STAUROLIT

Micaşisturile cu staurolit se dezvoltă în deosebi în partea de sud a regiunei cercetate, însă se întîlnesc sub formă de intercalaţii de dimensiuni mai mici şi în zona mediană.

Aceste micaşisturi nu formează o zonă unitară. Ele apar doar ca nişte faciesuri speciale printre micaşisturile cu disten sau cu granaţi.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarţ | 14—40% | 0,08—0,7 — 1 mm |
| Muscovit | 6—21% | 0,06—0,8 — 1,2 » |
| Staurolit | 3—10% | 0,6 —1 —30 » |
| Biotit | 5—22% | 0,04—0,6 — 1 » |
| Plagioclaz | 1— 8% | 0,05—0,4 — 0,8 » |
| Sericit | 1— 5% | 0,01—0,04— 0,5 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Minereu (ilmenit şi magnetit) | 1— 5% | 0,06—1 mm |
| Apatit | sub 1% | 0,03—0,1 » |
| Zircon | » | 0,01—0,08 » |
| Rutil | » | 0,01—0,05 » |
| Clorit | 0— 7% | 0,1 —0,9 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Granat | 0,7 —1,3 mm |
| Disten | 0,9 —1 » |
| Turmalină | 0,3 —0,8 » |

Structura rocelor este lepido-porfiroblastică, iar textura şistoasă.

Staurolitul apare sub formă de cristale prismatice, larg dezvoltate, sau sub formă de granule complet zdrobite conţinînd numeroase incluziuni de minereu, rutil, turmalină, cuarţ, substanţe grafitoase, etc. Uneori, staurolitul este transformat total sau în parte într-un agregat sericitic. De regulă apare în asociaţie cu fîşiile micacee, avînd însă o dispoziţie oblică sau chiar perpendiculară pe direcţia şistozităţii. Este uşor pleocroic şi are $2V = 88°$. Celelalte componente apar cu caracteristicele descrise mai sus, la celelalte tipuri de micaşisturi.

### *e)* MICAŞISTURILE CU TURMALINĂ

Aceste micaşisturi apar cu totul sporadic sub formă de intercalaţii printre micaşisturile cu disten în partea de sud a regiunii cartate. Astfel de micaşisturi au fost întîlnite pe Valea Sebeşului în amont şi aval de confluenţa sa cu Valea Prigoana.

Institutul Geologic al României

În constituția lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarț | 10 —36% | 0,06—0,5— 1,5 mm |
| Muscovit | 6 —21% | 0,02—0,5— 1 » |
| Biotit | 6 —39% | 0,02—0,5— 0,8 » |
| Turmalină | 2 —13% | 0,2 —0,6—26 » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Zircon | sub 1% | 0,01—0,1 mm |
| Apatit | » | 0,03—0,9 » |
| Rutil | » | 0,01—0,08 » |
| Clorit | 0 — 8% | 0,01—1 » |
| Epidot | 0 — 2% | 0,06—1 » |
| Minereu | 1 — 4% | 0,01—1 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Plagioclazi | 0,2 —1 mm |
| Disten | 0,4 —1,6 » |
| Granat | 0,7 —2 » |

Structura rocelor este lepidoblastică-porfiroblastică, iar textura paralel șistoasă.

În aceste micașisturi, turmalina apare sub formă de cristale cu *habitus* perfect prismatic, larg dezvoltate și puternic pleocroice ($n_p$ = galben-brun verzui-albăstrui; $n_g$ = galben). Uneori cristalele mai mici de turmalină apar sub formă de aglomerațiuni dispuse în mod neregulat în masa rocei.

### *f)* MICAȘISTURILE CU HORNBLENDĂ

Și aceste micașisturi apar cu totul accidental printre celelalte micașisturi și mai ales printre micașisturile cu disten și granat.

În compoziția lor mineralogică semnalăm prezența următoarelor minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarț | 7 —37% | 0,01—0,8—1 mm |
| Biotit | 3 —40% | 0,01—0,3—1,8 » |
| Hornblendă | 1 — 9% | 0,6 —1 —3 » |
| Plagioclaz | 1 — 4% | 0,01—0,2—0,7 » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Minereu | 0,4— 2% | 0,01—0,8 mm |
| Titanit | sub 1% | 0,06—0,9 » |
| Apatit | » | 0,02—0,5 » |
| Zoizit | 0,6— 2% | 0,01—0,3 » |
| Epidot | 0,7— 2% | 0,04—1 » |
| Calcit | 0,2— 0,9% | 0,06—0,9 » |
| Clorit | 0,5— 7% | 0,01—0,6 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Granat | 0,7 —3 mm |
| Disten | 0,08—1 » |

Institutul Geologic al României

Structura rocelor este grano-lepidoblastică cu tendință spre cea porfiroblastică, iar textura este şistoasă.

Hornblenda apare sub formă de xenoblaste uneori destul de larg dezvoltate; este puternic pleocroică: $n_p$ = incolor galben-verzui; $n_m$ = verde-albăstrui; $n_g$ = verde, cu $n_g : c = 15° - 19°$, iar $2V = 70° - 76°$. În general este puternic alterată, zdrobită şi ciuruită de numeroase incluziuni de minereu, titanit, apatit, epidot, cuarţ, biotit, etc.

### *g)* CUARŢITELE BIOTITICE

Printre micaşisturi şi paragnaise, apar subordonat şi cuarțite biotitice. Cele mai importante intercalații se întîlnesc în regiunea Poiana, Valea Cugirului, Valea Rece, Valea Pietrosului şi Valea Sebeşului.

În compoziția acestor cuarțite intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cuarţ | 52—85% | 0,05—0,5 —1 | mm |
| Biotit | 5—23% | 0,03—0,08—0,5 | » |
| Feldspați | 7—10% | 0,06—0,6 —1,6 | » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Rutil | sub 1% | 0,01—0,08 | mm |
| Zircon | » | 0,01—0,2 | » |
| Apatit | sub 1% | 0,04—0,7 | » |
| Minereu | 1— 4% | 0,01—1 | » |
| Clorit | 2— 9% | 0,03—0,6 | » |
| Epidot | 1— 2% | 0,03—1 | » |
| Clinozoizit | 1— 1,5% | 0,01—0,6 | » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Muscovit | 0,04—1 | mm |
| Microclin | 0,3 —1 | » |
| Granat | 0,7 —1 | » |

Structura rocelor este granoblastică pînă la porfiroblastică.

Biotitul apare sub formă de lamele brune-oliv-verzui, cîteodată roşcate, slab pleocroice. În general apare în concreştere cu epidotul şi clinozoizitul şi prezintă numeroase incluziuni de zircon şi rutil; frecvent însă este cloritizat (pennin).

Cuarțul care este componenta principală, apare sub formă de granule cu conture neregulate şi de dimensiuni variabile. Frecvent este puternic cataclazat.

Feldspații sînt reprezentați prin: microclin şi mai ales oligoclaz, în cristale care apar uneori destul de larg dezvoltate şi care numai arareori formează şi porfiroblaste. În general însă ei sînt antrenați în zonele cuarțoase unde sînt dispuşi într-un mod cu totul neregulat sub formă de granule alungite. Rar sînt maclați, iar clivajele lor sînt marcate de şiraguri de pulberi şi foițe sericitice care le dau un aspect tulbure.



Institutul Geologic al României

Muscovitul apare în lamele mici, izolate şi orientate paralel cu şistozitatea rocei. Marea majoritate a lamelelor de muscovit provine din transformarea biotitului. În unele lamele se observă şi rare relicte de biotit, iar fierul se localizează sub formă de granule fine de oxizi de fier, de-a lungul clivajelor.

## 2. FACIESUL FELDSPATIC

Acest facies este reprezentat prin toate tipurile de gnaise. Gnaisele în totalitatea lor au o dezvoltare cu mult mai largă decît micaşisturile.

În regiunea cercetată se individualizează o zonă de gnaise în partea de nord începînd de la Plevaia—Răchita—Muncelul—Ivănişul—Fîntînele—Guga Mare şi pînă la Dealul Curmătura, şi o a doua zonă, mai la sud, începînd de la Maleia la Surianul—Plevaia—Dîmbul Şerpilor şi Valea Frumoasă.

În complexul acesta gnaisic putem deosebi următoarele tipuri de roce:

Paragnaise;
Gnaise mixte: muscovitice, biotitice sau cu două mice;
Gnaise de injecţie: lenticulare, oculare;
Gnaise aplitice;
Gnaise granitice;
Pegmatite;
Cuarţ cristalin.

### *a)* PARAGNAISELE

Pe teren aceste gnaise se pot deosebi cu greu de gnaisele mixte, întrucît prezintă toate gradele de tranziţii, tranziţii ce se observă şi către micaşisturi.

Ele au, în general, o răspîndire destul de largă şi formează zone destul de mari printre celelalte gnaise.

În lucrarea lui VENDL asupra Munţilor Sebeş, ele sînt descrise sub denumirea de gnaise şistoase.

În compoziţia lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Plagioclaz | 15 —50% An | 0,03—1,5 | mm |
| Cuarţ | 5 —40% | 0,05—1,5 | » |
| Biotit | 15 —30% | 0,02—1,5 | » |
| Muscovit | 0 —17% | 0,02—1 | » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Magnetit | 0,15— 3 % | 0,05—1 | mm |
| Apatit | 0,08— 0,2% | 0,02—0,4 | » |
| Titanit | 0,01— 0,1% | 0,03—0,2 | » |
| Rutil | 0,01— 0,02% | 0,01—0,2 | » |
| Epidot | 0,01—10% | 0,03—1 | » |
| Clorit | 0,2 — 6% | 0,02—1 | » |
| Sericit | 0,03— 0,09% | 0,01—0,06 | » |
| Clinozoizit | 0,01— 3% | 0,05—0,8 | » |

Institutul Geologic al României

Minerale sporadice:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Granat | 0 — 5% | 0,07—0,8 | mm |
| Hornblendă | 0 —11% | 0,2 —1,5 | » |
| Turmalină | 0 — 1% | 0,06—0,9 | » |
| Pirită | 0 — 0,5% | 0,05—0,6 | » |

Parametri Niggli:

| | | |
|---|---|---|
| *si* | = 170 — | 301 |
| *al* | = 30 — | 35 |
| *fm* | = 25 — | 35 |
| *c* | = 0,5 — | 15 |
| *alk* | = 15 — | 23 |
| *k* | = 0,13 — | 0,53 |
| *mg* | = 0,35 — | 0,50 |
| *qz* | = + 6 — | +133 |
| *ti* | = 0,60 — | 2 |
| *c/fm* | = 0,01 — | 0,61 |

Normată:

| | | |
|---|---|---|
| *ap* | = 0 — | 4,33% |
| *il* | = 0,29— | 1,80% |
| *or* | = 3 — | 21% |
| *ab* | =18 — | 39% |
| *an* | = 0,2 — | 20% |
| *c* | = 0 — | 13% |
| *mt* | = 0,4 — | 3% |
| *h* | = 0 — | 1% |
| *wo* | = 0 — | 4% |
| *en* | = 2 — | 11% |
| *frs* | = 0 — | 3% |
| *Q* | = 2 — | 38% |

Structura rocelor este granoblastică-lepidoblastică, iar textura şistoasă-sinuoasă.

Plagioclazul se prezintă sub formă de xenoblaste, uneori destul de larg dezvoltate. Frecvent, însă, apare sub formă de cristale mici, proaspete, fin maclate şi zonate.

Conţinutul în anortit variază între 7 — 18 %, cei zonaţi prezintă un nucleu cu 7 — 15 % An, iar zona de margine cu 10 — 16 % An, cu $2V = 83° - 87°$ şi semnul optic pozitiv. Cristalele mai mari sînt în general sericitizate şi conţin numeroase incluziuni de clinozoizit, muscovit, cuarţ, mai rar biotit, zircon şi apatit.

Cuarţul apare de obicei sub formă de granule cu conture complet rotunjite, de mărimi variabile şi cu extincţii puternic unduloase. Cristalele mai mari arată o tendinţă de alungire în direcţia şistozităţii rocei.

Biotitul, sub formă de lamele, uneori larg dezvoltate, este parţial sau total cloritizat şi conţine numeroase incluziuni de minereu, apatit, zircon şi rutil.

Muscovitul este şi el destul de larg dezvoltat şi apare în asociaţie cu biotitul.

Granaţii, hornblenda şi turmalina, apar de obicei în mod sporadic sub formă de cristale bine dezvoltate; rar formează porfiroblaste.

Din tabelele de mai sus se vede că rocele sînt destul de cuarţoase şi bogate în feldspaţi. Raportul între cuarţ şi feldspaţi este 1 : 2, între feldspaţii potasici şi plagioclazi 1 : 3 iar între componentele leucocrate şi cele melanocrate 4 : 1.

### *b)* GNAISELE MIXTE

Aceste gnaise au cea mai largă răspîndire în faciesul feldspatic şi se întîlnesc pe zone destul de întinse, mai ales în cele bogate în fenomene de feldspatizare şi



Institutul Geologic al României

pegmatitizare. Între ele putem deosebi după predominanța muscovitului sau biotitului: gnaise mixte muscovitice, biotitice sau gnaise cu două mice.

α) *Gnaisele mixte muscovitice.* În general, rocele sînt șistoase, cu granule fine și au o textură paralel-lenticulară. Structura lor este granoblastică cu treceri spre cea grano-lepidoblastică. Uneori prin apariția granaților în cristale mari sau a plagioclazilor sub formă de porfiroblaste, ele prezintă o structură porfiroblastică. Alteori, prin apariția granaților sub formă de cristale mărunte, care ciuruiesc în general cuarțul și feldspații, rocele prezintă o structură poikilitică.

Printre aceste gnaise se găsesc frecvente intercalații de aplite, pegmatite, gnaise de injecție, amfibolite și roce eruptive.

În compoziția lor mineralogică se întîlnesc următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Microclin . . . . . | 12 —31% | 0,3 —1 —1,2 mm |
| Plagioclaz . . . . . | 7 —29% | 0,3 —1 —7 » |
| Cuarț . . . . . | 26 —50% | 0,06—0,5—1 » |
| Muscovit . . . . . | 6 —10% | 0,03—0,5—1,3 » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Zircon . . . . . | sub 1% | 0,01—0,2 mm |
| Titanit . . . . . | » | 0,01—1,5 » |
| Minereu . . . . . | 0,5— 1% | 0,01—1 » |
| Apatit . . . . . | sub 1% | 0,06—0,4 » |
| Clinozoizit . . . . . | » | 0,03—0,6 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Granat . . . . . | 0 —2 mm |
| Biotit . . . . . | 0,03—0,3 » |
| Clorit . . . . . | 0,01—0,2 » |

| Parametri Niggli | | Normată | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 507 | *il* | = 0,45 |
| *al* | = 44 | *or* | = 22,35 |
| *fm* | = 12 | *ab* | = 21,45 |
| | = 10 | *an* | = 7,55 |
| *alk* | = 34 | *c* | = 0,07 |
| *k* | = 0,44 | *mt* | = 0,75 |
| *mg* | = 0,04 | *h* | = 0,30 |
| *qz* | = + 271 | *en* | = 0,01 |
| *ti* | = 1,91 | *Q* | = 54,46 |
| *p* | = 0,04 | | |
| *c/fm* | = 0,83 | | |

În aceste gnaise muscovitul apare sub formă de lamele orientate perfect paralel cu șistozitatea rocei și formează fîșii bine individualizate, printre fîșiile cuarțo-feldspatice. Unele lamele de muscovit prezintă frapante extincții undu-

Institutul Geologic al României

loase perpendicular pe şistozitate şi în felul acesta scot bine în evidenţă intensitatea presiunilor laterale.

În general, lamelele de muscovit sînt proaspete, larg dezvoltate, şi prezintă sporadice incluziuni fine de magnetit şi zircon, mai rar de cuarţ. Uneori, unele lamele prezintă un uşor pleocroism, iar unghiul 2V variază între 36°— 38°.

Cuarţul apare, în general, sub formă de granule alungite după şistozitatea rocei şi formează, împreună cu feldspaţii, fîşii perfect paralele în alternanţă cu cele micacee. Uneori însă apare şi sub formă de granule izometrice. În general, prezintă conture neregulate şi urmele unei cataclaze destul de pronunţate. Astfel, arată numeroase zdrobiri, extincţii unduloase divergente şi orientări optice diferite, chiar la granule mai mici provenite din zdrobirea unui cristal mai mare.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, în general, bine dezvoltate, proaspete, rar se observă maclele sale caracteristice, frecvent însă prezintă extincţii unduloase. După (001) are extincţii ce variază între 15°— 17°. Rar prezintă mirmekite, frecvent însă prezintă incluziuni de granule fine de cuarţ, plagioclazi sau solzi de muscovit.

Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste, unele larg dezvoltate, altele sub formă de microlite. Unele cristale pot atinge uneori şi un diametru de 7 mm şi atunci se prezintă sub formă de porfiroblaste. În general, sînt proaspeţi, maclaţi după legea albitului şi periclinului şi conţin între 3 — 9% An. Foarte adeseori conţin sub formă de incluziuni, cristale fine de cuarţ, granat, microclin sau muscovit, mai rar clinozoizit.

Biotitul apare cu totul sporadic, mai mult sub formă de relicte, fiind, în general, aproape total cloritizat şi conţine incluziuni de magnetit şi zircon.

Granaţii apar sub formă de cristale izometrice mărunte şi formează uneori aglomeraţiuni zonare. Frecvent, ei apar sub formă de incluziuni, mai ales în feldspaţi, dînd aspecte poikilitice.

Minereul, negru, opac, se prezintă uneori sub formă de cristale idiomorfe, alteori, mai frecvent, sub formă de granule fine cu conture neregulate atît ca incluziuni cît mai ales însoţind biotitul şi muscovitul.

Clinoizoizitul, în granule izometrice, apare într-un mod cu totul neregulat. Axa *c* cu liniile de clivaj formează un unghi de 20°, este pozitiv şi cu 2V=79°.

Faţă de titanit şi zircon, apatitul este mult mai abundent.

Din tabelul de mai sus reiese destul de clar că rocele sînt foarte bogate în feldspaţi potasici, iar raportul între aceşti feldspaţi şi plagioclazi este aproape 1 : 1. Raportul între componentele leucocrate şi cele melanocrate este aproximativ de 100 : 1.

β) *Gnaisele mixte biotitice.* Aceste gnaise au o dezvoltare la fel de mare ca şi cele muscovitice, cu care sînt intim asociate şi se deosebesc de ele numai prin aceia că biotitul înlocuieşte aproape total muscovitul.

Institutul Geologic al României

În compoziția lor mineralogică semnalăm prezența următoarelor minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Microclin | 18 —42% | 0,1 —1 —1,8 | mm |
| Plagioclazi | 12 —58% | 0,2 —1 —2,5 | » |
| Cuarț | 11 —36% | 0,1 —0,8—1 | » |
| Biotit | 7 —21% | 0,15—1 —1,5 | » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Apatit | 0,5 — 1 % | 0,1 —0,6 | mm |
| Titanit | 0,2 — 0,5% | 0,03—0,1 | » |
| Zircon | 0,02— 0,1% | 0,01—0,06 | » |
| Epidot | 0,1 — 0,5% | 0,1 —1 | » |
| Minereu | 0,5 — 3 % | 0,06—1 | » |
| Clorit | 1 — 5 % | 0,03—1 | » |
| Clinozoizit | sub 1 % | 0,03—0,5 | » |
| Sericit | » | 0,01—0,07 | » |

Minerale sporadice:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Muscovit | 0 — 0,5% | 0,1 —1 | mm |
| Hornblendă | 0 — 3 % | 0,5 —1,5 | » |
| Turmalină | 0 — 1 % | 0,5 —1 | » |
| Granat | 0 — 1 % | 0,5 —1,5 | » |

| Parametri Niggli | | | | Normată | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *si* | = 188 | — | 366 | *ap* | = 0,2— | 0,3 |
| *al* | = 32 | — | 39 | *il* | = 0,7— | 0,9 |
| *fm* | = 19 | — | 29 | *or* | = 25 | —49 |
| *c* | = 6 | — | 18 | *ab* | = 34 | —45 |
| *alk* | = 20 | — | 35 | *an* | = 0 | — 2 |
| *k* | = 0,23— | | 0,43 | *mt* | = 1 | — 2 |
| *mg* | = 0,14— | | 0,22 | *wo* | = 0 | — 0,7 |
| *qz* | =+ 8 | —+124 | | *en* | = 0 | — 1 |
| *ti* | = 1 | — | 2 | *fs* | = 0 | — 1 |
| *p* | = 0,31— | | 0,40 | *Q* | = 0 | —27 |
| *c/fm* | = 0,34— | | 0,60 | | | |

Structura rocelor este granoblastică-porfiroblastică, iar textura șistoasă.

Microclinul, sub formă de xenoblaste, este uneori destul de larg dezvoltat. În general, feldspații potasici sînt pigmentați cu o pulbere fină și numai pe margini prezintă destul de pronunțat apariția microclinului. Transformări în schachbrettalbit sînt rare, în schimb aspectele pertitice și mirmekitice sînt destul de frecvente. În rocele în care hornblenda apare în cantitate mai mare, iar cuarțul scade cantitativ în mod simțitor, microclinul este înlocuit de plagioclazi.

Plagioclazii apar de asemenea sub formă de xenoblaste, sînt fin maclați polisintetic și conțin între 6 — 18% An. În varietățile în care apare și hornblenda, plagioclazii prezintă și aspecte zonare în care nucleul conține 11 — 15% An, iar zona marginală 14 — 17 % An.

Institutul Geologic al României

Paralel cu cloritizarea biotitului, plagioclazii se sericitizează şi conţin ca incluziuni alături de sericit, microclin, cuarţ, biotit, clinozoizit şi apatit.

Cuarţul se prezintă sub formă de granule izometrice relativ fine cu conture neregulate şi conţine uneori incluziuni sporadice de: biotit, zircon, magnetit, clorit.

Biotitul este de culoare brună, prezintă un pleocroism destul de accentuat şi este în parte cloritizat. Prin alterare înaintată se vede cum biotitul se transformă treptat în agregate cloritoase cu numeroase incluziuni de titanit, apatit, zircon, magnetit şi epidot.

Hornblenda însă, apare sub formă de cristale prismatice şi apare într-un mod cu totul sporadic. E pleocroică: $n_p$ = galben-verzui; $n_m$ = verde-oliv; $n_g$ = verde deschis; cu $c:n_g = 17° - 22°$ şi conţine numeroase incluziuni de plagioclaz, titanit, apatit, magnetit.

Epidotul, de obicei sub formă de granule în conture neregulate, e puternic pleocroic: $n_p$ = incolor, $n_m$ = incolor, slab gălbui, $n_g$ = galben deschis cu $2V = 77°$ şi semn optic negativ.

Granatul apare sub formă de granule izometrice fine şi este dispersat în mod inegal în toată masa rocei. Celelalte componente apar într-un mod cu totul sporadic fie ca incluziuni, fie sub formă de cristale foarte fine printre componentele principale.

γ) *Gnaisele mixte cu două mice.* În aceste roce se observă pături de mărimi variabile de minerale micacee în alternanţă cu pături cuarţo-feldspatice, uneori ceva mai subţiri, alteori destul de groase.

În ceea ce priveşte raporturile procentuale între mineralele ce intră în compoziţia acestor gnaise, se observă o foarte bogată variaţie.

Structura rocelor este grano-lepidoblastică, iar textura paralel şistoasă cu tendinţă spre una sinuoasă.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Microclin | 6—26% | 0,1 —0,8 —1 mm |
| Plagioclaz | 17—42% | 0,1 —0,3 —1,5 » |
| Cuarţ | 19—40% | 0,1 —0,4 —1 » |
| Biotit | 5—17% | 0,1 —0,2 —2 » |
| Muscovit | 6—16% | 0,1 —0,5 —3 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | |
|---|---|
| Clorit | 0,02—0,1 —0,7 mm |
| Clinozoizit | 0,05—0,2 —0,5 » |
| Apatit | 0,05—0,1 —0,7 » |
| Minereu (magnetit) | 0,05—0,3 —0,9 » |
| Zircon | 0,01—0,06 » |
| Epidot | 0,05—0,5 —2 » |
| Titanit | 0,03—0,1 —0,5 » |

Institutul Geologic al României

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Turmalină . . . . . | 0,06—0,2 —0,6 mm |
| Granat . . . . . | 0,05—0,1 —0,8 » |
| Pirită . . . . . | 0,02—0,2 —0,8 » |
| Rutil . . . . . | 0,01—0,1 » |

| Parametri Niggli | | Normată | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 368 | *il* | = 0,13 |
| *al* | = 50 | *or* | = 23,25 |
| *fm* | = 10,5 | *ab* | = 26,25 |
| *c* | = 10,5 | *an* | = 8,49 |
| *alk* | = 29 | *c* | = 2,34 |
| *k* | = 0,46 | *mt* | = 1,45 |
| *mg* | = 0,10 | *en* | = 0,39 |
| *qz* | = +152 | *fs* | = 0,62 |
| *ti* | = 0,62 | *Q* | = 37,52 |
| *c/fm* | = 1 | | |

În majoritatea secțiunilor se observă că lamelele de muscovit sînt ușor pleocroice, și că de-a lungul clivajului lor sînt înșiruite granule mărunte de minereu. Uneori, pe margine sau de-a lungul clivajului se mai văd și unele urme de biotit. În general, muscovitul apare destul de proaspăt și are unghiul $2V = 37° — 39°$.

Biotitul, mai mult sub formă de solzi fini, formează rar lame mai larg dezvoltate. În general, lamelele mai mari sînt în parte cloritizate și conțin numeroase incluziuni de epidot, magnetit, apatit, zircon, rutil și foarte rar și cuarț sau chiar plagioclazi.

Cuarțul se prezintă sub formă de xenoblaste, însă cu conture, în general, rotunjite. Unele granule sînt intens zdrobite și arată o tendință de orientare a extincțiilor unduloase. Numeroase granule mărunte se întîlnesc sub formă de incluziuni în plagioclazi sau la rîndul lor granulele mai mari de cuarț conțin incluziuni de magnetit, biotit, clorit și zircon.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, uneori larg dezvoltate, proaspete și arată frecvent macle în grătar, foarte fine. Prezintă extincții după (001) = 15° și după (010) = 4°, iar $2V = 81°$. Aspectele mirmekitice sînt foarte abundente.

Plagioclazii sub formă de xenoblaste arareori apar larg dezvoltați, frecvent însă în granule mărunte fin maclate polisintetic și conțin 7 — 19% An. Unele din cristale prezintă și structuri zonare la care nucleul conține 7 — 15% An, zona de margine 11 — 17% An; unghiul $2V = 82° — 83°$ și semnul optic pozitiv.

Marea majoritate a cristalelor arată unele slabe aspecte de sericitizare și caolinizare.

Apatitul se întîlnește sub formă de cristale prismatice larg dezvoltate și cu conture frecvent rotunjite. Uneori prezintă și unele anomalii optice de biaxialitate.

Institutul Geologic al României

Epidotul şi clinozoizitul apar sub formă de granule fine; rar, mai larg dezvoltate. Epidotul prezintă un pleocroism destul de accentuat $n_p$ = incolor; $n_m$ = galben deschis şi $n_g$ = gălbui; este negativ şi unghiul 2V = 80° — 85°, iar clinozoizitul are semnul optic pozitiv şi 2V = 76° — 79°. Uneori atît epidotul cît şi clinozoitul pot atinge un procent de 7 — 15% din compoziţia rocei.

La aceste roce este caracteristică distribuirea uneori egală a cuarţului şi feldspaţilor.

În tipurile de tranziţie se întîlnesc unele roce în care distribuirea egală se ace între cuarţ pe de o parte şi microclin şi plagioclaz pe de altă parte; deasemenea prin înmulţirea lamelelor de biotit, aceste gnaise cu două mice trec la gnaisele biotitice.

### c) GNAISELE DE INJECŢIE

Atît în partea de nord a regiunii cercetate, cît şi în partea de sud se întîlnesc zone destul de importante care au fost injectate de soluţiunile feldspatice, care au dat naştere la: gnaise lenticulare, oculare, granitice, aplitice şi întinse zone de feldspatizare, mai ales în partea de sud a regiunii în sectorul Văii Luncanilor şi Valea Pietrosului.

Gnaisele de injecţie sînt intim legate atît de gnaisele mixte cît şi de paragnaise prin roce de tranziţie, încît de cele mai multe ori separarea lor pe teren este aproape imposibilă.

Compoziţia mineralogică şi textura lor variază de la un loc la altul. În aceste gnaise intercalaţiile de pegmatite şi de cuarţ cristalin sînt destul de frecvente şi apar sub formă de filoane, strate sau lentile.

În compoziţia gnaiselor de injecţie intră următoarele minerale: microclin, plagioclaz, cuarţ, biotit şi mai rar muscovit, cu toate că sînt şi unele gnaise de injecţie, în care dintre mineralele micacee muscovitul este predominant.

α) *Gnaisele de injecţie cu structură lenticulară.* Aceste roce apar pe Valea Dobrei, pe Valea Sebeşului şi Valea Stesii.

Structura rocelor este granoblastică-porfiroblastică-lenticulară, iar textura şistoasă lenticulară.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Microclin . . . . . | 9 —26% | 0,08—2 —6 | mm |
| Plagioclazi . . . . . | 21 —60% | 0,1 —1 —2 | » |
| Cuarţ . . . . . | 18 —32% | 0,3 —1 —1,6 | » |
| Biotit . . . . . | 3 —16% | 0,02—1 —1,7 | » |
| Muscovit . . . . . | 0,5—10% | 0,01—0,5—1,5 | » |

Institutul Geologic al României

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Minereu | 0,5—1 % | 0,01—0,6 mm |
| Apatit | sub 1 % | 0,03—0,2 » |
| Zircon | » | 0,02—0,1 » |
| Titanit | » | 0,04—0,3 » |
| Rutil | » | 0,01—0,07 » |
| Epidot | » | 0,05—0,7 » |
| Clinozoizit | » | 0,03—0,2 » |
| Clorit | 0,5—4 % | 0,01—0,6 » |
| Sericit | 0,6—8 % | 0,01—0,08 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Granat | 0,5 —1 mm |
| Turmalină | 0,3 —0,9 » |

| Parametri Niggli | | | Normată | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *si* | =281 | —315 | *il* | = 0,7— 1 | |
| *al* | = 38 | — 45 | *or* | =10 —18 | |
| *fm* | = 16 | — 24 | *ab* | =37 —51 | |
| *c* | = 7 | — 15 | *an* | = 8 —15 | |
| *alk* | = 22 | — 31 | *c* | = 0,1— 1 | |
| *k* | = 0,21— | 0,26 | *mt* | = 2 — 3 | |
| *mg* | = 0,16— | 0,20 | *en* | = 1 — 2 | |
| *qz* | = 91 | — 1,30 | *fs* | = 0 — 1 | |
| *ti* | = 1 | — 2 | *Q* | =28 —31 | |
| c/*fm* | = 0,47— | 0,61 | | | |
| *p* | = 0 | — 0,10 | | | |

Microclinul apare de obicei sub formă de xenoblaste de mărime variabilă, care se pot aduna sub formă de ochiuri lenticulare a căror mărime variază între 8 — 9 cm. Frecvent arată aspecte mirmekitice şi conţine rare incluziuni de cuarţ, plagioclaz, biotit şi muscovit.

Plagioclazii sînt destul de abundenţi şi apar tot sub formă de xenoblaste. Frecvent, sînt puternic sericitizaţi şi conţin numeroase incluziuni de cuarţ, biotit, muscovit, sericit, apatit. În general conţin 11 — 17% An. Cei zonaţi conţin în centru 11 — 17% An, iar în zona de margine, 12 — 16% An.

Biotitul se prezintă sub formă de foiţe larg dezvoltate. Lamelele de muscovit şi biotit sînt frecvent intim asociate şi formează fondul lepidoblastic al rocelor; printre ele se aglomerează sub formă lenticulară microclinul, plagioclazii sau cuarţul. Acesta din urmă apare sub formă de granule cu conture neregulate şi prezintă o extincţie slab unduloasă. Uneori granulele mai mari conţin incluziuni de turmalină. Într-un mod cu totul sporadic apar şi cristale izometrice de granat foarte fine.

Uneori, injecţiile cuarţo-feldspatice se produc «lit par lit» dînd aspectul unor gnaise liniare cum sînt cele de pe Valea Stesii.

Institutul Geologic al României

β) *Gnaisele oculare.* In comparație cu primele, acestea apar pe suprafețe mai reduse și le întîlnim mai ales pe Valea Sebeșului, Valea Bistrei, la Laz, Căpîlna, Grădiște, Costești, pe Valea Dobrei, Orlat, Valea Cibinului, etc.

De la început trebuie să semnalăm faptul că aceste gnaise oculare conțin porfiroblaste mari mai ales de microclin care ating uneori 6 — 9 cm diametru, și mai rar de plagioclazi.

În structura rocei se observă fîșii de muscovit și biotit în asociație cu granule mărunte de cuarț și feldspați care mulează ochiurile.

În compoziția acestor roce intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Microclin | 16 —41% | 0,5 —6 —30 | mm |
| Plagioclaz | 1 —38% | 0,1 —0,8— 4 | » |
| Cuarț | 19 —36% | 0,6 —1 — 1,6 | » |
| Biotit | 11 —22% | 0,1 —0,7— 2 | » |
| Muscovit | 7 —19% | 0,1 —1 — 1,5 | » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Titanit | sub 1% | 0,05—1 | mm |
| Zircon | » | 0,01—0,2 | » |
| Apatit | » | 0,03—0,8 | » |
| Minereu | » | 0,01—1 | » |
| Clorit | 0,6 —13% | 0,01—0,5 | » |
| Epidot | 0,02— 0,08% | 0,03—0,09 | » |
| Zoizit | 0,02— 0,05% | 0,02—0,7 | » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Disten | 0,6 —1 | mm |
| Turmalină | 0,05—0,8 | » |

| Parametri Niggli | | Normată | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 398 | *il* | = 0,1 |
| *al* | = 45 | *or* | = 18 |
| *fm* | = 13 | *ab* | = 35 |
| *c* | = 7 | *an* | = 5 |
| *alk* | = 34 | *c* | = 0,9 |
| *k* | = 0,35 | *en* | = 1 |
| *mg* | = 0,26 | *fs* | = 2 |
| *qz* | = +160 | *Q* | = 34 |
| *ti* | = 0,39 | | |
| *c/fm* | = 0,54 | | |

Microclinul, care este feldspatul predominant, apare în cristale larg dezvoltate de dimensiuni ce variază între 0,5 — 30 mm. Uneori maclele sale caracteristice sînt vizibile numai pe margine, iar în interiorul cristalelor apare o

Institutul Geologic al României

structură pertitică. În general, concreşterile sînt constituite din lamele fine de albit, lungi, dezvoltate, în deosebi după direcţia clivajelor microclinului; alteori, aceste lamele de albit formează filonaşe sau plaje cu contur neregulat, alungite, maclate şi dispuse independent de direcţia de clivaj a microclinului. În jurul ochiurilor de microclin, xenoblastele feldspatice sînt străbătute de cuarţ vermicular, dispus frecvent în evantai. Acelaşi cuarţ vermicular apare şi în interiorul incluziunilor feldspatice din ochiurile de microclin.

În toate aceste concreşteri, albitul faţă de microclin este mai bogat în incluziuni mai ales granulare şi rareori sericitice.

Faptul că sericitul lipseşte aproape completamente ca incluziune în aceste cristale, arată că aceste concreşteri micropertitice s-au format dintr-un dezamestec al unor feldspaţi sodico-potasici.

Cuarţul, în granule de dimensiuni variabile, se prezintă, fie sub formă de granule mai mari cu conture neregulate, formînd la rîndul lor ochiurile, fie sub formă de granule mărunte, dispuse în fîşii unduloase. Aceste fîşii pot ajunge pînă la 1 — 2 mm. Cînd formează ochiurile, cuarţul se prezintă sub formă de aglomeraţiuni de cristale cu orientări optice diferite.

Biotitul sub formă de lamele alungite, uneori foarte mărunte, arată unele aspecte de cloritizare sau muscovitizare marginală. Frecvent apare în asociaţie cu distenul. Este puternic pleocroic cu culori ce variază de la brun închis-brun oliv la galben pal.

Plagioclazul apare de obicei sub formă de xenoblaste de dimensiuni variabile şi conţine 11 — 19% An. Unele cristale, într-un mod însă cu totul sporadic. arată şi structuri zonare avînd în nucleu 10 — 16% An şi marginal 11 — 14% An;

Muscovitul apare în cristale larg dezvoltate uneori cu coroane de păturşubţiri de biotit oliv pal, în jurul lor şi de-a lungul clivajelor.

γ) *Gnaisele aplitice.* Aceste gnaise apar sub formă de intercalaţii uneori incartabile şi într-un mod cu totul neregulat printre toate tipurile de gnaise ale faciesului feldspatic.

Structura acestor roce este cristaloblastică, iar textura masivă foarte slab şistoasă. Cînd apar porfiroblaste de feldspat potasic, textura devine lenticulară, fiind determinată şi de asociaţiile de agregate de cuarţ.

Sub microscop se observă o textură bine orientată.

În compoziţia mineralogică a acestor gnaise intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Microclin | 16 —19% | 0,05—0,1 —0,7 | mm |
| Plagioclaz | 18 —39% | 0,05—0,1 —0,8 | » |
| Cuarţ | 18 —45% | 0,02—0,1 —0,5 | » |
| Muscovit | 1 — 4% | 0,01—0,08—0,3 | » |
| Biotit | 0,5 — 5% | 0,01—0,06—0,1 | » |

Institutul Geologic al României

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Zircon | sub 1% | 0,01—0,06 mm |
| Apatit | » | 0,01—0,1 » |
| Titanit | » | 0,01—0,07 » |
| Clorit | » | 0,01—0,09 » |
| Epidot | » | 0,02—0,1 » |
| Sericit | » | 0,01—0,06 » |
| Clinozoizit | » | 0,01—0,08 » |
| Minereu | 0,06— 1% | 0,01—0,6 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Staurolit | 0,08—0,8 mm |
| Disten | 0,06—0,6 » |
| Turmalină | 0,03—0,5 » |
| Magnetit | 0,3 —0,6 » |

Parametri Niggli

| | |
|---|---|
| *si* | = 521 |
| *al* | = 43 |
| *fm* | = 13 |
| *c* | = 3 |
| *alk* | = 40 |
| *k* | = 0,30 |
| *mg* | = 0,12 |
| *qz* | = +261 |
| *c/fm* | = 0,22 |

Normată

| | |
|---|---|
| *or* | = 15 |
| *ab* | = 36 |
| *an* | = 1 |
| *mt* | = 1 |
| *en* | = 0,52 |
| *fs* | = 0,12 |
| *Q* | = 43 |

Aceste roce sînt frecvent străbătute de filoane fine, uneori incartabile de aplite şi pegmatite. În ce priveşte variaţia cantitativă şi mărimea componentelor ea este cu totul neregulată.

Cuarţul apare relativ cu bobul mare şi este foarte adeseori asociat cu feldspatul potasic şi e dispus în strate fine. El arată o extincţie unduloasă destul de puternică şi mai ales granulele mai mari prezintă o extincţie în forma unor draperii. În fîşiile mai înguste arată o dispoziţie liniară iar granulele sînt îndinţate între ele. Granulele mărunte sînt mai rotunjite şi prezintă uneori o extincţie uniformă. Ele apar de obicei sub formă de incluziuni în feldspaţi sau formează concreşteri mirmekitice cu aceştia.

Feldspatul potasic se prezintă ca ortoză micropertitică, pigmentată fin şi ca microclin cu maclaţiunea lui caracteristică. Microclinul prezintă concreşteri micropertitice. Frecvent, în interiorul cristalelor de microclin, se observă pete cu o culoare de interferenţă mai ridicată şi cu indicele de refracţie mai mare, care reprezintă probabil un început de separare a albitului.

Plagioclazul, în unele varietăţi, apare cu totul subordonat faţă de feldspatul potasic şi de cuarţ, în altele, însă, este predominant şi atunci formează zone independente şi bine distincte. Granulele lor sînt umplute cu sericit, zoizit, cuarţ şi magnetit. El este un albit cu 6 — 12% An şi este intens maclat polisintetic.

Institutul Geologic al României

Biotitul, în raport cu muscovitul, este foarte variabil din punct de vedere cantitativ. Pleocroismul lui variază de la brun închis pînă la galben pal. Uneori este intens destrămat, alteori însă apare în lamele lungi, asociate cu cele ale muscovitului.

Muscovitul apare în lamele mai larg dezvoltate, şi formează uneori vine ce înconjoară cristalele de feldspaţi potasici. Se poate observa de asemenea muscovit şi în apropierea cristalelor de plagioclazi care sînt umpluţi cu sericit şi cum acesta din urmă este atras în cristalizarea comună cu muscovitul.

În unele din aceste gnaise se observă o structură granoblastică cu textura uşor lenticulară, pegmatoidă, în care plagioclazul este predominant (82%), fiind însoţit de biotit, epidot, clorit, clinozoizit, titanit, disten, staurolit, etc.

δ) *Gnaisele granitice.* Sub această denumire sînt cuprinse toate ivirile de gnaise granitice propriu-zise, granite, granodiorite şi alte tipuri de roce granitoide.

Aceste roce au o dezvoltare foarte diferită în diferitele părţi ale regiunii. Ele se prezintă sub formă de intercalaţii concordante în cuprinsul diverselor tipuri de pararoce sau însoţesc gnaisele de injecţie şi pegmatitele. Astfel de roce am întîlnit pe Valea Frumoasă, Valea Pietrosului, Culmea Pîrva, Stîna Rovinei, Rîul Mare, Taia, Poiana Diţei, etc.

Sînt roce grăunţoase masive, de culoare albă sau cenuşie, constituite în cea mai mare parte din: feldspaţi, cuarţ, biotit sau hornblendă. În unele, cum sînt cele de pe Valea Frumoasă, dintre mineralele melanocrate predomină hornblenda.

În compoziţia mineralogică a acestor gnaise intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Microclin | 9 —48% | 0,08—0,5—1,8 mm |
| Plagioclaz | 16 —36% | 0,5 —1 —2 » |
| Cuarţ | 7 —23% | 0,5 —0,5—1 » |
| Biotit | 0,5—14% | 0,04—0,5—1 » |
| Hornblendă | 0,5—20% | 0,5 —1 —3 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Titanit | 0,3— 1% | 0,02—0,5 mm |
| Apatit | sub 1% | 0,02—0,1 » |
| Zircon | » | 0,01—0,1 » |
| Minereu | » | 0,01—0,07 » |
| Epidot | 1 — 3% | 0,03—0,09 » |
| Clorit | sub 1% | 0,01—0,05 » |
| Sericit | » | 0,01—0,03 » |

Minerale sporadice:

| | |
|---|---|
| Muscovit | 0,06—0,8 mm |

Institutul Geologic al României

| Parametri Niggli | | | Normată | |
|---|---|---|---|---|
| *si* | =202 | — 254 | *il* | = 0,7— 1 |
| *al* | = 37 | — 38 | *or* | = 11 —27 |
| *fm* | = 23 | — 25 | *ab* | = 36 —37 |
| *c* | = 10 | — 18 | *an* | = 12 —20 |
| *alk* | = 21 | — 26 | *c* | = 0 — 0,6 |
| *k* | = 0,28 | — 0,43 | *mt* | = 1 — 2 |
| *mg* | = 0,34 | — 0,35 | *wo* | = 0 — 1 |
| *qz* | =+18 | —+50 | *en* | = 4 — 5 |
| *ti* | = 1 | — 2 | *fs* | = 1 — 3 |
| *c/fm* | = 0,4 | — 0,8 | *Q* | = 11 —20 |

Cuarţul, care este componentul principal, datorită gradului de metamorfism dinamic pe care l-a suferit, apare sub formă de granule mărunte, provenite din sfărîmarea celor mari. Granulele mai mari prezintă o extincţie unduloasă divergentă, care uneori dă imaginea unei draperii.

Plagioclazul apare de regulă proaspăt, însă, uneori, este alterat şi umplut de solzi fini de sericit, sau conţine incluziuni de microclin, cuarţ sau chiar apatit şi biotit.

În general, este fin maclat şi conţine 10 — 22 % An. În varietăţile bogate în hornblendă este zonat şi conţine 18 — 22% An (nucleu) şi 10 — 18% An (marginal).

Biotitul apare în lamele larg dezvoltate, în general este proaspăt şi puternic pleocroic (alb-gălbui-galben—brun închis). Pe margine, unele lamele sînt destrămate şi prezintă din loc în loc transformări în clorit. Uneori, în biotit, sub influenţa fenomenelor mecanice, se observă încreţiri mici şi fin solzoase. În general, biotitul este frecvent presărat de incluziuni de titanit, apatit, zircon, epidot şi minereu.

Hornblenda apare în mod neregulat sub formă de cristale prismatice idiomorfe de culoare verde şi e puternic pleocroică. Unghiurile de extincţie sînt variabile ($c : n_g = 22° - 23°$), iar unghiul axelor optice $2V = 53° - 57°$. În general, ea conţine numeroase incluziuni de: titanit, microclin, cuarţ, epidot, biotit, magnetit şi clorit.

Muscovitul apare de obicei în asociaţie cu lamelele de biotit, în cristale larg dezvoltate, însă subordonate.

Feldspatul potasic este reprezentat prin: ortoză şi în deosebi prin microclin. Cristalele de microclin pot să atingă uneori dimensiuni mari, înglobînd chiar şi unele cristale mai mici de plagioclazi alteraţi, cu margine clară de albit.

Componenţii secundari de oarecare importanţă sînt: cloritul, care apare de obicei în asociaţie cu un minereu negru opac şi este în general verde pal, epidotul, în cristale granulare ce formează uneori unele aglomeraţiuni destul de însemnate şi apatitul.

Structura rocelor este granoblastică iar textura masivă, rar orientată.

Institutul Geologic al României

### *d)* PEGMATITELE

Aceste roce par să joace un rol destul de însemnat în toată regiunea Munţilor Sebeş şi apar sub formă de filoane şi cuiburi.

O caracteristică a acestor pegmatite este conţinutul foarte ridicat în microclin şi pot fi clasificate în două grupe: pegmatite cu microclin şi biotit şi pegmatite cu plagioclaz, microclin şi muscovit.

Cele mai importante zone cu pegmatite sînt cele de la obîrşia Văii Pietrosului, Valea Gropşoarei, Cujerele, Lupşa, Scîrna, Pietrele Albe şi Surianul.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Microclin | 0 —80% | 1 — 30 —60 | mm |
| Plagioclaz | 1 —35% | 1 — 20 —30 | » |
| Cuarţ | 9 —22% | 0,5— 1,5—30 | » |
| Muscovit | 1 —40% | 0,1— 1 —70 | » |
| Biotit | 0 — 9% | 0,1— 0,5— 1 | » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Titanit | sub 1% | 0,02— 0,08 mm |
| Magnetit | 0,03— 2% | 0,02— 3 » |
| Apatit | 0 — 5% | 0,02— 0,05 » |
| Epidot | sub 1% | 0,03— 0,1 » |
| Zircon | » | 0,01— 0,06 » |
| Clorit | » | 0,01— 0,08 » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Turmalină | 0 —80% | 0,8 — 30 mm |
| Granat | 0 — 2% | 0,5 — 1 » |
| Rutil | sub 1% | 0,01— 0,04 » |

| Parametri Niggli | | Normată | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 370 | *il* | = 0,09 |
| *al* | = 46 | *or* | = 11,89 |
| *fm* | = 10 | *ab* | = 27,19 |
| *c* | = 11 | *an* | = 8,54 |
| *alk* | = 32 | *mt* | = 0,09 |
| *k* | = 0,3 | *en* | = 1,11 |
| *mg* | = 0,4 | *wo* | = 33,16 |
| *qz* | = + 142 | *fs* | = 1,57 |
| *ti* | = 0,4 | *Q* | = 16,39 |
| *c/fm* | = 1 | | |

Textura acestor roce este pegmatoidă şi în ele se observă chiar cu ochiul liber o masă feldspatică cu unele ochiuri de cuarţ şi minerale micacee, îndeosebi muscovit.

Plagioclazul se prezintă în granule de dimensiuni variabile şi formează plaje mari concrescute şi angrenate grafic cu cristalele de cuarţ. Uneori este

Institutul Geologic al României

uşor alterat şi conţine numeroase incluziuni granulare de cuarţ cu extincţie unduloasă, sau de cuarţ vermicular. În general conţine 8 — 17% An, rareori e zonat şi atunci prezintă următoarea variaţie: centru = 17% An, şi margine = 11% An. Unghiul axelor optice variază între 81° — 84°. Semn optic pozitiv.

Microclinul se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate şi intens corodate de fîşiile de albit şi conţine numeroase incluziuni de cuarţ, plagioclaz, mai rar biotit, epidot, muscovit şi apatit.

Cuarţul apare sub formă de granule cu conture neregulate, formează unele aglomeraţiuni şi conţine incluziuni de microclin şi plagioclaz.

Muscovitul formează cuiburi de cristale în plăci de dimensiuni variabile. Uneori acestea pot ajunge pînă la 4 (6) cm grosime, însă plăcile prezintă numeroase diaclaze şi crăpături. Uneori prezintă un pleocroism slab iar unghiul axelor optice variază între 36° — 41°.

Pe lîngă acestea, apare şi biotitul în lamele uneori destul de larg dezvoltate, în general proaspete, rar uşor cloritizate şi cu incluziuni de magnetit, titanit, epidot, apatit şi zircon.

În unele varietăţi de pegmatite, turmalina apare în cantităţi apreciabile sub formă de cristale idiomorfe, puternic pleocroice: $n_p$ = brun-verzui, $n_g$ = galben şi conţine frecvent incluziuni de minereu, apatit, cuarţ şi muscovit.

* * *

În regiunea Comarnicelu am întîlnit şi un filon de cuarţ cristalin de dimensiuni de 200/40 m.

Cuarţul este de culoare albă, lăptos, cu aspect sticlos. Sub microscop se observă cum cristalele mai mari sînt crăpate în fîşii aproape paralele şi prezintă o extincţie puternic unduloasă. Printre crăpăturile dintre fîşii se observă granule mici de cuarţ de neoformaţie cu extincţie limpede.

### 3. FACIESUL AMFIBOLIC

În faciesul micaceu mai ales şi mai puţin în cel feldspatic apar sub formă de intercalaţiuni interstratificate, amfibolitele. Astfel de intercalaţii mai bine dezvoltate se întîlnesc pe Valea Dobrei, Valea Frumoasă, Tiţianu, Coasta Porumbelului, Valea Sebeşului, Valea Cugirului, Măgura, Valea Cibinului, Poiana Diţei, Taia, Valea Muntelui, Valea Sibişelului, cît şi la contactul şi în apropierea masivelor de peridotite şi serpentine. Rocele sînt de culoare verde închis cu o structură grano-nematoblastică şi textură în general şistoasă.

După compoziţia lor mineralogică putem deosebi următoarele tipuri: amfibolite cu biotit, amfibolite cu epidot, amfibolite cu granaţi, amfibolite cu piroxeni, gnaise amfibolice şi eclogite.



Institutul Geologic al României

### *a)* AMFIBOLITELE BIOTITICE

Aceste amfibolite se întîlnesc sub formă de intercalații fine, uneori incartabile, îndeosebi în partea de nord a regiunii, mai rar în partea mediană și de sud. Astfel au fost întîlnite unele intercalații pe Valea Rece, Poiana și Gura Rîului.

În compoziția acestor roce intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Hornblendă . . . . . | 27 —72% | 0,3 —1 —2 mm |
| Plagioclaz . . . . . | 18 —40% | 0,3 —1 —2 » |
| Biotit . . . . . | 3 —17% | 0,04—0,07—0,6 » |

Minerale accesorii și secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Zoizit și clinozoizit . . . | sub 1% | 0,02—0,08 mm |
| Titanit . . . . . | » | 0,01—0,05 » |
| Rutil . . . . . | » | 0,01—0,03 » |
| Minereu . . . . . | 0,1— 3% | 0,01—1 » |
| Apatit . . . . . | sub 1% | 0,03—0,08 » |
| Zircon . . . . . | » | 0,02—0,05 » |
| Epidot . . . . . | » | 0,02—0,08 » |
| Clorit . . . . . | » | 0,01—0,07 » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarț . . . . . | 0 — 3% | 0,03—0,8 mm |
| Granat . . . . . | 0 — 7% | 0,1 —0,8 » |
| Muscovit . . . . . | 0 — 1% | 0,01—0,9 » |

| Parametri Niggli. | | Normată | |
|---|---|---|---|
| *si* = | 94 —124 | *ap* = | 0 — 0,6 |
| *al* = | 17 — 29 | *il* = | 0,4— 2 |
| *fm* = | 40 — 51 | *or* = | 2 — 9 |
| *c* = | 17 — 28 | *ab* = | 7 —37 |
| *alk* = | 3 — 12 | *an* = | 17 —36 |
| *k* = | 0,14— 0,24 | *mt* = | 0,7— 3 |
| *mg* = | 0,44— 0,64 | *wo* = | 0,5—19 |
| *qz* = | —25 —+8 | *en* = | 14 —35 |
| *ti* = | 0,3 — 2,3 | *fs* = | 0 —14 |
| *p* = | 0 — 0,8 | *Q* = | 0 — 2 |
| *c/fm* = | 0,4 — 0,5 | | |

Structura rocei este granoblastică cu tendință spre cea lepidoblastică și cea nematoblatiscă. Textura este șistoasă.

Hornblenda se prezintă în aceste roce sub formă de cristale prismatice, uneori fasciculizate la capete, trecînd în actinot. Are $n_g$: $c = 17° - 22°$ și $2V = 77° - 88°$. E puternic pleocroică: verde-albăstruie — verde — verde-gălbuie și conține uneori incluziuni numeroase de plagioclaz, biotit, clorit, titanit, rutil, zoizit, apatit și minereu.

Institutul Geologic al României

Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste de mărimi foarte variabile şi este intens maclat şi fin zonat. Conţine între 28 — 45% An, iar plagioclazii zonaţi conţin în nucleu 28 — 35% An, iar pe margine 33 — 42% An. Unele cristale mai mari pe lîngă faptul că prezintă unele uşoare aspecte de sericitizare, conţin frecvent incluziuni de epidot, amfibol, cuarţ, sericit, clinozoizit şi zoizit. Unghiul axelor optice variază între 82° — 85°, iar semnul optic este negativ.

Biotitul este brun-oliv, apare în foiţe uneori larg dezvoltate, foarte pleocroice şi intim asociate cu cristalele de horblendă. Foarte adeseori, biotitul formează plaje la marginea cristalelor mai mari de hornblendă. În general, lamelele de biotit sînt aranjate paralele cu şistozitatea rocelor şi numai arareori arată aspecte de dispoziţie transversală. În unele tipuri de roce se observă cum lamelele de biotit sînt total cloritizate.

Cuarţul în asociaţie cu plagioclazii, apare într-un mod cu totul sporadic, în cristale proaspete, cu conture neregulate fără a prezenta fenomene evidente de deformaţie mecanică.

Epidotul apare de obicei în granule fine, e slab pleocroic, cu $c : n_g = 22° - 23°$, $2V = 78° - 83°$ şi semnul optic negativ. În general apare sub formă de de incluziuni, mai rar ca mineral independent.

### *b)* AMFIBOLITELE CU EPIDOT ŞI ZOIZIT

Aceste roce apar în deosebi pe Valea Sebeşului, Valea Frumoasă, Valea Dobra, Valea Cugirului, Valea Diţei, etc.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Hornblendă | 33 —65% | 0,5 —1,5 mm |
| Plagioclaz | 18 —39% | 0,06—1 » |
| Epidot | 0,5—98% | 0,1 —0,9 » |
| Clinozoizit şi zoizit | 0,5—33% | 0,06—0,7 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Titanit | 0,5— 5% | 0,02—0,9 mm |
| Rutil | sub 1% | 0,01—0,05 » |
| Apatit | » | 0,03—0,1 » |
| Minereu | » | 0,01—1 » |
| Sericit | » | 0,01—0,04 » |
| Zircon | » | 0,03—0,07 » |
| Clorit | » | 0,02—0,1 » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Cuarţ | 0 — 3 % | 0,08—0,3 mm |
| Muscovit | 0 — 0,5% | 0,03—0,1 » |
| Biotit | 0 — 2 % | 0,02—0,1 » |



Institutul Geologic al României

| Parametri Niggli | | | Normată | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *si* | = 87 — 119 | | *ap* | = 0,3 | |
| *al* | = 20 — 28 | | *il* | = 1 — 3 | |
| *fm* | = 37 — 46 | | *or* | = 1 — 10 | |
| *c* | = 24 — 29 | | *ab* | = 20 — 34 | |
| *alk* | = 4 — 9 | | *an* | = 16 — 45 | |
| *k* | = 0,03— 0,31 | | *mt* | = 1 — 3 | |
| *mg* | = 0,40— 0,66 | | *wo* | = 1 — 16 | |
| *qz* | =—31 —— 19 | | *en* | = 10 — 19 | |
| *ti* | = 1 — 3 | | *fs* | = 0 — 14 | |
| *p* | = 0,07— 0,14 | | *Q* | = 0 — 1 | |
| *c/fm* | = 0,61— 0,77 | | | | |

Structura rocelor este granoblastică, textura şistoasă.

Hornblenda apare în xenoblaste larg dezvoltate avînd $c : n_g = 17° - 21°$, $2V = 65° - 85°$ şi conţine frecvent incluziuni de plagioclaz, titanit, apatit, rutil, minereu, epidot, zoizit şi minereu.

Plagioclazul apare de asemenea ca xenoblaste cu 31 — 37% An; unghiul 2V variază între 85°— 87°, iar semnul optic este negativ. Unele cristale conţin incluziuni fine de epidot, muscovit, cuarţ şi mai frecvent sericit, arătînd uneori unele aspecte de sericitizare parţială.

Epidotul se prezintă deobicei în cristale prismatice larg dezvoltate, pleocroice (alb-cenuşiu—verzui-gălbui), cu $2V = 80° - 81°$ şi semnul optic negativ.

Uneori, apare în cantităţi atît de mari, încît formează adevărate epidotite cum sînt cele de pe Valea Sebeşului în apropiere de Valea Pogoana.

Clinozoizitul, sub formă de granule cu conture rar prismatice, în general neregulate, se formează în deosebi pe seama feldspaţilor. Frecvent se observă cum clinozoizitul ocupă împreună cu sericitul tot conţinutul feldspaţilor, din aceştia nerămînînd decît urme şi conturul lor. E incolor, slab zonat şi cu 2V variabil: 78°— 86°, iar semnul optic este pozitiv. Zoizitul are extincţii paralele şi $2V = 46°- 48°$.

### c) AMFIBOLITELE CU GRANAŢI

Aceste amfibolite apar într-un mod cu totul neregulat, însă cele mai frecvente intercalaţii apar în zona mediană şi anume în zona Tiţianu — Valea Sebeş (la confluenţa Văii Bistra cu Valea Dobrei).

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile în milimetri:

| Minerale principale: | | | |
|---|---|---|---|
| Hornblendă . . . . . | 43 —70% | 0,5 —1 —2 | mm |
| Plagioclaz . . . . . | 15 —40% | 0,06—0,5 —1 | » |
| Granat . . . . . | 2 — 8% | 0,06—0,5 —0,8 | » |
| Biotit . . . . . | 0,5— 1% | 0,02—0,08—0 5 | » |

Institutul Geologic al României

Minerale accesorii şi secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Titanit | 1 — 3% | 0,03—0,1 | mm |
| Apatit | sub 1% | 0,02—0,06 | » |
| Ilmenit | 0,5— 1% | 0,02—0,05 | » |
| Minereu | 0,5— 1% | 0,01—0,6 | » |
| Rutil | sub 1% | 0,01—0,04 | » |
| Epidot | » | 0,02—0,2 | » |
| Zircon | » | 0,01—0,06 | » |
| Clorit | » | 0,01—0,08 | » |

Minerale sporadice:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Cuarţ | 0 — 8% | 0,5 —1 | mm |
| Muscovit | sub 1% | 0,04—0,08 | mm |

Parametri Niggli

| | | |
|---|---|---|
| *si* | = | 94 —109 |
| *al* | = | 19 — 28 |
| *fm* | = | 38 — 51 |
| *c* | = | 22 — 27 |
| *alk* | = | 4 — 8 |
| *k* | = | 0,07— 0,2 |
| *mg* | = | 0,3 — 0,7 |
| *qz* | = | 19 — 29 |
| *ti* | = | 0,2 — 5 |
| *p* | = | 0,07— 0,1 |
| *c/fm* | = | 0,4 — 0,6 |

Normată

| | | |
|---|---|---|
| *ap* | = | 0,2—0,3 |
| *il* | = | 2 — 5 |
| *or* | = | 1 — 6 |
| *ab* | = | 18 — 27 |
| *an* | = | 27 — 44 |
| *mt* | = | 1 — 2 |
| *wo* | = | 4 — 12 |
| *en* | = | 8 — 21 |
| *fs* | = | 0 — 13 |
| *Q* | = | 0 — 9 |

Structura rocelor este grano-nematoblastică, iar textura masivă.

Hornblenda sub formă de xenoblaste cu $n_g$: $c = 17° - 22°$; $2V = 70° - 87°$ conţine uneori incluziuni de rutil, titanit, ilmenit, plagioclaz, apatit, rar biotit. Uneori hornblenda arată uşoare aspecte de cloritizare.

Plagioclazul apare de asemenea sub formă de xenoblaste de mărimi complet neregulate şi conţine 21 — 42% An. În general e fin maclat şi zonat avînd în nucleu 29 — 38% An şi marginal 21 — 41% An; unghiul 2V variază între 82°— 88°, iar semnul optic este negativ.

Unele cristale sînt uneori sericitizate şi epidotizate şi conţine rare incluziuni de amfiboli, minereu şi apatit.

Granatul se prezintă sub formă de cristale izometrice, rar proaspete, în general ciuruite de numeroase incluziuni de hornblendă, plagioclazi, epidot, ilmenit, rutil şi în deosebi clorit.

Ceea ce este demn de remarcat este faptul că în aceste amfibolite procentul în titanit este simţitor mai mare decît în multe alte amfibolite. Cristalele de titanit apar de obicei în secţiuni rombice şi sînt frecvent asociate cu ilmenit.

În general cristalele arată o dispersiune a extincţiilor destul de accentuată, avînd $c : n_g$ între 48°—53°, iar unghiul $2V = 29° - 33°$.

Institutul Geologic al României

### *d)* AMFIBOLITELE CU PIROXENI

Şi aceste roce apar în deosebi în zona mediană, însă sînt mult mai rare decît celelalte tipuri de amfibolite.

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile în milimetri:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Hornblendă . . . . . | 30 —44% | 0,1 —0,5— 1 mm |
| Plagioclaz . . . . . | 16 —31% | 0,1 —0,5— 1 » |
| Diopsid . . . . . | 12 —35% | 0,06—0,4—0,9 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Apatit . . . . . | sub 1% | 0,03—0,2 mm |
| Titanit . . . . . | » | 0,02—0,1 » |
| Ilmenit . . . . . | » | 0,04—0,08 » |
| Rutil . . . . . | » | 0,01—0,05 » |
| Minereu . . . . . | 0,2 — 3% | 0,01—0,8 » |
| Clinozoizit . . . . . | 0,06— 3% | 0,2 —0,4 » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Muscovit . . . . . | 0 — 4% | 0,01—0,4 mm |
| Granat . . . . . | 0 — 0,5% | 0,5 —0,8 » |

| Parametri Niggli | | | Normată | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *si* | = | 102 | *ap* | = | 0,2 |
| *al* | = | 25 | *il* | = | 0,4 |
| *fm* | = | 40 | *or* | = | 1,6 |
| *c* | = | 30 | *ab* | = | 17,4 |
| *alk* | = | 4 | *an* | = | 43 |
| *k* | | 0,09 | *mt* | = | 3,3 |
| *mg* | = | 0,5 | *wo* | = | 7,3 |
| *qz* | = | — 16 | *en* | = | 22,8 |
| *ti* | = | 0,3 | *fs* | = | 3,5 |
| *p* | = | 0,1 | | | |
| *c/fm* | = | 0,7 | | | |

În aceste amfibolite, piroxenul (diopsid) apare sub formă de xenoblaste de culoare verde-cenuşie cu $c : n_g = 38°—42°$ şi cu $2V = 53°—59°$.

Hornblenda apare de asemenea sub formă de xenoblaste, care însă în general trec în actinot. Are $c : n_g = 18°—21°$, iar $2V = 74° — 81°$.

Plagioclazul se prezintă sub formă de cristale de dimensiuni neregulate, în general proaspete, fin maclate şi zonate şi conţin între 29—41% An. Arareori arată aspecte de sericitizare. Odată cu această sericitizare apar, în mod masiv, incluziunile de clinozoizit.

### *e)* GNAISELE AMFIBOLICE

Aceste roce au o răspîndire destul de largă mai ales în zona mediană şi sudică; astfel este zona de la Taia, Smida, Sălănele, Valea Frumoasă şi Pietrele Albe.

Institutul Geologic al României

În compoziţiea lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Plagioclaz | 17 —60% | 0,1 —0,5— 2 mm |
| Hornblendă | 29 —76% | 0,1 —0,5— 2 » |
| Cuarţ | 0,1— 2% | 0,01—0,2—0,8 » |

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Titanit | 0,1— 5% | 0,05—0,3 mm |
| Rutil | sub 1% | 0,01—0,08 » |
| Ilmenit | 0,1— 2% | 0,05—0,6 » |
| Apatit | sub 1% | 0,04—0,1 » |
| Epidot | 0,1— 2% | 0,04—0,3 mm |
| Clorit | sub 1% | 0,01—0,05 » |
| Clinozoizit | 0,22% | 0,03—0,2 » |
| Minereu | 0,2— 0,8 % | 0,01—0,6 » |

Minerale sporadice

| | | |
|---|---|---|
| Muscovit | 0 — 0,5 % | 0,02—0,3 mm |
| Biotit | 0 — 1 % | 0,02—0,1 » |

Parametri Niggli

| | | | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 114 | — 122 | |
| *al* | = 20 | — 28 | |
| *fm* | = 34 | — 47 | |
| *c* | = 27 | — 28 | |
| *alk* | = 5 | — 10 | |
| *k* | = 0,04— | 0,2 | |
| *mg* | = 0,3 — | 0,6 | |
| *qz* | = 8 | — 26 | |
| *ti* | = 1 | — 5 | |
| *p* | = 0,09— | 0,9 | |
| *c/fm* | = 0,5 — | 0,8 | |

Normată

| | | | |
|---|---|---|---|
| *ap* | = 0— | 0,2 | |
| *il* | = 1— | 4 | |
| *or* | = 1— | 5 | |
| *ab* | = 7— | 38 | |
| *an* | = 24— | 39 | |
| *mt* | = 0— | 1 | |
| *wo* | = 5— | 10 | |
| *en* | = 10— | 24 | |
| *fs* | = 0— | 14 | |
| *Q* | = 0— | 17 | |

Structura rocelor este granoblastică, iar textura şistoasă care devine arareori masivă.

Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste de mărimi variate, în general proaspete, maclate fin după legea albitului, legea albit + periclin şi legea albit + Karlsbad. Frecvent e fin zonat. În general, conţine 26—43 % An; în ce privesc zonele se observă următoarea variaţie: nucleul are 26—31 % An iar zona marginală 27—43 % An. Uneori cristalele sînt total sericitizate şi umplute de epidot şi clinozoizit, alteori plagioclazul este intens alterat, iar în locul lui apare zoizitul.

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice alungite în general după şistozitatea rocei; este verde-albăstrui cu $c$: $n_g = 19°—23°$ şi $2V = 58°—87°$. Frecvent este fasciculizată terminal, trecînd în actinot şi conţine numeroase incluziuni de titanit, biotit, rutil, apatit şi minereu.

Institutul Geologic al României

### *f)* ECLOGITELE

Eclogitele apar într-un mod cu totul sporadic. Menționăm eclogitele amfibolice de pe Valea Răscoala și cele de la Sibișel în asociație cu diverse tipuri de piroxenite, granatite și epidotite.

Aceste roce vor face însă obiectul unui studiu special.

## *C)* ȘISTURI CU SILICAȚI DE MANGAN ȘI FER

În zona mediană a Munților Sebeș între Valea Pravățului la vest, Valea Jigureasa la sud, Muntele Bătrîna la nord și Muntele Foltea la est, printre șisturile cristaline de tip mesozonal caracterizate prin paragnaise biotitice cu granați, micașisturi biotitice cu granați, uneori și cu disten, asociate cu cuarțite biotitice, se găsesc intercalate diverse tipuri de șisturi cu silicați de mangan.

Aspectul macroscopic al acestor roce nu trădează nimic deosebit în legătură cu compoziția lor mineralogică. Sînt roce brune-roșietice-negricioase, masive, uneori șistoase. Culoarea lor variază între tonuri mai închise negricioase sau brun-roșietice fiind în funcție atît de cantitatea de oxizi de mangan și fier cît și datorită variației cantității de spessartin și a celorlalți silicați manganiferi. Prezența oxizilor de mangan și fier și dezvoltarea mai largă a păturii de oxidație contribuie la cîștigarea unor tonuri mai închise determinînd un aspect mai mat și făinos.

Veritabile șisturi cu silicați de mangan sînt brun-roșietice și foarte compacte.

În compoziția mineralogică a acestor șisturi intră: spessartin, piroxmangit, rodonit, dannemorit, knebellit, tephroit, rodocrozit, sideroză, apatit, calcit, cuarț, magnetit, piroluzit, psilomelan, braunit, limonit, etc.

Din punct de vedere al asociației și predominanței componentelor putem deosebi două tipuri principale:

Spessartinit, în care componenta principală este spessartinul.

Rodonitit, în compoziția căruia intră în deosebi piroxmangitul și rodonitul.

Mai există și tipuri de tranziție în compoziția cărora intră: spessartinul, piroxmangitul, rodonitul, knebellitul, dannemoritul, etc.

În general, microscopic, rocele prezintă o structură granoblastică, homeoblastică și o textură masivă ușor paralel șistoasă.

Deși macroscopic nu se observă decît spessartin, rodonit și oxizi de fier și mangan, sub microscop s-au putut identifica o serie de minerale rare din grupul rodonitului, olivinei manganifere și amfibolilor manganiferi.

Și aceste roce vor face obiectul unui studiu separat.

## *D)* CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA ȘISTURILOR CRISTALINE

Din toate aceste descrieri destul de sumare ale mineralelor și ale foarte variatelor parageneze, din șisturile cristaline de tip epizonal, cît și din cele de tip mesozonal, reiese destul de clar că între cele două serii de șisturi cris-

Institutul Geologic al României

taline sînt deosebiri destul de mari în ceea ce priveşte chimismul mineralelor paragenezelor caracteristice pe de o parte, iar pe de alta, în ce priveşte intensitatea acţiunii agenţilor metamorfici.

Ceea ce trebuie remarcat chiar dela început, este faptul că în partea de nord a Munţilor Sebeş ca şi a Munţilor Poiana Ruscă predomină mai mult un facies grezos-marnos, cu unele slabe îndinţări mai ales spre vest cu un facies argilos, iar în partea de sud, un facies argilos cu unele intercalaţii de marne.

Sedimentarea în aceste două sectoare s-a făcut într-un mod cu totul deosebit şi anume de o parte şi de alta a unui recif coraligen, recif care a jucat rolul de barieră în ce priveşte sedimentarea. Astfel în partea de nord, în faţa cordilierei, în Munţii Sebeş, sedimentarea s-a făcut într-o zonă litorală de mare puţin adîncă, în timp ce în partea de sud, în spatele acestei cordiliere, sedimentarea s-a făcut în mare mult mai adîncă, depunîndu-se în deosebi diverse tipuri de argile şi marne argiloase. Din această cordilieră n-a mai rămas decît o fîşie de calcare cristaline ce se întinde dela Răşinari şi pînă la Cucuiuş. Spre vest, exact pe aceeaşi direcţie, apare zona calcarelor Hunedoara—Runcu. Această din urmă zonă de calcare este mult mai larg dezvoltată decît cea din est, din Munţii Sebeş, şi din această cauză regimul de sedimentare în acest sector s-a făcut puţin mai diferit, întrucît însăşi reciful a jucat şi un rol de platformă continentală, încît atît în partea de nord, cît şi în cea de sud, în imediata apropiere a acestui recif, s-a instalat un regim de sedimentare litoral, de mare mai puţin adîncă.

În Munţii Sebeşului, în deosebi în regiunea Cugirului, reciful a prezentat şi o serie de culoare, prin care s-au strecurat apele din sud, încît întîlnim în acest sector unele îndinţări între un facies argilos sau calcaros şi unul grezos, îndinţări care însă sînt mai numeroase în Munţii Poiana Ruscă, decît în Munţii Sebeş, atît în sectorul nordic, cît şi în cel sudic. Acest lucru se datoreşte pe de o parte faptului că reciful din Munţii Sebeşului era instalat la o distanţă foarte mică de litoral, iar pe de alta şi mărimea lui era mult mai redusă în raport cu reciful din vest, din Munţii Poiana Ruscă.

În faţa recifului în partea de nord a Munţilor Sebeşului, avem de a face cu un facies mai mult terigen-psamitic cu tendinţă spre cel psefitic, pe cînd în partea de sud faciesul este pelitic, uneori chiar aleuritic, cu unele slabe îndinţări cu un facies psamitic mai ales în imediata apropiere a recifului.

Întreg acest domeniu de sedimentare a fost prins în orogeneza hercinică şi metamorfozat, încît astăzi ne găsim în faţa unor şisturi cristaline slab metamorfozate de tip epizonal în partea de nord a Munţilor Sebeş şi cu şisturi cristaline puternic metamorfozate, de tip mesozonal, în partea de sud a acestor munţi.

În partea de sud, pe lîngă faptul că faciesul argilos-pelitic a putut să fie metamorfozat sub acţiunea aceloraşi agenţi metamorfici, dacă nu chiar mai puternici, ca şi depozitele din partea de nord, însă faciesul acesta fiind mai argilos a putut să recristalizeze mult mai larg decît faciesul grezos dînd naştere

Institutul Geologic al României

la roce de tip mesozonal; în domeniul acesta de sedimentare, în partea aceasta de sud, rocele au suferit şi unele injecţii aplito-pegmatitice care au contribuit într-o măsură oarecare la accelerarea şi puterea de recristalizare a materialului sedimentat. În ce priveşte agenţii metamorfici (temperatura şi presiunea litostatică), aceştia au fost în orice caz mult mai puternici şi mai activi în partea de sud decît în partea de nord a Munţilor Sebeş.

În timp ce în partea de nord, recristalizarea s-a petrecut numai în stare solidă, prin difuziune cristalină, în partea de sud, ea a fost ajutată şi de o serie de fluide care au circulat din cauza presiunilor, unele în timpul sedimentării, iar altele au impregnat rocele în timpul mişcărilor orogenice, sau chiar după această fază. Astfel au luat naştere zone importante de feldspatizări, de gnaise mixte, de lentile de pegmatite şi de cuarţuri cristaline şi gnaise de injecţie. Aportul acesta de fluide care a schimbat în mare măsură chimismul mineralelor primare, a provenit într-o mare măsură din solubilizarea selectivă a materialului sedimentar primar şi într-una mai mică şi din fluide magmatice, dînd astfel naştere la adevărate migmatite. Difuziunea acestui material s-a putut face şi pe calea soluţiunilor, ca şi pe calea unei difuziuni atomice în stare solidă. Astfel se semnalează o puternică zonă de feldspatizare în partea de sud a Munţilor Sebeş în sectorul Valea Luncanilor—Valea Pietrosului— Pîrva şi Valea Sebeşului în apropiere de confluenţa sa cu Valea Frumoasă. În zona aceasta se întîlnesc numeroase corpuri sau masive de gnaise granitice sau chiar granite şi granodiorite.

În timp ce în sectorul Lupşa—Cujerele—Valea Boşorog—Valea Sebeşului, în zona micaşisturilor avem de-a face mai mult cu o diferenţiere metamorfică, care a dat naştere la lentile şi corpuri de pegmatite formate mai ales din cuarţ şi plagioclazi şi mai rar din feldspaţi potasici, în partea de sud, menţionată mai sus, avem de-a face cu o metasomatoză alcalină.

După zona de metasomatoză se repetă din nou zona de diferenţiere metamorfică, etc. Despre repetarea aceasta a zonelor vom vorbi la capitolul tectonicei.

## II) ROCELE ERUPTIVE

Între rocele eruptive ce apar în regiunea noastră menţionăm: roce ultrabazice şi porfire cuarţifere.

### *A)* ROCELE ULTRABAZICE

În Carpaţii Meridionali, rocele ultrabazice se găsesc destul de larg răspîndite atît sub formă de corpuri mai mari care formează uneori masive, cît mai ales sub formă de iviri de mărimi variabile. Astfel în şisturile cristaline ale grupului I întîlnim wehrlite în Munţii Căpăţîna care sînt formate din olivină şi piroxeni şi care sînt slab serpentinizate; serpentinite pe Valea Jieţului, Plaiul Galbena (lîngă Voineasa), la Milovăţ; serpentine curate între Mălaia şi

Institutul Geologic al României

Seliște, Masivul Petrimanul, unde sînt asociate şi cu diorite, Rudina, unde serpentinizarea a mers pînă la formarea asbestului şi talcului; Poiana Ruscă, Gura Văii, Podeni, unde apar în asociație cu amfibolitele, etc. În grupul II întîlnim serpentinite în apropierea granitului de Suşiţa, la Păiuş, Mîndra, Găuri, în legătură cu amfibolitele; Valea Dunării, la Iuți, în asociație cu gabbrourile şi serpentinitele dela Baia de Aramă, Găuri, Oslea, Jiul Romînesc, Jieţu, Urdele, etc.

În Munții Sebeşului, ele apar sub formă de corpuri bine individualizate într-o zonă aproape paralelă cu zona şisturilor cu silicați de mangan şi fier. Aceste corpuri ies bine în evidență din cauza reliefului pe care îl prezintă, datorită rezistenței lor mai mare la eroziune decît a rocelor înconjurătoare.

Dela vest spre est se individualizează astfel corpul de pe Culmea Maleia două masive pe Culmea Muncelul Tițianului: unul mai mic în partea de vest a acestei culmi şi unul mai mare care se întinde din şea şi cuprinde şi vîrful. Înspre Vf. Tițianului, întîlnim de-o parte şi de alta a vîrfului, o serie de corpuri de mărimi variabile, din care cel mai mare se găseşte în partea de vest a vîrfului.

În partea de nord-vest a acestor masive, în apropiere de stîna Gruişoara, întîlnim un corp mai mic de formă elipsoidală, iar la nord-est de acest corp se întinde cel mai impozant masiv din Munții Sebeşului şi anume masivul ce formează Dealul N.gru. În partea de nord-est a masivului Dealul Negru se profilează alte cîteva corpuri de pe Culmea Mlăcile.

În împrejurimile Culmei Poiana Diței se găsesc cinci corpuri de mărimi variabile.

La nord de Dealul Mlăcile, pe Valea Cugirului Mare, apare deasemenea un corp care taie valea în apropiere de Cujerele. La est de această lentilă, pe Culmea Palatinei, se întîlnesc alte trei corpuri de dimensiuni însă mici. În regiunea Culmii Foltea, chiar pe cotă, se găseşte un corp circular, iar la nord de Culmea Foltea, pe Valea Dobra înspre Coasta Porumbelului, se găsesc de asemenea o serie de corpuri. În fine, un ultim corp de serpentine apare pe Valea Muntelui, la sud de Răşinari.

În spărtură proaspătă, rocele au, în general, o culoare neagră închisă. Spărtura este concoidală-colțuroasă.

O caracteristică generală a acestor roce este faptul că în masa lor sînt fin dispersate cristale mici de magnetit sub formă de pulbere (7—10 %). Ca o consecință a prezenței acestei magnetite rocele în ansamblul lor sînt puternic magnetice.

În general, ele prezintă o poziție concordantă. Rar se găsesc prinse în sinclinale sau anticlinale şi sînt înconjurate de paragnaise şi cuarțite, afară de cele de pe Valea Cugirului, care sînt intercalate printre pegmatite, şi de cele de pe Valea Dobrei, de pe Culmea Surianul, Foltea şi Coasta Porumbelului, care sînt înconjurate de micaşisturi sau amfibolite (Răşinari).

Institutul Geologic al României

Din punct de vedere al compoziției mineralogice procentuale, în Munții Sebeșului deosebim următoarele tipuri de roce ultrabazice: dunite, wehrlite, schriesheimite (peridotite hornblendice) și hornblendite.

## 1. DUNITELE

Sînt roce masive și de culoare închisă, cu nuanțe verzui. Într-o pastă neagră compactă se văd cu ochiul liber granule sau aglomerațiuni verzui de olivină.

Sub microscop se observă că rocele prezintă o structură echigranulară și o textură masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Olivină | 50 —80% | 0,2 —1 mm |
| Piroxeni | 3 — 4% | 0,3 —4 » |
| Amfiboli | | 0,2 —0,4 » |

Minerale accesorii:

| | | |
|---|---|---|
| Magnetit | 0,3— 1% | 0,01—0,06 mm |

Minerale secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Antigorit | 6 — 9% | |
| Crisotil | | |
| Clorit | 0 — 4% | 0,03—0,1 mm |
| Bowlingit | sub 1% | 0,01—0,06 » |
| Iddingsit | » | 0,01—0,03 » |
| Minereu | » | 0,01—0,04 » |
| Talc | » | 0,01—0,03 » |
| Saponit | » | 0,01—0,1 » |

Olivina apare sub formă de granule cu relief puternic pronunțat. Este incoloră sau slab colorată în nuanțe albăstrui-verzui. Prezintă culori de birefringență vii, de ord. I—II (roșu--verzui-gălbui-albăstrui), cu $2V = 74°—87°$.

În general este intens brăzdată de fisuri rectangulare sau neregulate, de-a-lungul cărora se insinuează granule fine de minereu și minerale serpentinice.

Marea majoritate a cristalelor de olivină sînt serpentinizate marginal, sau transformate în bowlingit și iddingsit.

Bowlingitul este galben-brun roșietic, uneori verzui, slab pleocroic și prezintă un aspect lamelar asemănător antigoritului.

Frecvent, se observă cum cristalele de bowlingit le încercuesc pe cele de olivină, care se prezintă ca niște granule relicte.

Această alterare a olivinei atrage după sine apariția în cantități însemnate de magnetit secundar, care, sub formă de granule fine, idiomorfe sau neregulate se dispune în jurul fostelor cristale de olivină scoțînd astfel în evidență conturele

Institutul Geologic al României

lor rombice, sau pătrunde sub formă de pulbere fină în interiorul lor mascînd în felul acesta cristalele de bowlingit.

În unele sectoare magnetita este dispusă ca o pulbere fină în conținutul acestora şi numai arareori formează aglomerațiuni mai masive printre care se observă şi unele granule cu forme cristalografice.

Bowlingitul se poate confunda foarte uşor cu antigoritul, de care însă se deosebeşte prin culoarea sa galbenă brun-verzuie, pleocroism şi birefringență.

Pe lîngă bowlingit am întîlnit şi rare cristale cu conture neregulate de culoare brun-roşietică, slab pleocroice, de iddingsit. Unele cristale de iddingsit prezintă clivajul bine distinct după (010). Numai într-o singură secțiune am întîlnit şi cristale de iddingsit la care s-a putut determina clivajul după (101).

Roca prezintă şi un alt aspect de alterare şi anume transformarea olivinei în minerale serpentinice (crisotil şi antigorit). Dintre acestea cel mai frecvent este crisotilul, care se dispune sub formă de fibre perpendiculare pe direcția fisurațiunilor, pe două sau mai multe rînduri opuse şi care sînt în general separate între ele prin granule fine de minereu.

S-au întîlnit şi cristale larg dezvoltate de antigorit, mai ales la marginea celor de olivină sau formate pe seama bowlingitului.

Între alte minerale secundare, menționăm şi prezența cloritului. Acesta este incolor, uşor colorat în verde-oliv, prezintă culori de birefringență scăzute, este optic pozitiv şi cu $2V = 8°$. El provine în deosebi din transformarea amfibolilor. Unele lamele fine de clorit pătrund şi în zonele de alterare ale olivinei.

S-au întîlnit şi concentrațiuni cu aspecte scamoase sau compacte de solzişori fini de clorit, între care s-au observat şi unele lamele cu culori de birefringență albăstrui (pennin). Sub forma lor scamoasă sau compactă nu arată forme proprii şi nici nu pseudomorfozează nici unul din mineralele primare, însă sînt străbătute de zone de filonaşe de antigorit şi crisotil, care conțin unele relicte de cristale de olivină.

În unele secțiuni am întîlnit şi saponit care are o culoare cenuşie. E criptocristalin şi este frecvent brăzdat în toate direcțiile de vinişoare fine de bowlingit. Uneori este însoțit de iddingsit în zone în care bowlingitul este lipsă.

Dintre piroxeni menționăm prezența diopsidului. Acesta este presărat intens de o pulbere fină de minereu, pulbere care scoate foarte bine în evidență clivajele. Este incolor, slab cenuşiu, cu culori de birefringență vii şi cu unghiul de extincție ce oscilează între $35°-42°$, $2V = 60°-61°$.

În mod cu totul sporadic s-au întîlnit şi cristale prismatice fine de tremolit a cărui unghi de extincție variază între $14°-18°$, iar unghiul $2V = 81°-84°$.

Unele secțiuni sînt complet ocupate chiar numai de plaje şi cristale de bowlingit în asociație cu rare cristale de iddingsit şi relicte de olivină sub formă de ochiuri.

Institutul Geologic al României

Minereul poate prezenta uneori şi unele aspecte de orientare a filonaşelor formînd fîşii paralele mai ales în zonele bogate în antigorit şi clorit.

În secţiunile care arată o serpentinizare mai avansată, se întîlnesc şi zone în care cloritul se prezintă sub formă de lame larg cristalizate. În aceste stadii de serpentinizare se observă cum cristalele de olivină sînt parţial sau total transformate în lamele fine de antigorit, sau sînt brăzdate în toate direcţiile de filonaşe formate din crisotil şi minereu. Concomitent cu această serpentinizare, creşte şi cantitatea în minereu, iar roca prezintă o structură reticulară.

Uneori, transformarea totală a olivinei, duce la roce în a căror compoziţie intră numai bowlingit, minerale serpentinice şi minereu, întrucît din cristalele de olivină n-au rămas decît conturele, conţinutul lor fiind ocupat de bowlingit, minereu şi minerale serpentinice. Acestea din urmă scot în evidenţă structura reticulară caracteristică serpentinitelor.

În dunitele de la Pietrosul, pe lîngă celelalte minerale secundare menţionate pînă acuma, apare şi talcul. Iddingsitul este rar, locul lui fiind ocupat de saponit, iar bowlingitul este aproape total transformat în antigorit Uneori structura reticulară arată anumite aspecte de aranjament în amfiteatru. Atît talcul cît şi agregatele cloritoase, pseudomorfozează aici minerale prismatice larg dezvoltate.

Uneori, unele cristale de tremolit, dezvoltate în prisme exagerat de lungi, trec în asbest şi sînt brăzdate şi ele la rîndul lor, reticular, de vinişoare de crisotil sau bowlingit. Acestea din urmă apar deobicei în asociaţie cu minereul. În majoritatea cazurilor, cristalele de asbest se ascut terminal.

Talcul apare în general în zonele bogate în clorit, iar minereul în aceste zone apare cu totul sporadic.

Secţiunile prin unele din aceste roce sînt complet mascate de plaje de iddingsit brun-roşietice, iar minereul este dispus sub formă de granule fine formînd aspecte reticulare şi numai rareori apar şi cristale idiomorfe, larg dezvoltate, de magnetit primar.

Dunitele apar în general sub formă de zone cu totul neregulate şi arată diverse aspecte de serpentinizare. Astfel le-am întîlnit în Masivul Ţiţeanu, Dealul Negru, V. Cugirului şi Valea Muntelui (Răşinari).

## 2. WEHRLITELE

Sînt roce de culoare închisă, uneori negre-verzui şi prezintă diverse aspecte după predominanţa mineralelor principale: olivină sau piroxen.

Macroscopic se poate observa într-un fond foarte compact de culoare neagră, cristale larg dezvoltate de diallag şi granule de olivină.

În unele dintre aceste wehrlite se observă şi numeroase cristale de actinot, care pot atinge uneori o lungime de 1 cm.

Institutul Geologic al României

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Olivină | 20 —85% | 0,1 —0,8 mm |
| Piroxeni | 3 —55% | 0,05—1 » |
| Amfiboli | 2 —15% | 0,6 —1 » |

Minerale accesorii:

| | | |
|---|---|---|
| Magnetit | sub 1% | 0,08—0,8 mm |

Minerale secundare:

| | |
|---|---|
| Antigorit, Crisotil | 10 —41% |
| Clorit | 0 —25% |
| Bowlingit, Iddingsit, Saponit | 1 — 2% |
| Calcit | sub 1% |
| Talc | 0 — 6% |
| Minereu | 0,3— 8% |
| Magnezit | 2 — 3% |

Olivina apare sub formă de cristale neregulate, larg dezvoltate, mai mult sau mai puţin transformate, fiind brăzdate în toate sensurile de filonaşe de minerale serpentinice, minereu şi bowlingit, care le imprimă şi o structură reticulară caracteristică. Participaţia olivinei în aceste roce oscilează între 20% şi 85%.

Piroxenii (diallag) se prezintă în cristale de asemenea larg dezvoltate şi sînt umpluţi de o pulbere fină de minereu. Frecvent, pulberea aceasta scoate în evidenţă şi cele trei tipuri de clivaje caracteristice diallagului. În această pulbere fină se găsesc şi granule fine de culoare brună închisă pînă la neagră de cromit; aceste roce au arătat la analizele chimice un procent ridicat de oxizi de crom. Diallagul are unghiuri de extincţie care variază între 36°— 41° şi este biax pozitiv, cu unghiul 2V variabil (58°— 59°). Unele cristale arată mai mult sau mai puţin fenomene de uralitizare şi de maclare polisintetică. Uneori apar atît de larg dezvoltate, încît ocupă mai mult de jumătate din suprafaţa secţiunii. Ei intră în compoziţia acestor roce cu un procent care oscilează între 4—55%. Se observă foarte adeseori cum cristalele de diallag se transformă în talc.

Amfibolii sînt în cea mai mare parte, poate chiar total, secundari şi apar sub formă de tremolit şi actinot. Sînt incolori cu unghiuri de extincţie ce variază între 8°— 22°.

Bowlingitul apare destul de rar şi se înşiruie îndeosebi la marginea cristalelor mai mari de olivină sau încercueşte cristalele mai mici de piroxeni care se găsesc incluse în olivină.

Institutul Geologic al României

Minereul se prezintă sub formă de cristale de magnetit fine, idiomorfe, sau sub formă de granule negre, opace, de mărimi şi conture neregulate, sau chiar sub formă de pulbere foarte fină. În general el se înşiruie printre granulele de olivină scoţînd mai bine în evidenţă sistemul reticular de serpentinizare a olivinei, sau formează concentraţiuni în mod capricios. De obicei el însoţeşte bowlingitul.

Dintre mineralele serpentinice menţionăm: antigoritul şi crisotilul. Lamelele de antigorit înconjoară în general granulele de olivină. Dintre mineralele serpentinice crisotilul predomină.

În unele secţiuni, bowlingitul cuprinde complet spaţiul cristalelor de olivină, iar acestea din urmă nu apar decît sub formă de granule izolate în sistemul reticular scos în evidenţă de filonaşele de minereu. În aceste secţiuni piroxenii încep să arate aspecte incipiente de cloritizare.

În porţiunile în care minereul prezintă unele concentraţiuni mai mari, apar şi lamelele de antigorit mai masiv şi în cazul acesta participaţia mineralelor serpentinice este destul de însemnată. În stadiile acestea mai avansate de serpentinizare, piroxenii se fasciculizează terminal şi trec în uralit şi actinot.

În unele din aceste roce, pe măsura scăderii procentuale a olivinei, încep să apară într-o cantitate mai mare, cristalele prismatice fine de tremolit şi în aceeaşi măsură creşte cantitativ şi cloritul.

Transformarea piroxenilor se face în deosebi de-a lungul clivajelor, printre care se insinuiază granule fine de minereu şi lamele de clorit.

În unele din aceste roce bowlingitul este verde-gălbui, pleocroic şi trece marginal într-un agregat fin, antigoritic; cloritul este destul de abundent, iar cristalele de olivină rar apar proaspete, în majoritatea cazurilor însă ca relicte încercuite de minereu şi bowlingit.

Iddingsitul apare în genere, cu totul sporadic, în conţinutul cristalelor de bowlingit.

În unele secţiuni se observă cristale de olivină larg dezvoltate, care ocupă uneori trei sferturi din imaginea lor. În genere, după cum am spus mai sus, olivina este transformată parţial sau total în minereu şi bowlingit.

Din această scurtă prezentare a wehrlitelor se desprinde imaginea a două fenomene de autometamorfism şi anume: serpentinizarea olivinei dînd naştere la minerale serpentinice care prin predominarea lor duc la serpentinite şi uralitizarea diallagului trecînd uneori de la adevărate diallagite la amfibolite.

În masivul de la Gruişoara, wehrlitele arată unele aspecte puţin diferite Aici tremolitul apare în cristale prismatice de dimensiuni mari, în comparaţie cu dimensiunile celorlalte componente; în general sînt proaspete şi nu arată nici un fel de transformare. În majoritatea cazurilor, tremolitul s-a format pe seama diopsidului.

Institutul Geologic al României

Cloritul se prezintă sub formă de lamele, care uneori sînt incolore, puţin alungite, îndoite şi răspîndite în mod neregulat în masa rocei.

Olivina apare întotdeauna cu conture neregulate; frecvent este mai abundentă în sectoarele lipsite de tremolit. În general, cristalele de olivină sînt prinse într-o reţea de minerale serpentinice. Ca de obicei, mineralele serpentinice nu se opresc la marginea cristalului de olivină, ci avansează pe spărturile existente în cristale.

Piroxenul apare în cantităţi minime şi de cele mai multe ori în prisme slab serpentinizate pe direcţiile de clivaj.

Magnetitul se prezintă în granule neregulate şi răspîndite în întreaga rocă, de aşa manieră încît nu putem vorbi de sectoare mai sărace sau mai bogate în magnetit.

În rocă se întîlnesc frecvent şi diaclaze care sînt în general umplute cu magnezit.

Astfel de roce au mai fost semnalate în Carpaţii Meridionali de către MURGOCI, pe versantul de nord al Muntelui Ursu.

Wehrlitele au fost întîlnite de asemenea într-un mod cu totul neregulat; mai mult sub formă de concentraţiuni în următoarele masive: Tiţianu, Dealul Negru, Poiana Diţei, Valea Muntelui, Coasta Porumbelului şi V. Cugirului.

### 3. SCHRIESHEIMITELE (PERIDOTITE HORNBLENDICE)

Structura acestor roce variază de la o structură fanerocristalină la una microcristalină porfirică în care cristalele sînt echigranulare şi holocristaline. Textura este masivă, compactă.

În unele din aceste roce uneori într-un ţesut fundamental format din cristale fine de tremolit sau dintr-un ţesut reticular, format în deosebi din crisotil, se observă chiar cu ochiul liber fenocristale larg dezvoltate de tremolit, diopsid sau olivină. Uneori, aceste componente principale apar în mod egal dezvoltate, predominînd însă, cristalele prismatice de amfiboli şi piroxeni.

În unele cazuri, cristalele de amfiboli şi piroxeni prezintă un aspect de orientare a prismelor scoţînd astfel în evidenţă o textură slab paralelă, mai ales atunci cînd acestea sînt asociate cu lamelele de clorit.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Olivină . . . . . | 1—45% | 0,1 —0,4 mm |
| Amfiboli . . . . . | 10—62% | 0,1 —1 » |

Minerale accesorii:

| | | |
|---|---|---|
| Magnetit . . . . . | sub 1% | 0,02—0,1 mm |
| Pirexeni . . . . . | 0— 5% | 0,2 —0,8 » |



Institutul Geologic al României

Minerale secundare:

| | |
|---|---|
| Antigorit } Crisotil } | 1—31% |
| Clorit | 2—15% |
| Magnezit | sub 1% |
| Bowlingit } Iddingsit } | 0— 7% |
| Calcit | sub 1% |
| Saponit | » |

Tremolitul se prezintă atît sub formă de cristale mici, uneori chiar microlitice, cît şi sub formă de fenocristale larg dezvoltate. Este incolor, cu nuanţe verzui, cristalizat în prisme alungite fără feţe terminale. Unghiul de extincţie oscilează între 8°— 19°.

Uneori, unele cristale probabil de pargasit, prezintă constant un unghi de extincţie ce variază între 22°— 25°, cu 2V = 65°; alteori, prezintă o extincţie cu un unghi constant sub 10°, de unde putem trage concluzia că cel puţin pentru ultimul caz avem de a face cu o varietate de tremolit şi anume «ferrotremolit» care este un mineral biax negativ cu unghiul 2V=74°.

Ceea ce este de asemeni demn de remarcat este faptul că unele cristale de tremolit sînt ciuruite poikilitic de granule de mărimi variabile de minereu, sau acesta din urmă apare sub forma unei pulberi fine care maschează complet conţinutul cristalelor. Uneori se întîlnesc şi cristale de asemeni prismatice însă foarte alungite, care sînt în general proaspete; de ele nefiind legate, decît într-un mod cu totul întîmplător granulele de minereu şi au un unghi de extincţie constant de 17°.

Cristalele mai mari de tremolit prezintă frecvente transformări în clorit cu care este intim asociat şi din cauza căruia prezintă extincţii unduloase datorită inflexiunii lamelelor de clorit.

Olivina apare sub formă de granule larg dezvoltate, rar proaspete, în general, alterate parţial sau complet brăzdate în toate sensurile de filonaşe formate din crisotil şi minereu şi înconjurate de o zonă de grosime variabilă bine conturată de bowlingit cu structură antigoritică. Uneori, în conţinutul cristalelor de olivină pătrund şi lamele fine de clorit sau ace de actinot.

În unele roce, olivina poate ajunge un procent de 45% iar în altele, abia dacă atinge 1% din compoziţia rocei. În secţiunile în care olivina apare în cantitate mai mare, minereul este legat de aceasta, amfibolii se prezintă sub formă de cristale mici şi proaspete, iar mineralele serpentinice cresc cantitativ.

Piroxenii apar sub formă de diopsid şi augit. Diopsidul este reprezentat în majoritatea cazurilor prin varietatea diallag, în cristale în general larg dezvoltate care sînt presărate cu o pulbere fină de minereu. Augitul apare mult mai rar şi se prezintă sub formă de cristale cu conture idiomorfe impregnate de asemenea cu o pulbere opacă de oxizi de fier.

Institutul Geologic al României

Cloritul apare sub formă de lamele fine, rar formează aglomeraţiuni. În general, lamelele sale sînt proaspete şi prezintă o culoare de birefringenţă scăzută. Este optic pozitiv cu unghiul $2V = 0°$ şi alungirea negativă.

Unele cristale sînt complet izotrope şi conţin sub formă de incluziuni, cristale idiomorfe de magnetit.

Mineralele serpentinice (crisotil şi antigorit) participă uneori în cantitate destul de mare (30%), crisotilul fiind predominant. În unele secţiuni, în care mineralele amfibolice sînt în mare parte transformate, antigoritul predomină asupra crisotilului.

Bowlingitul se prezintă în unele secţiuni de obicei în cantitate destul de mare şi pe măsura creşterii acestuia, creşte şi minereul. Acesta din urmă poate să ajungă uneori la un procent de 6% din compoziţia rocei.

De multe ori existenţa olivinei este semnalată numai de prezenţa bowlingitului care o pseudomorfozează. În unele cazuri acesta apare şi sub formă de filonaşe care brăzdează în mod neregulat roca în toate direcţiile. Frecvent apare puternic colorat şi prezintă un pleocroism pronunţat.

În unele secţiuni apar şi cristale de calcit larg dezvoltate, frecvent asociate cu minereu.

Saponitul apare uneori în cantităţi destul de remarcabile, nu prezintă însă decît arareori conture bine distincte; în general este microcristalin şi foarte slab birefringent.

Cu totul întîmplător, am întîlnit în unele secţiuni cristale de amfiboli maclate după (010), sau macle după legea Karlsbad.

Iddingsitul a fost întîlnit sub formă de cristale mici însă cu totul întîmplător.

În unele secţiuni, local, acolo unde lamelele fine de clorit au o dezvoltare alungită, roca are un aspect de structură cfitică.

Pe lîngă alte fenomene de autometamorfism, am întîlnit frecvent şi fenomene de bastitizare.

In rocele cu un procent însemnat de piroxeni, au fost întîlnite şi cristale de bronzit cu incluziuni de minereu sub formă de granule dispuse în mod simetric.

Frecvent se observă cum tremolitul trece în antigorit în timp ce filonaşele destul de larg dezvoltate de crisotil sînt formate din 6 străţulete colorate unele în brun, altele în cenuşiu, care se dispun alternativ.

În unele secţiuni se observă cum prin zonele bogate în antigorit pătrund 2 — 3 filonaşe paralele de calcit care conţin la rîndul lor fîşii destul de larg dezvoltate de minereu, paralele şi dispuse perpendicular pe filonaşe de calcit.

Calcita şi minereul cu care este asociată, provine din alterarea amfibolilor; poate forma uneori zone de concentraţie masive prin care pătrund din toate direcţiile lamele fine de clorit, sau acestea din urmă separă aceste aglomeraţiuni de calcit între ele, după direcţii paralele. Uneori, calcitul şi cloritul formează împreună fîşii paralele, cu aspecte unduloase.



Institutul Geologic al României

S-au întîlnit printre aceste roce şi unele care prezintă fenomene de carbonatare destul de pronunţate.

Deasemenea, s-au întîlnit şi roce în care actinotul este mineralul predominant. În aceste roce, dispoziţia de orientare a prismelor de actinot scoate în evidenţă o textură paralel sinuoasă trecînd în adevărate şisturi actinolitice. În aceste şisturi actinolitice, cristalele de olivină sînt transformate aproape total în bowlingit şi au o dezvoltare mai largă şi o formă izometrică. Se prezintă ca porfiroblaste. Uneori porfiroblastele de olivină sînt proaspete, alteori sînt transformate în antigorit şi mai ales în bowlingit. Cîteodată însă, aspectul şistos al rocei este evidenţiat mai ales de dispoziţia în fîşii paralele a lamelelor de clorit.

În unele din aceste peridotite din Masivul Tiţianu am întîlnit şi unele aspecte mai deosebite, cari constau în aceea că cristalele de olivină sînt destul de larg dezvoltate şi transformate în parte în bowlingit şi iddingsit. Acest din urmă mineral apare în cantitate mai mare în masivul menţionat mai sus decît în celelalte.

Piroxenii prezintă pe o scară mai largă fenomene de bastitizare, iar tremolitul care apare în general dezvoltat în cristale prismatice foarte lungi, este transformat în parte în talc şi asbest. Uneori, tremolitul transformat în parte în asbest, prezintă o structură radiară sub formă de sori.

În unele din aceste roce, fenomen de altfel constatat şi în peridotitele din celelalte masive, olivina dispare completamente, locul ei fiind ocupat de piroxeni. Aceştia, sub formă de diallag, apar în cristale larg dezvoltate formînd fenocristale într-un fond constituit din cristale fine de amfibol.

De diallag sînt legate şi mineralizaţiile întrucît cristalele acestor minerale sînt complet acoperite de o pulbere fină de minereu. Unele din aceste cristale, datorită acestei pulbere de minereu, lasă să iasă în evidenţă sistemele sale de clivaj.

Aceste roce au o răspîndire destul de largă şi formează uneori zone compacte cum sînt cele de la Răşinari, Dealul Negru, Tiţianu, Coasta Porumbelului şi V. Cugirului.

### 4. HORNBLENDITELE

Structura rocei este granulară, microcristalină, uneori fanerocristalină, textura masivă, compactă.

În compoziţia rocelor intră: tremolit care este mineralul predominant, actinot, diopsid, clorit, minereu, calcit, antigorit, talc, epidot, cuarţ, granaţi, zoizit, clinozoizit, hornblendă.

După predominanţa mineralelor amfibolice, în mare, putem deosebi două tipuri de hornblendite: *a)* formate din predominanţa tremolitului (grammatite) şi *b)* hornblendite propriu zise.

Institutul Geologic al României

### *a)* GRAMMATITELE

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale

| | | |
|---|---|---|
| Olivină | 2 —32% | 0,06—0,4 mm |
| Tremolit | 20 —80% | 0,1 —1,5 » |

Minerale accesorii:

| | | |
|---|---|---|
| Magnetit | 1 — 3% | 0,03—0,1 mm |
| Diopsid | 0 — 2% | 0,3 —0,9 » |
| Augit | 0 — 0,3% | 0,03—0,07 » |
| Actinot | 0 — 0,5% | 0,5 —2 » |

Minerale secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Antigorit } Crisotil } | 3 —40% | |
| Clorit | 5 —30% | 0,03—0,6 mm |
| Minereu | 0,2— 1% | 0,01—0,05 » |
| Asbest | 0 — 5% | 0,03—2 » |
| Talc | 0 —15% | 0,3 —1 » |
| Magnezit | 0 — 2% | 0,05—0,4 » |

În aceste roce tremolitul apare sub formă de cristale idiomorfe larg cristalizate. E incolor, cu clivaje distincte după (010), iar după secţiunile transversale prezintă clivaje caracteristice amfibolilor (unghiuri de 124°). Culoarea de interferenţă variază, după secţiuni, dela galben-cenuşiu de ord. I la roşu-verzui-albăstrui de ord. II. Unghiurile de extincţie variază între 12°— 19°. E biax negativ cu unghiul $2V = 86°— 88°$. În majoritatea rocelor el apare într-un procent destul de mare ce oscilează între 20 — 80% din compoziţia rocei. Uneori, unele cristale prezintă şi macle.

În mod cu totul sporadic am întîlnit şi cristale de tremolit care conţin incluziuni rare de oxizi metalici. Aceste incluziuni însă, pot forma în unele roce concentraţiuni destul de mari sub formă de pulbere fină. În unele cristale am întîlnit însă destul de rar, şi granule de minereu cu conture idiomorfe de magnetit.

Arareori, cristalele de tremolit sînt şi pleocroice avînd pe $n_p$ = alb-gălbui, uneori în tonuri slab verzui, $n_m$ = verde-cenuşiu, iar $n_g$ = verde pal. Printre aceste cristale de tremolit se întîlnesc frecvent şi lame fine de clorit.

În unele secţiuni, cristalele de tremolit în asociaţie cu cele de actinot sînt astfel aranjate încît prezintă aspectul unei structuri ofitice.

În rocele în care lamelele de clorit încep să abunde, apare şi minereul în cantitate mai mare, sub formă de granule cu conture neregulate şi de mărimi variabile.

În mod frecvent, însă, minereul care este legat de zonele cloritoase uneori invadează şi cristalele de amfiboli din apropiere.

Institutul Geologic al României

În general, se observă că lamelele de clorit iau naştere pe seama tremolitului întrucît în conținutul acestora se observă cum lamelele mai mici de clorit îl corodează pe acesta destul de profund, sau îl brăzdează sub formă de lamele fin lunguiețe în toate direcțiile. Această transformare a tremolitului în clorit este însă mai bine vizibilă la marginea cristalelor de tremolit. Uneori se observă în lamelele larg dezvoltate de clorit unele relicte de tremolit care încă n-au fost complet transformate. Ceea ce merită să fie semnalat este faptul că lamelele de clorit ce iau naştere pe seama tremolitului nu se formează în deosebi de-a lungul clivajelor cum ar fi normal, ci în interiorul cristalelor prin fenomene de coroziune care prezintă aspecte curioase dînd naştere la forme de lamele de clorit cu totul neregulate şi dispuse într-un mod cu totul capricios.

La unele cristale de tremolit am întîlnit şi fenomenul de dispersiune a extincțiilor destul de accentuat variind între 16°— 20°.

Lamelele de clorit mai larg dezvoltate şi care le pseudomorfozează pe cele de tremolit, prezintă extincții unduloase, paralele cu liniile de clivaj. Cloritul prezintă culori de birefringență scăzute, cenuşiu de ord. I. E biax pozitiv, cu unghiul 2 V ce variază între 0°— 6°. Uneori formează plaje destul de larg dezvoltate, plaje care sînt aproape întotdeauna izotrope şi care numai local prezintă aspecte incipiente de individualizare a proprietăților sale optice. În unele roce, plajele acestea izotrope de clorit pot atinge un procent de 30%.

În unele din aceste roce, au fost întîlnite şi rare cristale de diopsid larg dezvoltate, care în general sînt umplute cu incluziuni de minereu.

În afară de diopsid au mai fost întîlnite şi cristale mici idiomorfe de augit.

În unele din aceste grammatite apar şi minerale serpentinice mai mult sau mai puțin dezvoltate. Aceste minerale serpentinice numai arareori prezintă o dispoziție reticulară. În general ele sînt aranjate în fîşii paralele, sau, unele lamele de antigorit formează cu fîşiile paralele un unghi de 34°, prezentînd în felul acesta aspecte de parchetaj sau de coadă de rîndunică. Orientarea optică a acestor lamele este alternativ opusă, încît în lumina paralelă cu nicoli în cruce aceste lamele dau aspectul unor macle polisintetice. În general în aceste secțiuni crisotilul e cu totul subordonat antigoritului.

### *b)* HORNBLENDITELE PROPRIU ZISE

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

| | | |
|---|---|---|
| **Minerale principale:** | | |
| Amfiboli . . . . . | 30—90% | 0,1 —1 mm |
| **Minerale accesorii:** | | |
| Magnetit . . . . . | 1— 3% | 0,03—2 mm |
| Piroxeni . . . . . | 0—18% | 0,08—1 » |
| Apatit . . . . . | sub 1% | 0,03—0,06 » |
| Zircon . . . . . | » | 0,01—0,04 » |

Institutul Geologic al României

Minerale secundare:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Asbest | 0— 5% | 0,6 —1 | mm |
| Talc | 0—16% | 0,02—0,05 | » |
| Clorit | 0—12% | 0,06—0,2 | » |
| Zoizit | sub 1% | 0,03—0,1 | » |
| Cuarţ | » | 0,02—0,05 | » |
| Epidot | 0—39% | 0,02—0,08 | » |

În aceste roce, dintre amfiboli, hornblenda este mineralul predominant şi apare într-un procent ce oscilează între 30 — 90% din compoziţia rocei. Hornblenda este brună, puternic pleocroică şi apare sub formă de cristale idiomorfe avînd unghiuri de extincţie între 16°— 19°. În unele roce, însă cu totul sporadic, se observă cum unele cristale de hornblendă sînt prinse într-o pastă fină criptocristalină, argilo-silicioasă, care nu şi-a individualizat încă complet proprietăţile sale optice. Unele cristale de hornblendă prezintă uneori unghiuri de extincţie de 21° şi 2V = 62°.

În general, hornblenda este asociată cu zoizitul. Acesta din urmă are un relief puternic pronunţat, prezintă culori de birefringeţă scăzute; e biax pozitiv, cu unghiul 2V = 30°.

În general, cristalele de zoizit sînt însoţite de granule foarte fine de minereu.

Au fost întîlnite şi roce care conţin şi cristale xenomorfe de cuarţ, ace de actinot, cristale fine de rutil şi titanit.

Cloritul apare sub formă de lamele, uneori în cantităţi destul de remarcabile. E puternic pleocroic şi arată cîte odată cînd apare în asociaţie cu oxizii de fier, unele aspecte de biotitizare.

Minereul în general se dezagregă şi formează plaje brune care sînt în general intim întreţesute cu lamelele de clorit.

În unele roce au fost întîlnite şi unele fenomene destul de interesante şi anume: într-un fond criptocristalin de culoare brun-cenuşie sînt prinse fenocristale de hornblendă, fenocristale care sînt în cea mai mare parte corodate de această pastă. În pastă s-au putut identifica unele microlite de sericit şi de cuarţ criptocristalin.

În afară de aceste minerale menţionate pînă acum, s-au întîlnit şi cristale de apatit care sînt larg dezvoltate şi de zircon sub formă de granule cu conture rotunjite.

În unele din aceste hornblendite s-au întîlnit frecvent şi cristale de actino în prisme alungite, larg dezvoltate şi transformate în asbest.

Cu totul întîmplător au fost întîlnite printre aceste hornblendite şi roce foarte bogate în piroxeni şi epidot sau cuarţ şi zoizit.

Rocele acestea au o răspîndire destul de largă şi formează uneori zone compacte cum sînt cele de la Ţiţeanu, Dealul Negru, Coasta Porumbelului, Foltea, Gruişoara şi Răşinari.

Institutul Geologic al României

## *B*) ROCELE METAMORFICE LEGATE DE MASIVELE ERUPTIVE ULTRABAZICE

Atît în interiorul masivelor cît mai ales în periferia lor, ca şi la contactul acestor masive cu rocele înconjurătoare, întîlnim o serie de roce formate fie prin fenomene de autometasomatism, de metasomatism cu evacuarea unor cantităţi destul de însemnate de MgO, FeO şi $SiO_2$ din aceste roce ultrabazice, fie prin procese de modificare hidrotermală a acestor roce ultrabazice prin combinare cu procese de metamorfism dinamic.

Astfel, prin autometasomatismul dunitelor au luat naştere serpentinitele apodunitice iar prin autometasomatismul peridotitelor, au luat naştere serpentinitele apoperidotitice.

Prin metasomatoza magneziană au luat naştere: cloritităle, granatitele şi şisturile biotitice, iar din procesele hidrotermale în combinare cu cele de metamorfism dinamic, au luat naştere şisturile cu tremolit şi şisturile talcoase.

### 1. SERPENTINITELE APODUNITICE

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

| | | |
|---|---|---|
| Olivină | 1 —38% | 0,1 — 0,5 mm |
| Antigorit } Crisotil } | 12 —80% | 0,05— 0,8 » |
| Piroxeni | 1 —38% | 0,3 — 0,9 » |
| Amfiboli | 0 —30% | 0,1 — 0,2 » |
| Clorit | 3 —25% | 0,02— 0,3 » |
| Minereu | 1 — 6% | 0,1 — 0,9 » |
| Talc | 0,2—12% | 0,05— 0,1 » |
| Calcit | sub 1% | 0,02— 0,04 » |
| Bowlingit | » | 0,1 —18 » |
| Asbest | 0 — 2% | |

Aceste roce formează zone compacte şi destul de larg dezvoltate mai ales la partea superioară a masivelor, dar asta nu înseamnă că astfel de roce nu se găsesc şi în interiorul lor sau nu ocupă uneori chiar complet unele masive mai mici.

Structura rocelor este reticulară pîsloasă, uneori cu aspecte porfirice, iar textura masivă.

Rocele sînt formate dintr-un sistem reticular constituit din fibre de crisotil şi antigorit, în care ochiurile sînt formate din lamele de antigorit sau relicte de olivină.

În mod cu totul neregulat în unele din aceste roce, în masa lor, apar şi lamele larg dezvoltate de clorit ce sînt însoţite adesea de granule fine de calcit. Asociaţia aceasta de calcit cu clorit ne face să credem că lamelele de clorit provin din transformarea amfibolilor. Cloritul prezintă uneori aspecte penate

Institutul Geologic al României

sau de snopi. Arareori, lamelele de clorit pseudomorfozează cristalele de amfiboli care au fost maclate primordial şi din care n-a rămas decît lama mediană.

Printr-un metamorfism mai avansat, de multe ori structura reticulară este complet desfiinţată, iar mineralele serpentinice formează o masă pîsloasă în care lamelele de clorit se prezintă ca nişte porfiroblaste.

In unele secţiuni din loc în loc se observă nişte conture rombice înconjurate de granule de minereu şi în acest caz şi structura reticulară este bine păstrată. Aceste forme ne amintesc de cristalele larg dezvoltate de olivină.

Minereul în general apare în asociaţie cu lamelele de clorit, însă de foarte multe ori este împrăştiat în mod neregulat în toată masa rocei sub formă de granule neregulate, sau este dispus şi el în aranjamente reticulare.

Mineralele serpentinice se pot prezenta şi sub formă de microlite uneori criptocristaline şi formează o masă compactă, iar caracteristicele lor optice sînt submicroscopice.

În unele din aceste roce se observă şi o participaţie însemnată a mineralelor amfibolice, iar printre reticulele formate de mineralele serpentinice se strecoară şi solzi fini de talc.

Uneori cristalele prismatice alungite de actinot sînt transformate total sau parţial în asbest care prezintă o extincţie unduloasă diagonal pe alungire. Am întîlnit şi roce în care reticulele sînt formate numai din fibre fine de crisotil, iar ochiurile sînt ocupate de minereu.

Peste fondul acesta reticular se aşterne o pulbere fină de minereu sub formă de fire paralele amintindu-ne clivajele unor minerale prismatice.

În aceste roce, olivina nu apare decît sub formă de relicte în ochiurile reticulelor formate de crisotil, iar antigoritul este aproape absent. Uneori, însă participaţia acestuia din urmă în unele roce este atît de mare încît suprafaţa secţiunii prezintă aspecte vălurate.

Pe lîngă relictele de olivină, în unele roce au fost întîlnite şi cristale rare de bowlingit.

Foarte frecvent în ţesătura aceasta antigoritică apar cristale fibroase de asbest şi lamele de clorit.

În unele secţiuni, minereul apare şi el într-o cantitate destul de mare, fie sub formă de pulbere sau granule dispersate în toată masa rocei, fie sub formă de cristale cu conture larg dezvoltate.

În rocele, în care minereul apare în cantitate mai mare şi participaţia cloritului este mai mare.

Au fost întîlnite şi roce în care olivina apare în cristale larg dezvoltate şi proaspete. În aceste roce au fost întîlnite atît cristale de tremolit şi actinot cît şi lamele de clorit, intim asociate cu granulele de calcit. Acestea din urmă pot forma uneori concentraţiuni destul de însemnate.

Au fost întîlnite şi roce în care ochiurile formate din reticulele mineralelor serpentinice sînt ocupate de saponit.

Institutul Geologic al României

## 2. SERPENTINITELE APOPERIDOTITICE

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Crisotil<br>Antigorit | 30 —90 % | |
| Amfiboli | 5 —75 % | 0,1 — 1 mm |
| Piroxeni | 0,5— 3 % | 0,1 — 1,8 » |
| Olivină | 1 —25 % | 0,06— 0,5 » |
| Minereu | 1 —15 % | 0,03— 0,08 » |
| Calcit | 0,1— 0,6% | 0,03— 0,1 » |
| Talc | 0,6—10 % | 0,01— 0,06 » |
| Asbest | 0,2— 6 % | 0,1 —13 » |
| Clorit | 2 —30 % | 0,01— 0,1 » |
| Magnezit | 0 — 3 % | 0,1 — 0,2 » |
| Granat | 0 — 2 % | 0,04— 0,1 » |

Structura acestor roce este și ea reticular pîsloasă uneori cu aspecte porfirice datorită cristalelor larg dezvoltate de amfibol, iar textura este masivă

Într-un fond pîslos, fibros sau reticular, apar cristale uneori fine, alteori larg dezvoltate de tremolit care sînt în cea mai mare parte transformate fie în lamele de clorit sau antigorit, fie în agregate solzoase de clorit și brucit.

De-a lungul clivajelor cristalelor relicte de amfiboli și piroxeni, se observă o aglomerațiune mare de granule de minereu.

În general, în aceste roce, crisotilul e cu totul subordonat antigoritului. În unele din aceste roce, cristalele de antigorit prezintă aspecte flamoase sau ferestrate, iar talcul și asbestul apar în cantități destul de remarcabile.

În afară de aceste minerale se întîlnesc uneori și relicte de olivină.

Participația talcului și asbestului în aceste roce este destul de constantă. Acesta din urmă poate apărea uneori destul de larg dezvoltat.

Uneori cristalele mai mari de tremolit transformate parțial în clorit sînt ciuruite de cristale fine de clorit și mai ales de calcit care scot în evidență, bine înțeles cu totul local, o structură poikilitică.

În rocele în care apar numai amfibolii într-o cantitate care poate atinge un procent de 75% din compoziția rocei, dintre mineralele serpentinice nu apare decît numai antigoritul, iar cristalele de tremolit sînt intens ciuruite de granule fine de minereu care uneori este însoțit și de bowlingit.

Ca o remarcă generală menționăm faptul că, în serpentinitele apoperidotitice, dintre mineralele serpentinice, crisotilul este cu totul redus și subordonat antigoritului și apare într-un raport de 1:10 uneori chiar și mai puțin.

În unele secțiuni se observă cum în jurul cristalelor relicte de olivină se dispun zone de alterare în rozete.

În corpul de la Foltea am întîlnit și rare cristale de pirop, în parte alterate, care prezintă frumoase zone kelifitice formate din fibre de amfiboli.

În aceste serpentinite participația calcitei este mult mai mare decît în cele descrise mai sus.

Institutul Geologic al României

Am întîlnit în unele secţiuni şi cristale de diallag larg dezvoltate care prezintă în jurul lor un agregat fin serpentinic.

În aceste roce se observă şi aspecte orbiculare în care orbiculele sînt constituite din agregate solzoase de clorit, colorate succesiv în cercuri concentrice în tonuri mai închise şi mai deschise. Uneori nucleul acestor orbicule este ocupat de lamele de clorit care prezintă culori de birefringenţă albăstrui. Alteori, în interiorul orbiculelor de clorit se întîlnesc relicte de diallag care sînt flancate de clorit cu culori de birefringenţă albăstrui. Printre aceste orbicule sau printre cristalele larg dezvoltate de diallag sau granule mai mari de olivină, se insinuează helicitic prismele fine de amfiboli. În unele roce se observă cum cristalele de amfiboli se transformă în clorit de culoare de birefrigenţă albăstruie şi care la rîndul său trece în varietăţile de clorit cu culori de birefringenţă scăzute.

Uneori cloritul poate forma zone de concentraţie în care lamelele sale sînt larg dezvoltate.

Minereul în aceste roce este în general redus şi nu formează decît întîmplător unele concentraţiuni mai importante.

Cu această ocazie ţinem să descriem şi unele roce mai speciale care însoţesc întotdeauna masivele menţionate mai sus, fie că unele din ele brăzdează aceste masive, fie că formează zone marginale ale acestora.

Rocele acestea formează faciesuri compacte pe zone destul de larg dezvoltate şi mai ales la partea lor superioară.

### 3. ŞISTURILE CU TREMOLIT

Compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Tremolit } Actinot } | 17 —70% | lung. (0,6—16) lat. (0,1—0,8) mm |
| Clorit | 1 —25% | 0,1 —0,8 mm |
| Calcit | 0,6— 1% | 0,03—0,08 » |
| Asbest | 0 —10% | lung. (0,5—58) lat. (0,03—0,1) mm |
| Talc | 0 —13% | 0,01—0,1 mm |
| Piroxeni | 0 — 4% | 0,3 —0,5 » |
| Olivină | 0 —30% | 0,5 —1 » |
| Minereu | 1 — 4% | 0,03—0,4 » |
| Cuarţ | 0 — 0,1% | 0,03—0,8 » |
| Magnezit | 0 —10% | 0,1 —1 » |

Structura acestor roce este nematoblastică, iar textura paralelă.

Tremolitul în aceste şisturi apare în cantităţi remarcabile şi este întotdeauna mineralul predominant. Frecvent apare în asociaţie cu cristalele prismatice de actinot. Acesta din urmă se întîlneşte mai ales la terminaţiunile cristalelor de tremolit din care de altfel provine, iar el la rîndul lui trece în fibre de asbest.

Institutul Geologic al României

Unele aspecte ale acestor roce au fost descrise şi la hornblendite ca şi la celelalte tipuri de roce.

Întrucît în aceste roce se întîlnesc destul de frecvent cristale relicte de olivină şi piroxeni, ne face să credem că ele au provenit din metamorfozarea diverselor tipuri de peridotite.

Şi aceste roce ca şi precedentele formează faciesuri compacte pe zone larg dezvoltate dar mai ales la partea superioară a masivelor.

### 4. ŞISTURILE TALCOASE

Compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Talc | 17—62% | lung. (0,7— 0,8) lat. (0,1—0,2) mm |
| Actinot<br>Tremolit | 3— 9% | lung. (0,3—6) lat. (0,03—0,3) mm |
| Antigorit<br>Crisotil | 6—41% | |
| Asbest | 2— 5% | lung. (0,8—53) lat. (0,1—3) mm |
| Minereu | 2—12% | 0,02—0,08 mm |
| Olivină | 0—35% | 0,06—0,4 » |

Structura rocei este granulară, iar textura este şistoasă, uneori masivă.

Talcul se prezintă sub formă de cristale fibroase larg dezvoltate şi care prezintă un clivaj perfect. Are o culoare de birefringenţă roz-albăstrui de ord. II asemănătoare cu cea a muscovitului; extincţii drepte; este mineral biax cu semnul optic negativ, iar unghiul 2V cca 16°.

Uneori de-a lungul clivajelor cristalelor de talc se insinuează lamele fine, subţiri, lunguiețe de clorit. Alteori, aceste lamele traversează cristalele de talc sau formează agregate cu aspecte flamante, spinoase sau sînt dispuse radiar.

În unele din aceste şisturi, tremolitul apare sub formă de cristale prismatice proaspete, iar actinotul în prisme alungite ce se fasciculizează terminal.

Unele roce sînt formate numai din cristale de talc şi numai arareori se întîlnesc relicte de cristale de actinot sau de tremolit.

În aceste roce se observă o peliculă subţire de culoare galbenă brun-ruginie de goethit, care împînzeşte roca într-un mod capricios cu aspecte arborescente.

Au fost întîlnite şi roce cu numeroase granule relicte de olivină prinse într-un agregat reticular de minerale serpentinice.

Aceste roce formează faciesuri compacte pe zone destul de larg dezvoltate aproape în toate masivele.

### 5. CLORITITELE

În majoritatea masivelor apar zone de roce formate numai din clorit uneori înguste, alteori destul de larg dezvoltate, avînd grosimi de cca 5 — 10 cm.

Institutul Geologic al României

Compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Clorit . . . . . | 79 —99 % | 0,06—0,3 mm |
| Minereu . . . . . | 0,1 — 3 % | 0,01—0,04 » |
| Calcit . . . . . | 0,01— 0,3% | 0,03—0,07 » |
| Antigorit } Crisotil } . . . . . | 0 — 0,5% | |

Numai arareori printre lamelele de clorit mai apar şi granule fine de calcit.

Cloritul apare de obicei în lamele larg dezvoltate dispuse în general în mod neregulat în masa rocei şi numai în unele secţiuni se observă cum lamelele mai fine arată o aranjare paralelă. Acest clorit are o extincţie dreaptă; semn optic pozitiv şi unghiul $2V = 4°$.

În unele roce cloritul se prezintă sub formă de lamele fine, scurte, neprezentînd nici o orientare preferenţială şi conţine sporadice incluziuni de minereu.

Au fost întîlnite şi cloritite în care apar şi rare minerale serpentinice ce arată aspecte reticulare.

### 6. GRANATITELE

În partea marginală a acestor masive, am întîlnit şi alte tipuri de roce de contact, în compoziţia cărora intră următoarele minerale:

| | | |
|---|---|---|
| Granat . . . . . | 15 —90 % | 0,4 —1 mm |
| Hornblendă . . . . . | 12 —50 % | 0,1 —0,6 » |
| Feldspaţi . . . . . | 3 —15 % | 0,02—0,6 » |
| Piroxeni . . . . . | 6 —32 % | 0,02—0,5 » |
| Cuarţ . . . . . | 1 — 2 % | 0,02—0,08 » |
| Epidot . . . . . | 1 — 9 % | 0,02—0,1 » |
| Titanit . . . . . | sub 1 % | 0,01—0,06 » |
| Rutil . . . . . | » | 0,01—0,03 » |
| Zircon . . . . . | » | 0,01—0,03 » |
| Minereu . . . . . | » | 0,01—0,08 » |

Amfibolii se prezintă ca hornblendă brună în cristale idiomorfe care sînt puternic pleocroice. În general, hornblenda este risipită în mod neregulat în toată masa rocei sau este prinsă sub formă de incluziuni în cristale larg dezvoltate de granaţi.

Granaţii sînt bruni, izotropi, intens fisuraţi, şi conţin numeroase incluziuni de hornblendă, clorit, epidot, turmalină, cuarţ şi minereu.

Piroxenii se prezintă sub formă de microlite foarte fine, într-un procent destul de mare.

Cuarţul apare în cristale xenomorfe în asociaţie cu cristalele proaspete, fin maclate polisintetic de feldspaţi.

După predominanţa granaţilor care ajung să formeze cca 80—90 % din compoziţia rocei, le-am denumit granatite.

Institutul Geologic al României

### 7. ŞISTURILE BIOTITICE CU EPIDOT

Alteori, la marginea masivelor întîlnim roce formate dintr-un fond feldspatic în care sînt prinse cristale brune-roşietice foarte pleocroice, idiomorfe de biotit.

Compoziţia mineralogică procentuală şi dimensiunile în milimetri:

| | | |
|---|---|---|
| Feldspaţi . . . . . | 60 —78% | 0,9 —6 mm |
| Biotit . . . . . | 15 —35% | 0,04—0,5 » |
| Epidot . . . . . | 6 —17% | 0,03—0,1 » |
| Hornblendă . . . . . | 1 —11% | 0,1 —0,5 » |
| Zoizit . . . . . | 0,5— 1% | 0,04—0,1 » |

Biotitul este brun-roşietic, în general foarte proaspăt şi conţine numeroase incluziuni de epidot.

Epidotul apare într-un procent foarte mare, cca 15 % din compoziţia rocei şi se prezintă sub formă de prisme idiomorfe cu extincţii ce variază între 0°—10°; este biax negativ cu unghiul $2V = 69°$.

Feldspaţii plagioclazi apar sub formă de cristale foarte larg dezvoltate şi prezintă macle polisintetice în lamele foarte largi.

Din cauza numeroaselor cristale de epidot şi biotit şi din cauza unei pulbere fine ce maschează complet liniile de clivaj nu se poate determina conţinutul în anortit. Uneori, cristalele prismatice de epidot şi cele de biotit arată aspecte grafice în acest fond feldspatic. În alte roce, pe fondul acesta feldspatic, apare în deosebi lame exagerat de larg dezvoltate de biotit proaspăt, foarte puternic pleocroic şi care nu conţine decît rare incluziuni de epidot.

În aceste roce epidotul e cu totul subordonat şi apare sub formă de granule cu conture neregulate, iar feldspaţii care par a forma un singur cristal sînt împînziţi de incluziuni de epidot, sericit şi materie de natură argiloasă.

În alte tipuri de roce, peste acest fond feldspatic, pe lîngă epidot şi biotit, apar şi cristale larg dezvoltate de hornblendă brun-albăstruie, puternic pleocroice, care conţin numeroase incluziuni de epidot. Unele cristale de hornblendă larg dezvoltate prezintă conture resorbite de către masa feldspatică, masă care uneori le şi ciruieşte. Uneori, cristalele de hornblendă, care prezintă conturele resorbite, conţin sub formă de incluziuni cristale prismatice de alţi amfiboli care au un unghi de extincţie de 13°; culori de birefringenţă galben de ordin I, cărora însă nu li s-a putut măsura unghiul 2V din cauză că conţin sub formă de incluziuni o pulbere foarte fină şi foarte deasă de culoare brună. Alteori s-au întîlnit şi roce în care hornblenda conţine foarte numeroase incluziuni de zoizit.

Feldspaţii sînt complet mascaţi de o pulbere fină de natură argiloasă şi de solzişori fini de sericit. Printre ele se întîlnesc şi cristale xenomorfe de cuarţ care prezintă o extincţie puternic unduloasă şi care la rîndul lor conţin numeroase incluziuni de epidot.

Institutul Geologic al României

Într-un mod cu totul sporadic am întîlnit în aceste roce şi rare cristale prismatice de zoizit.

## C) CONSIDERAŢII ASUPRA GENEZEI ROCELOR ULTRABAZICE ŞI A SERPENTINITELOR

Grupa rocelor dunitice şi peridotitice este caracterizată mai ales prin abundenţa mineralelor melanocrate. Aceste roce adeseori ocupă partea cea mai adîncă a intruziunilor. Mineralele melanocrate din aceste roce, la cea mai mică

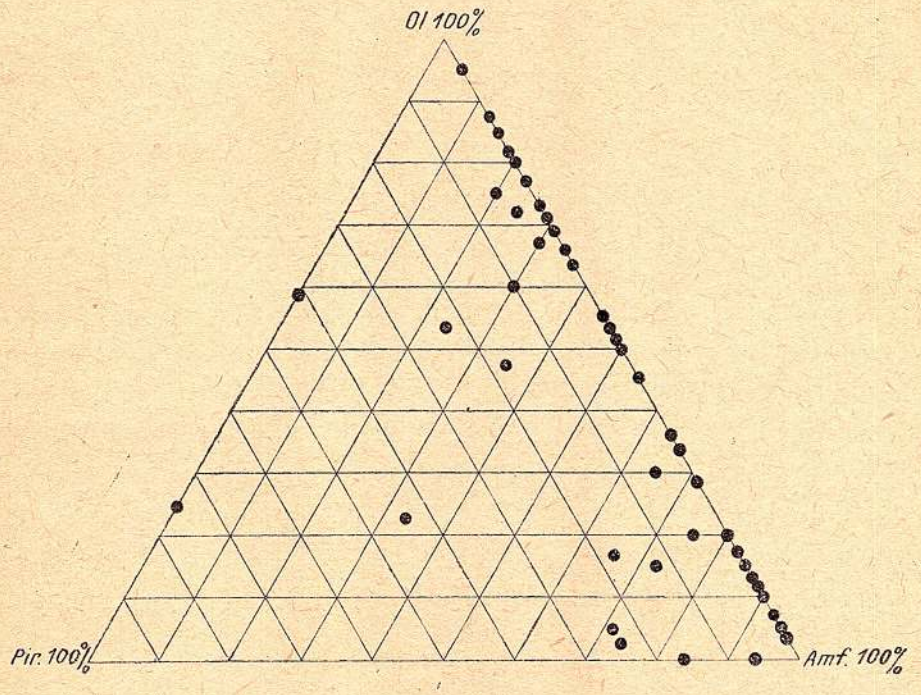



Fig. 1. — Diagrama variaţiei conţinutului modal în olivină, piroxeni şi amfiboli, în Masivul Tiţianu.

modificare a condiţiilor fizico-chimice din timpul formării lor, se dezagregă şi dau naştere la minerale noi, stabile în noile condiţii fizico-chimice. Olivina trece în minerale serpentinice. La o serpentinizare completă a olivinei din dunite se formează roce noi, numite serpentinite apodunitice. La trecerea olivinei şi a piroxenilor în minerale serpentinice, din peridotite rezultă serpentinite apoperidotitice.

Relictele conservate din minerale primare dau preţioase indicii asupra compoziţiei primare a serpentinelor. De multe ori cînd aceste transformări se petrec în prezenţa bioxidului de carbon, mineralele serpentinice trec mai departe în magnezit sau dacă sînt şi în prezenţa apei, trec în asbest şi talc.

Institutul Geologic al României

MRAZEC, într-un studiu făcut asupra serpentinelor din Alpi, susținea că serpentinele nu rezultă din olivine prin alterarea lor datorită apelor de infiltrație, ci ele iau naștere din consolidarea unei magme ce conține puțină apă. După el, serpentina ar fi deci o rocă primară care ar rezulta din acțiunea vaporilor de apă asupra unei magme magneziene. Deasemenea, el admite că mineralele serpentinice s-ar putea forma și în rocele dinamometamorfozate fie prin acțiunea

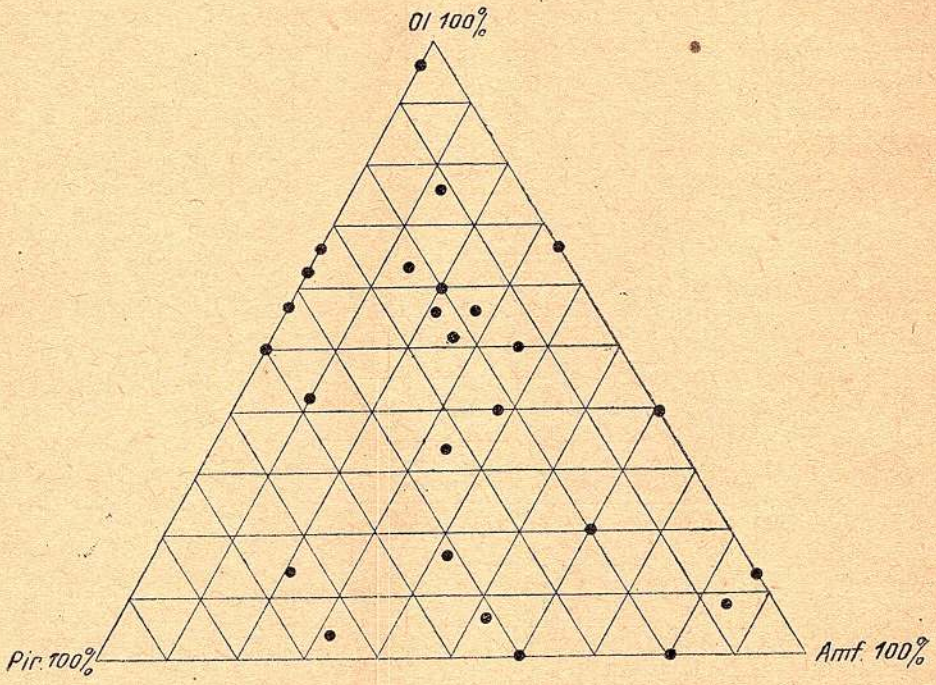



Fig. 2. — Diagrama variației conținutului modal în olivină, piroxeni și amfiboli, în Masivul Dealul Negru.

umidității rocei și în cazul acesta, apa ar juca rolul mineralizatorilor, fie prin fenomene post-vulcanice.

Pe baza a unor analize chimice asupra serpentinelor din Carpații Meridionali, acest autor ajunge mai tîrziu la concluzia că origina serpentinelor poate fi primară și secundară.

*a)* Serpentina primară este o rocă eruptivă consolidată dintr-o magmă magneziană foarte diferențiată. Ea poate fi deasemenea produsul pneumatolitic al unor magme gabbroidale sau dioritice ca și de origină post-vulcanică.

*b)* Serpentina secundară ar rezulta din acțiunea apelor de infiltrație. Apa aceasta ajungînd la adîncimi foarte mari se încălzește și joacă rolul similar mineralizatorilor.

După G. MURGOCI magmele magneziene au proprietatea de a reține multă apă (iar apa din serpentine este primară). Prezența apei în serpentine dove-

Institutul Geologic al României

deşte rolul ce-l are ea în formarea acestor roce, fie că roca s-a consolidat dintr-o magmă, fie că s-a format pe cale metamorfică.

Din descrierea foarte sumară a numeroaselor tipuri de roce ultrabazice şi din analiza chimică şi cea planimetrică a acestor roce, se poate trage concluzia că în aceste masive avem de a face cu o serie întreagă de roce ultrabazice dela dunite şi pînă la hornblendite.

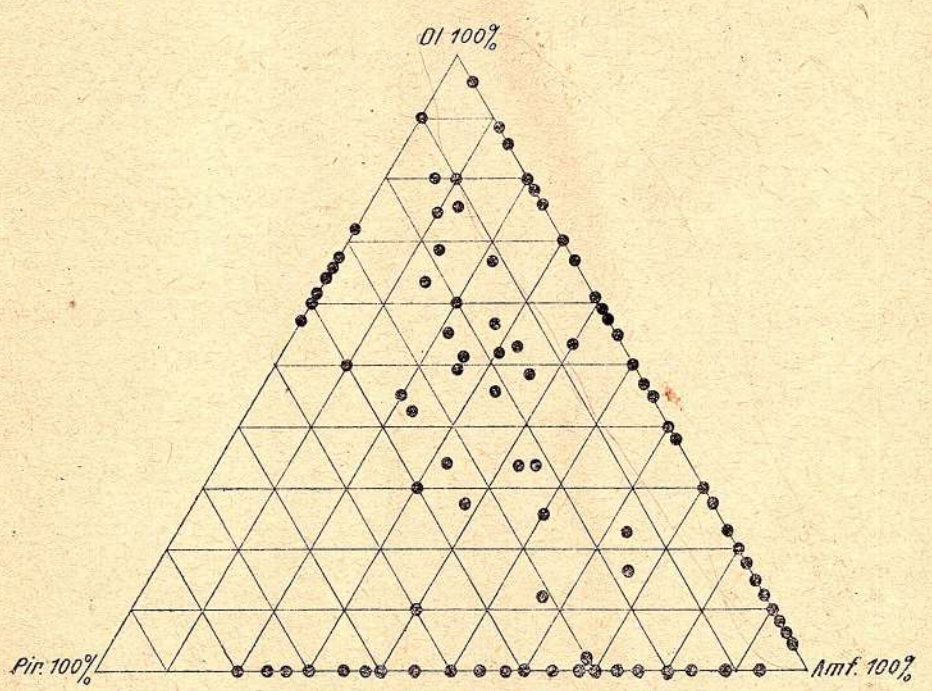



Fig. 3.—Diagrama variaţiei conţinutului modal în olivină, piroxeni şi amfiboli, în Masivul Răşinari.

După o serie de analize chimice se poate observa că în aceste roce parametrii lui NIGGLI variază între limite destul de mari:

| | | | |
|---|---|---|---|
| *si* | = 11—109 | *alk* | =0,4 —4 |
| *al* | = 0— 30 | *k* | =0,03—0,4 |
| *fm* | = 50— 98 | *mg* | =0,3 —0,9 |
| *c* | = 1— 32 | | |

Aceste variaţii corespund la tipuri magmatice începînd cu cele piroxenitice, hornblendice-hornblendit, piroxenit şi terminînd cu cele peridotitice.

Dintr-o serie de analize planimetrice a rocelor provenite din Masivele Tiţianu, Dealul Negru şi Răşinari, s-au proectat procentele de piroxeni, amfiboli şi olivină, din care se pot trage următoarele concluzii:

Pentru Masivul Tiţianu (fig. 1), marea majoritate a punctelor se plasează pe latura olivină-amfiboli şi numai cîteva tipuri se plasează pe laturile olivină-piroxeni, piroxeni-amfiboli. În interiorul triunghiului se observă două



Institutul Geologic al României

grupe: o parte din puncte sînt cantonate în sectorul cuprins între 75—85% amfiboli, maximum 30 % piroxeni şi maximum 30 % olivină, iar cel de al doilea grup se cantonează între 55—75% olivină, maximum 32% piroxeni şi între 20—35 % amfiboli.

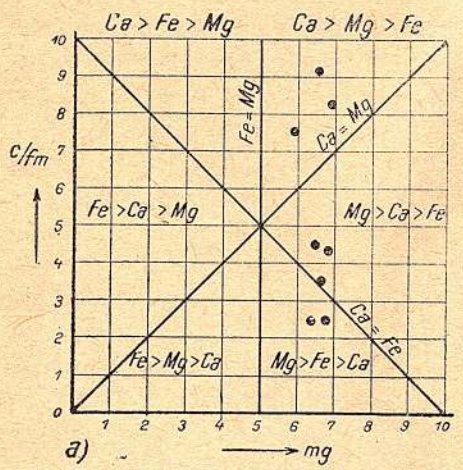



Fig. 4. — Diagrama variaţiei *mg*: *c*/*fm* Dealul Negru.

Pentru Masivul Dealul Negru (fig. 2) şi masivele înconjurătoare, punctele sînt dispersate în mod neregulat în conţinutul triunghiului, ceea ce ne arată o diversitate foarte mare a tipurilor de roce. Se observă totuşi o tendinţă de concentrare în sectorul cuprins între 50—60 % olivină, 20—30 % amfiboli şi 25—35 % piroxeni.

Pentru Masivul Răşinari, (fig. 3) punctele se proectează în deosebi pe laturile olivină-amfiboli şi piroxeni-amfiboli. Puţine puncte se plasează şi pe latura olivină-piroxeni. Punctele din interiorul triunghiului sînt dispersate în mod neregulat în sectorul cuprins între 0—40 % piroxeni, 10—80 % olivină şi 0—70 % amfiboli.

Din diagrama variaţiei *mg*: *c*/*fm*, în Masivul Dealul Negru (fig. 4) se observă că toate punctele se plasează în sectorul Mg>Fe, unde se observă două concentraţiuni şi anume unele în sectorul Mg>Ca>Fe, iar altele în sectorul Ca>Mg>Fe.

În Masivul Răşinari (fig. 5) punctele se plasează în deosebi în sectorul Fe şi Mg în toate cele trei variante.

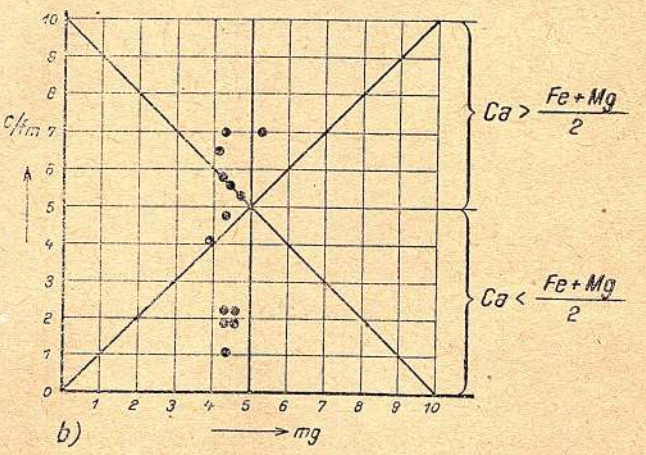



Fig. 5. — Diagrama variaţiei *mg*: *c*/*fm* Răşinari.

Rocele acestea au suferit o serie întreagă de procese complexe de transformare: de autometasomatism, metasomatism magnezian sau procese de modificare hidrotermală în combinare cu procese de metamorfism dinamic.

În ceea ce priveşte fenomenele acestea de metamorfism ele n-au fost semnalate pînă acuma în Munţii Sebeş. Amploarea acestui metamorfism este uneori

Institutul Geologic al României

destul de redusă, mai ales în ceea ce priveşte metamorfismul de contact. Aureola aceasta de contact nu este unitară în jurul aceluiaşi masiv şi este prezentă numai în jurul masivelor mai mari, cum e masivul dela Dealul Negru şi Răşinari. Celelalte tipuri de metamorfism din contra au afectat mai mult masivele mai mici. Rocele din unele masive mai mici au fost atît de puternic afectate de metamorfism încît actualmente sînt complet transformate fie în serpentinite, fie în diverse şisturi (tremolitice, talcoase, etc.).

În orice caz, serpentinizarea în masivele studiate din Munţii Sebeş este evident legată de roce ultrabazice bogate în olivină. Serpentinizarea acestor roce ultrabazice a atras după sine şi evacuarea unei cantităţi destul de mari de MgO, FeO şi $SiO_2$, evacuare care a provocat în jurul masivului o metasomatoză destul de intensă dînd naştere la diverse tipuri de roce de contact.

Poziţia în spaţiu a rocelor eruptive ultrabazice şi raporturile lor cu rocele înconjurătoare va fi tratată mai pe larg la capitolul tectonicei.

## *D)* PORFIRELE CUARŢIFERE

Pe ramura de nord şi vest a Munţilor Sebeş, între Valea Luncanilor şi Tilişca, în fundamentul de şisturi cristaline atît în cele de tip epizonal cît şi în cele de tip mesozonal se întîlnesc o serie de apariţiuni de dimensiuni variabile de porfire cuarţifere. Aria de distribuţie a acestor porfire cuarţifere este afectată la două zone: una, nordică, care se localizează la limita dintre şisturile cristaline de tip epizonal şi cele de tip mesozonal, cum sînt ivirile de pe Valea Luncanilor, Valea Sibişelului, Valea Romaşelului, Valea Cugirului, Dealul Glodului, Pîrîul Rece, Valea Sebeşului, Valea Mare, etc. şi una, sudică, cum sînt cele de sub Surianu, Valea Sebeşului, Valea Prigoana, Valea Frumoasă, Valea Cibinului, etc.

Aceste roce au o structură porfirică şi o textură masivă. Sînt de culoare albă, verzuie-cenuşie şi într-o pastă formată din granule fine se disting cu ochiul liber cristale mai mari de feldspaţi şi cuarţ.

Pe Valea Sibişelului ca şi pe Valea Cugirului, am întîlnit şi roce care au aceeaşi compoziţie mineralogică, însă structura lor este holocristalină hipidiomorfă, iar cuarţul este de cele mai multe ori o componentă destul de importantă.

În compoziţia lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

| | | |
|---|---|---|
| Plagioclaz | 14 —32% | 0,6 — 2 mm |
| Ortoză | 0,1— 2% | 0,05—0,6 » |
| Cuarţ | 3 —10% | 0,3 —1,5 » |
| Biotit | 0,5— 7% | 0,05— 1 » |



Institutul Geologic al României

Minerale accesorii şi secundare:

| | | |
|---|---|---|
| Apatit | sub 1% | 0,02—0,09 mm |
| Zircon | » | 0,02—0,05 » |
| Titanit | » | 0,04—0,08 » |
| Minereu | » | 0,01—0,07 » |
| Epidot | » | 0,03—0,1 » |
| Clorit | » | 0,02—0,6 » |

Minerale sporadice:

| | | |
|---|---|---|
| Hornblendă | 0—8% | 0,3 —1 mm |

Pasta care este holocristalină microgrăunţoasă, ocupă cca 58—73 % din compoziţia rocei şi este formată în deosebi din microlite de: cuarţ, plagioclaz, ortoză şi puţin biotit.

Sub microscop se observă fenocristale de feldspaţi potasici şi plagioclaz, sub formă de prisme idiomorfe, uneori cu conture resorbite.

Feldspatul potasic este reprezentat atît prin ortoză cît şi prin microclin. Ortoza se prezintă rar în fenocristale idiomorfe. Este tulbure, conţine numeroase incluziuni de sericit, muscovit şi minerale opace şi apare în deosebi sub formă de microlite în pastă. Microclinul apare sub formă de fenocristale proaspete, cu structură în grătar caracteristică.

Plagioclazii se prezintă sub formă de fenocristale larg dezvoltate şi sînt intens maclaţi şi zonaţi şi conţin 25—30 % An, iar cei zonaţi au în nucleu 25—27% An, iar în zona marginală, 28—30 % An. In general sînt alteraţi şi conţin incluziuni de sericit, cuarţ, calcit şi pulbere caolinoasă.

Cuarţul apare sub formă de fenocristale, uneori în conture idiomorfe, alteori, neregulate, în deosebi corodate. Unele granule rotunjite prezintă o extincţie în draperii, spre deosebire de celelalte cristale care nu numai că nu prezintă aceste fenomene, dar prezintă extincţii perfect drepte.

Biotitul apare sub formă de lamele brune, slab pleocroice sau sub formă de dîre subţiri destul de lungi, dispuse capricios în rocă. Uneori, aceste dîre dau aspectul că s-ar fi înfiltrat de-a lungul unor fisuraţiuni. În general, atît lamelele cît şi dîrele arată o cloritizare marginală destul de bine evidenţiată. Odată cu această cloritizare apar şi unele aglomeraţiuni de minereu în granule foarte fine care însoţesc cloritul sau se insinuează de-a lungul clivajelor. Uneori se întîlnesc şi solzi mici de biotit parţial sau total cloritizaţi ca incluziuni însă numai în cristalele idiomorfe de cuarţ.

Făcînd un studiu comparativ cu porfirele cuarţifere cunoscute la noi în ţară am ajuns la concluzia că porfirele cuarţifere din Munţii Sebeş s-au pus în loc în timpul Permianului şi n-au produs nici un fel de contact metamorfic cu rocele înconjurătoare. Intruziunea lor s-a făcut probabil de-a lungul unor zone de slabă rezistenţă, zone care au o direcţie nord-est—sud-vest şi sînt paralele cu zona rocelor eruptive ultrabazice.

Institutul Geologic al României

Dintr-o serie de analize executate în laboratorul de chimie al Întreprinderii de Prospecţiuni se pot trage următoarele concluzii :

| Nr. eşant. | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $FeO$ | $MgO$ | $CaO$ | $Na_2O$ | $K_2O$ | $TiO_2$ | $P_2O_5$ | $MnO$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 14 | 71,04 | 16,40 | 0,95 | 1,27 | 1 | 2,97 | 4,72 | 1,53 | 0,15 | 0,08 | 0,03 | |
| 105 | 70,57 | 16,11 | 0,84 | 1,15 | 0,75 | 2,89 | 5,65 | 1,02 | 0,20 | 0,08 | 0,05 | |
| 149 | 71,81 | 15,84 | 0,20 | 1,08 | 0,80 | 1,63 | 6,30 | 0,64 | 0,15 | 0,06 | 0,05 | |
| 160 | 69,11 | 15,40 | 0,61 | 1,20 | 1 | 4,35 | 5,62 | 0,94 | 0,16 | 0,06 | 0,07 | |
| 162 | 72,48 | 16,03 | 0,20 | 1,05 | 0,80 | 2,89 | 5,41 | 1,02 | 0,16 | 0,08 | 0,03 | |
| 47 | 72,41 | 18,11 | 0,04 | 0,10 | 0,40 | 2,28 | 5,80 | 1,32 | — | — | — | după |
| 48 | 71,83 | 17,86 | 0,11 | 0,07 | 0,41 | 1,96 | 5,56 | 1,56 | — | 0,08 | — | VENDL |

Locul de proveniență a eşantioanelor analizate:

14 Valea Cugirului Mare în amont de cotul pe care-l face spre sud-est.
105 Valea Sebeşului în amont de Sugag.
149 Valea Nedeii în amont de confluenţa cu Valea Mare.
160 Valea Sebeşului în amont de Căpîlna.
162 Idem la contact cu calcarele.
47 Idem.
48 Idem.

Parametrii Niggli variază după cum se vede în tabloul de mai jos.

Valorile Niggli:

| | *si* | *al* | *fm* | *c* | *alk* | *k* | *mg* | *ti* | *p* | *qz* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 149 | 363 | 47 | 11 | 9 | 33 | 0,05 | 0,54 | 0,30 | 0,30 | +131 |
| 105 | 338 | 44 | 11 | 15 | 29 | 0,10 | 0,50 | 0,86 | 0,28 | +122 |
| 14 | 332 | 45 | 13 | 15 | 25 | 0,17 | 0,51 | 0,28 | 0,28 | +132 |
| 162 | 321 | 45 | 10 | 15 | 28 | 0,11 | 0,55 | 0,52 | 0,29 | +109 |
| 160 | 305 | 40 | 12 | 20 | 26 | 0,10 | 0,53 | 0,53 | 0,26 | +101 |
| 47 | 358 | 46 | 5 | 9 | 39 | 0,18 | 0,47 | — | — | — |
| 48 | 364 | 53 | 4 | 10 | 32 | 0,16 | 0,81 | — | 0,18 | +134 |

Minerale normative:

| | *ap* | *il* | *or* | *ab* | *an* | *c* | *mt* | *en* | *wo* | *fs* | *Q* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 149 | 0,28 | 0,12 | 3,12 | 53,65 | 7,27 | 1,23 | 0,12 | 2,60 | — | 1,83 | 29,80 |
| 105 | 0,28 | 0,40 | 5,74 | 47,54 | 13,06 | — | 0,40 | 2,48 | 0,40 | 1,69 | 28,01 |
| 14 | 0,28 | 0,13 | 6,31 | 30,02 | 13,96 | 1,05 | 0,80 | 3,29 | — | 1,44 | 42,71 |
| 162 | 0,28 | 0,26 | 5,64 | 44,66 | 13,61 | 0,39 | 0,13 | 2,56 | — | 1,54 | 30,95 |
| 160 | 0,28 | 0,26 | 5,38 | 45,31 | 12,48 | — | 0,48 | 3,06 | 3,18 | 0,97 | 28,59 |
| 47 | — | — | 7,8 | 49 | 10,40 | 1,82 | — | 1,30 | — | 0,13 | 29,60 |
| 48 | 0,27 | — | 8,75 | 46,33 | 8,40 | 2,27 | 0,12 | 4,63 | — | — | 29,18 |

Făcînd media generală a parametrilor, tipul magmatic se plasează în tipul de magmă plagioclaz-granitică-oligoclazică. Din tabelul mineralelor normative reiese destul de clar că plagioclazul este mineralul predominant, iar între plagioclazi, predomină albitul. În ce priveşte variaţia acestora, ei variază între următoarele limite: albit (88—68 %), anortit (12—32 %); în ce privesc feldspaţii plagioclazi şi cei potasici se remarcă următoarea variaţie: plagioclazi (95—87%),

Institutul Geologic al României

feldspați potasici (5—13 %), iar între feldspați și cuarț, cuarț (47—30 %), feldspați (70—53 %). În ce privește raportul între mineralele femice și sialice se remarcă următoarea variație: minerale femice (5—8 %), sialice (95—92 %).

Din diagrama variației conținutului mineralelor normative: cuarț, ortoză și plagioclazi (fig. 6), reiese destul de clar că porfirele cuarțifere din Munții Sebeș se cantonează în spațiul cuprins între tonalite cuarțifere și tonalite.

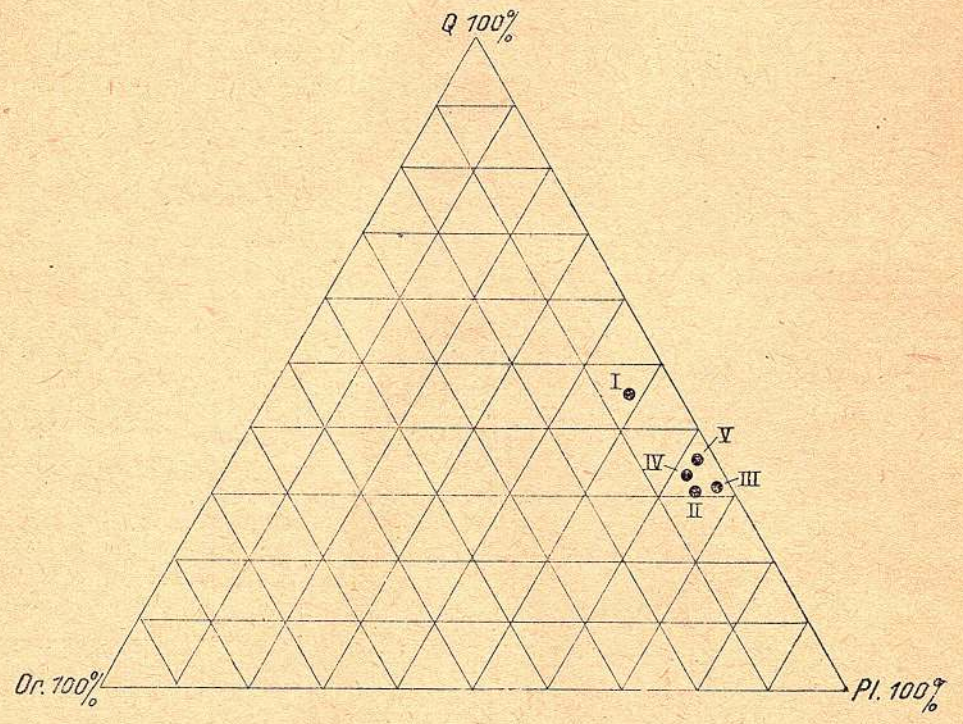



Fig. 6. — Diagrama variației conținutului normativ în cuarț, ortoză și plagioclazi în porfirele cuarțifere din Munții Sebeș.

Din diagrama (fig. 7) reiese că numai *al* și *alk* scade pe măsură ce scade conținutul în *si*, iar *c* și *fm* din contra, crește.

În diagrama (fig. 8) *mg*, *k*, *si*, se observă o variație aproape insensibilă, afară de unele variații accidentale între 21—35 %.

Din diagrama (fig. 9) foarte simplă de variație a diverșilor oxizi reies unele caracteristice interesante. Rocele se grupează la un conținut de siliciu variind în jurul lui 71 %.

Curbele magneziului, potasiului și fierului arată oscilații aproape paralele cu axul abscisei și numai în jurul siliciului 71 arată deviație de la linia dreaptă printr-o creștere în oxizii respectivi cu cca 5—6 procente. De altfel în jurul lui 71, siliciul și celelalte elemente arată unele variații uneori destul de sensibile.

Institutul Geologic al României

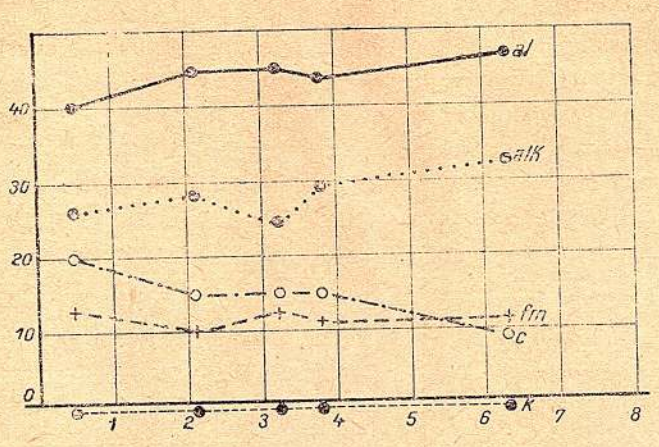



Fig. 7. — Diagrama de diferenţiere a porfirelor cuarţifere din Munţii Sebeş.

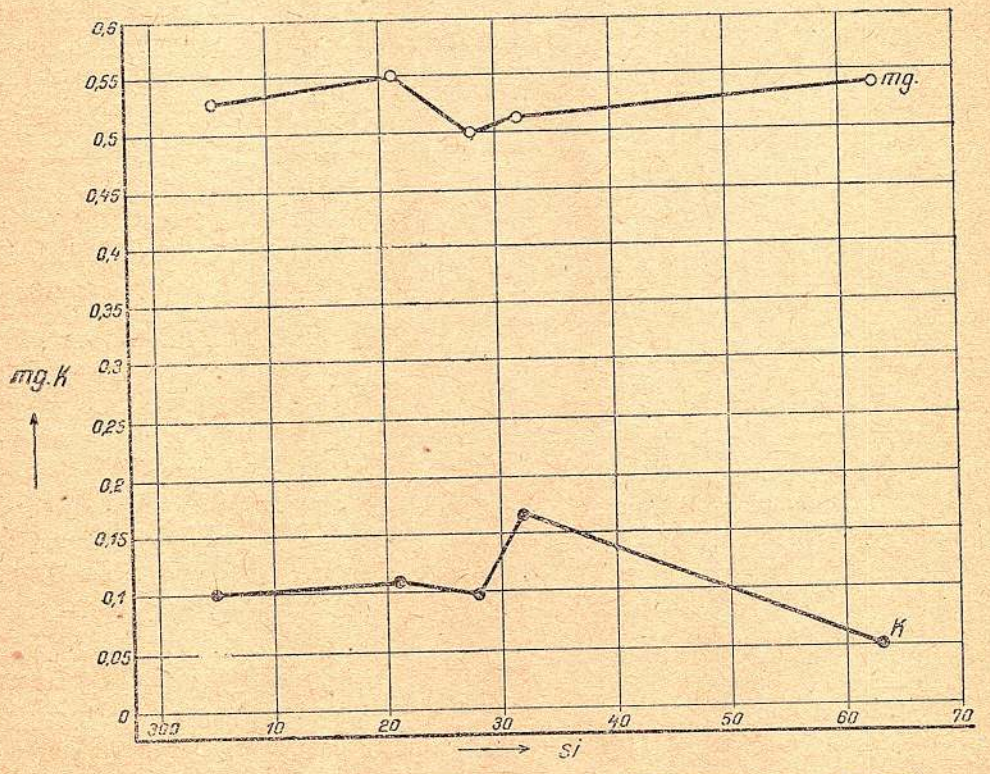



Fig. 8. — Diagrama variaţiei valorilor *k* şi *mg* ale porfirelor cuarţifere în raport cu variaţia valorii *si*.

Institutul Geologic al României

În orice caz, diferențierea magmei care a dat naștere porfirelor cuarțifere a fost o diferențiere destul de uniformă.

După clasificările mai moderne și după compoziția modală și normativă a acestor roce, ele ar trebui să fie clasate la dacite cu tendință spre granodiorite tonalitice.

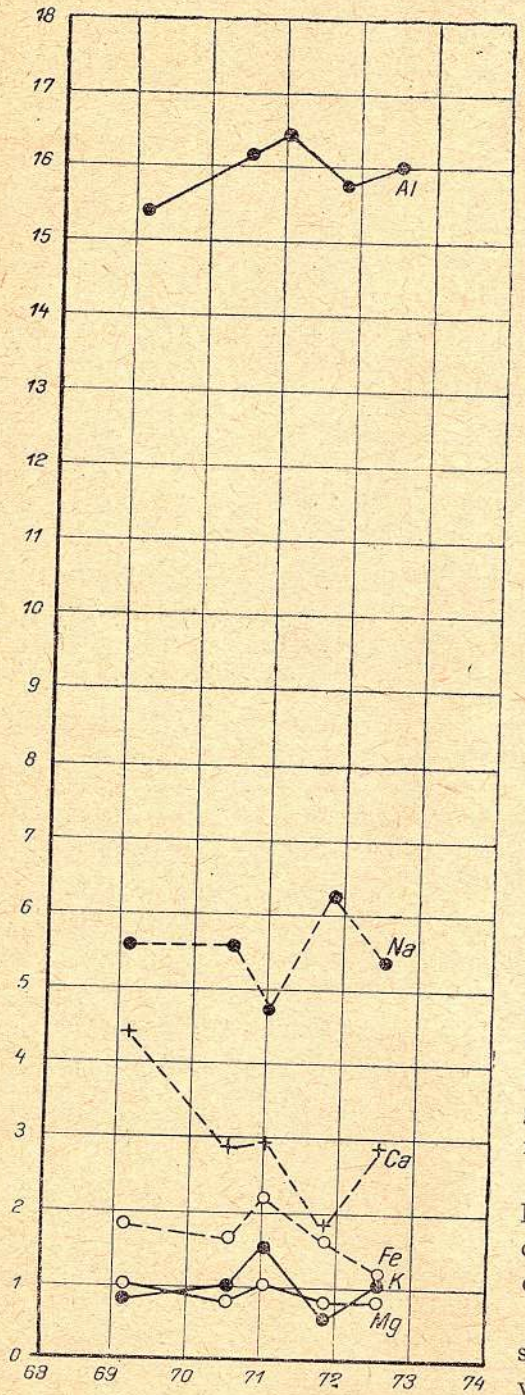



Fig. 9. — Diagrama de variație a oxizilor în porfirele cuarțifere din Munții Sebeș.

## III. DEPOZITELE SEDIMENTARE

În partea de nord a Munților Sebeș, după MIRCEA ILIE, între localitățile Pianul de Sus—Săscior—Cacova—Cîlnic, depozitele sedimentare cele mai vechi aparțin Senonianului, iar la est de Cacova, contactul cu șisturile cristaline este marcat de depozite turoniene. Aceste depozite sînt reprezentate prin următoarele tipuri de roce:

La partea inferioară între Cacova și Săscior predomină marnele albe, fosilifere, în alternanță cu gresiile, apoi urmează gresiile, conglomeratele mărunte și calcarele fosilifere, iar peste ele urmează gresiile cu hieroglife, argilele nisipoase și conglomeratele cu elemente mari.

Fauna depozitelor cretacice dela Pian — Săscior, a fost determinată de HALAVÁTS, PÁLFY și BLANCKENHORN.

În partea de est se dezvoltă pe o scară destul de largă depozitele de vîrstă mediteraneană.

Institutul Geologic al României

# TECTONICA GENERALĂ A MUNŢILOR SEBEŞ

În lucrările tectonice de ansamblu asupra Carpaţilor Meridionali, publicate înainte de Primul Război Mondial şi în cele publicate în ultimele 2 decenii, Munţii Sebeş au fost şi ei discutaţi şi clasaţi la diverse unităţi tectonice mai mari.

Pe baza clasificării făcute în trei grupe de şisturi cristaline, BÉLA v. INKEY distinge în Carpaţii Meridionali, 4 zone anticlinale din care două nordice (Făgăraş şi Sebeş) care se leagă cu arcul carpatic şi două sudice (Mîndra şi Cozia), care ar aparţine arcului balcanic.

La început MRAZEC şi MURGOCI explică tectonica Carpaţilor Meridionali prin falii, adică cele două grupuri de şisturi cristaline ale lui MRAZEC ar fi limitate între ele prin falii.

SCHAFARZIK, într-o lucrare asupra Munţilor Retezat, susţine că zona Munţilor Sebeş s-ar continua în depresiunea Almaşului, iar de aici traversînd Dunărea ea poate fi urmărită pînă în Valea Timocului.

De abia în 1905, MURGOCI a arătat existenţa fenomenelor de şariaj în Carpaţii Meridionali. După observaţiile făcute de către MURGOCI, în Podişul Mehedinţi, încălecarea grupului I (MRAZEC) peste grupul II ar fi fost neocomiană şi ante-cenomaniană. AL. CODARCEA a demonstrat, prin cercetările sale în Banat, că în Carpaţii Meridionali ar exista două faze orogenice şi nu una cum a susţinut MURGOCI.

Într-un profil pe Valea Sebeşului, STRECKEISEN, în sinteza asupra Carpaţilor Meridionali, clasează calcarele cristaline din Sebeş la «seria mesozoică», ar şisturile cristaline de tip epizonal le face în pînză, atribuindu-le la Unitatea Superioară a seriei Poiana Ruscă.

Într-o sinteză mai recentă făcută de ŞT. GHIKA asupra Carpaţilor Meridionali centrali, Munţii Sebeşului sînt tăiaţi printr-un profil ce trece pe Valea Sebeşului între Răchita şi Valea Frumoasă. Din acest profil se desprinde nu numai succesiunea diferitelor zone de metamorfism, ci şi relaţiile ce există între ele. Şisturile cristaline de tip epizonal sînt prinse în sinclinale de şisturile cristaline de tip mesozonal şi formează la rîndul lor o serie de cute în care sînt prinse calcarele cristaline, calcare pe care STRECKEISEN le considera mesozoice. Într-o boltă anticlinală în şisturile cristaline de tip epizonal de pe Valea Stesii, sînt prinse gnaisele de injecţie. Pe Valea Sebeşului, într-o altă boltă anticlinală formată din micaşisturile biotitice, se întîlnesc gnaisele oculare de la Căpîlna, iar imediat ceva mai la sud, apar şisturile cristaline de tip epizonal împreună cu calcare cristaline care sînt prinse în sinclinal ca şi cele de pe Valea Stesii. Începînd cu Valea Tonii pînă la Sugag, urmează o serie uşor undulată de micaşisturi biotitice, micaşisturi, care prind într-o boltă anticlinală, între Bistra şi Tău, gnaisele de injecţie. Aceste gnaise, spre sud, prezintă în seria micaşisturilor biotitice numeroase digitaţii, după care urmează din nou seria

Institutul Geologic al României

micaşisturilor. Pe Valea Sebeşului în aval de Valea Frumoasă urmează concordant seria micaşisturilor cu granaţi, serie care se aşează peste seria paragnaiselor, şi care continuă spre sud pînă spre Valea Latoriţa.

VENDL în lucrarea sa asupra Munţilor Sebeş şi Cibin în schiţa tectonică anexată, aceste lucrări, trasează o serie de anticlinale, sinclinale şi falii de direcţie est—vest. Astfel este marea boltă anticlinală care porneşte dinspre Valea Oltului, peste Valea Sadului şi trece pe la sud de confluenţa Văii Sebeşului cu Valea Bistra, iar imediat la vest de Valea Sebeşului, anticlinalul acesta se bifurcă într-o ramură nordică de direcţie est—vest şi alta sudică, care la început are o direcţie ENE — WSW, iar apoi cam în dreptul Muntelui Bătrîna se îndreaptă spre NE — SW. Acest anticlinal este flancat la sud de un sinclinal care are aproape aceeaşi lungime şi direcţie cu direcţia anticlinalului, şi porneşte dinspre Valea Sadului şi se termină în Valea Pietrosului. Un al doilea sinclinal se desemnează la partea de nord a anticlinalului, este mult mai scurt şi e de direcţie aproximativ E—W, la limita şisturilor cristaline de tip epizonal cu cele de tip mesozonal.

În sectorul de NW, în apropiere şi la contactul şisturilor cristaline cu depozitele sedimentare, se desemnează o falie destul de mare de direcţie NE—SW, iar o altă falie în partea de est a Munţilor Sebeş.

În lucrarea de faţă, nu vom trata decît în linii cu totul generale tectonica Munţilor Sebeş, urmînd ca detaliile în ce priveşte sedimentarea acestui domeniu şi tectonica lui să fie tratate pe larg într-o altă lucrare.

În linii generale, tectonica Munţilor Sebeş este în primul rînd legată intim de cea a Parîngului: orice ridicare sau scufundare a acestuia a afectat într-o mare măsură atît sedimentarea domeniului sebeşan, cît mai ales tectonica lui internă.

Astfel toate oscilările fie ale Parîngului, fie şi cele ale zonei nordice au avut răsunet în domeniul Sebeşului atît în ce priveşte sedimentarea, cît mai ales în ce priveşte rupturile. În domeniul Munţilor Sebeş se observă foarte bine o structură concentrică în jurul domeniului de ridicare a Parîngului, structură reprezentată prin o serie de cute anticlinale şi fracturi dispuse aproape circular.

Zonele cu sillimanit, cu granat, cu biotit, etc. (schiţate de GHIKA ŞTEFAN) nu se pot individualiza aici, întrucît ele se suprapun în mare măsură unele peste altele.

În linii cu totul generale se pot însă desprinde zone litofaciale metamorfozate sub influenţa diferiţilor factori metamorfici (fig. 10).

În partea de nord a Munţilor Sebeş, în zona litorală cît şi în zona recifului, întîlnim roce metamorfice de tipul părţii superioare a epizonei. Excluzînd materialul cuarţos care nu este cu nimic concludent, seria argiloasă începe cu filite sericitoase-cuarţoase, uneori cu clorit destul de abundent. În partea inferioară a epizonei, filitele devin mai cristaline, apare şi granatul, iar rocele trec la micaşisturi. Mineralele principale sînt cuarţul şi muscovitul, iar cloritul,

Institutul Geologic al României

care continuă să mai apară, este de cele mai multe ori, însă, format prin diaftoreză.

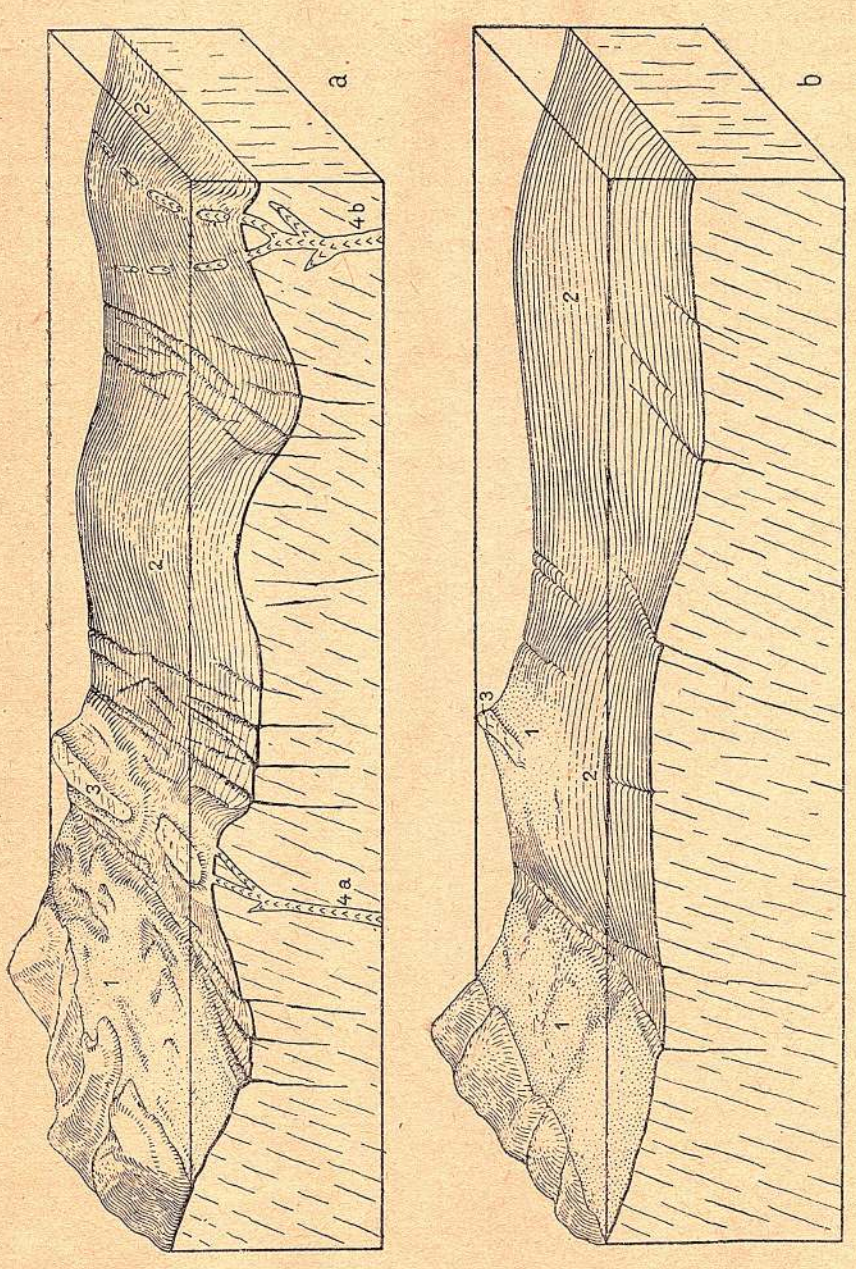



Fig. 10. — Configuraţia domeniului de sedimentare în timpul Paleozoicului vechi în reg. Munţilor Sebeş—Poiana Ruscă. *a)* Sebeş; *b)* Poiana Ruscă.

1, seria depozitelor psamitice; 2, aria depozitelor pelitice; 3, calcare recifale; 4, roce eruptive (4 *a*, acide; 4 *b*, ultrabazice).

În adevăratele roce de tip mesozonal, cloritul dispare sau apare numai în rocele diaftorizate.

Institutul Geologic al României

Rocele din mesozona superioară sînt constituite din biotit, muscovit, cuarț, granați și oligoclaz. Uneori, în această zonă, apare și foarte puțin feldspat potasic. În rocele din mesozona inferioară, intră distenul, staurolitul, cuarțul, biotitul și oligoclazul; muscovitul dispare iar roca trece la un paragnais. În această zonă, uneori, procentul în feldspat potasic crește în mod simțitor.

Acestea sînt în linii mari zonele specifice, zone care sînt de foarte multe ori brăzdate de roce in compoziția cărora intră într-o proporție mare feldspatul potasic, oligoclaz (ceva mai puțin), biotit (în cantitate mare), iar muscovitul și cuarțul dispar aproape completamente. În unele cazuri însă, acesta din urmă apare ca o componentă importantă alături de feldspatul potasic.

În zona aceasta prin creșterea frecvenței feldspaților, șisturile cristaline din zona argiloasă, trec la gnaise oculare mesozonale, migmatitice. Aceste gnaise formează zone bine distincte: o zonă în fața cordilierei, (gnaisele oculare dela Laz—Căpîlna), una ceva mai la sud în apropierea cordilierei (gnaisele oculare dela sud de Cugir—Valea Sebeșului—Poiana Sibiului) iar a treia, mult mai la sud (Valea Rece—Valea Sebeșului—Valea Dobra și Gura Rîului).

Este interesant faptul că în zonele acestea și mai ales în sectorul Valea Sebeșului—Valea Bistra, distenul uneori și staurolitul apar destul de frecvent (distenitele de pe Valea Tomnatecului), ori acest silicat de aluminiu pur nu ar fi putut cristaliza inițial într-o rocă atît de bogată în potasiu. Formarea acestor roce s-a produs prin intermediul unor soluțiuni potasice destul de fierbinți (mărturie sînt structurile grafice și poikilitice).

Procentul de potasiu din aceste gnaise denumite gnaise de injecție, cît și din rocele înconjurătoare (gnaise mixte) este mai mare decît cel din șisturile argiloase metamorfozate, așa că nu se poate vorbi aici de redistribuirea potasiului preexistent. Cantitatea de material adusă nu a fost însă mare, ea totuși a atras după sine o mică creștere de volum, creștere care nu poate fi însă pusă bine în evidență, datorită faptului că aportul a avut loc în condiții sincinematice (de deformare mecanică).

Astfel întîlnim zone importante în care predomină gnaise mixte (migmatitice) cu intercalații de gnaise oculare printre paragnaise biotitice care apar ca benzi fasciculizate reprezentînd resturile seriei argiloase.

Benzile acestea de paragnaise prezintă interesante tranziții spre gnaise mixte, gnaise oculare sau gnaise granitice, formate în deosebi din microclin, muscovit-biotit, oligoclaz și cuarț.

Mecanismul de introducere al materialului potasic s-a făcut prin injecții și prin înlocuirea rocelor preexistente după plane de forfecare, datorită mișcărilor orogenice, de-a lungul unor fracturi destul de bine pronunțate.

Făcînd un studiu mai aprofundat al acestor zone, se observă relații intime între metamorfismul regional progresiv și aportul acesta sincinematic.

Institutul Geologic al României

Succesiunea zonelor de metamorfism este exclusiv în funcţie de temperatura crescîndă. Injecţiile încep în zonele mai profunde, unde aportul a mers deci paralel cu creşterea temperaturii şi putem deduce că în afara aportului de alcali, tot soluţiunile sînt acelea care au cauzat şi creşterea temperaturii.

Metamorfismul regional fără acest aport nu depăşeşte mesozona inferioară excluzînd zonele foarte adînci ale scoarţei; dincolo de această zonă numai soluţiile granitizante, active şi fierbinţi, introduc căldura necesară.

În aceste zone se întîlnesc şi fenomene de feldspatizare post-cinematice reprezentate prin gnaise granitice sau pegmatite discordante ca poziţie, dar cu o şistozitate relictă conformă cu cea a rocelor înconjurătoare (gnaisele granitice de pe Valea Sebeşului, Valea Frumoasă, Colonia Bistra, etc.). Unele din ele nu mai prezintă o şistozitate relictă, deşi structura este cristaloblastică, iar contactele sînt marcate prin tranziţie.

În partea de SW a Munţilor Sebeş în sectorul părţii superioare a Văii Pietrosului, se întîlneşte o zonă destul de interesantă în care au avut loc fenomene de feldspatizare pe o scară destul de largă.

Feldspatizarea aici ca şi în celelalte zone este genetic legată de orogeneza geosinclinalului în care chiar fenomenele de metamorfism regional de grad mai avansat sînt produse secundare ale feldspatizării însăşi.

Fenomenele de feldspatizare din această zonă vor face însă obiectul unui studiu aparte.

Menţionăm cu această ocazie şi zonele marcate în deosebi prin predominanţa micaşisturilor bogate în lentile şi cuiburi de pegmatite. În aceste zone nu se poate vorbi numai de injecţii şi aport de potasiu, întrucît în aceste zone procentul global de potasiu este într-un procent foarte mic peste procentul de potasiu în şisturile argiloase, iar formarea acestor lentile şi cuiburi de pegmatite constituite numai din plagioclazi, cuarţ şi muscovit se datoreşte în cea mai mare parte solubilizării selective a materialului sedimentar primar.

În concluzie, în domeniul Munţilor Sebeş, deosebim următoarele unităţi de la N spre S:

*a)* Zona de sedimentare litorală de mare puţin adîncă;
*b)* Zona gnaiselor de injecţie;
*c)* Zona de sedimentare de o parte şi alta a cordilierei = *a*;
*d)* Zona de sedimentare de mare adîncă;
*e)* Zona gnaiselor de injecţie = *b*;
*f)* Zona de sedimentare de mare adîncă = *d*;
*g)* Zona gnaiselor de injecţie = *b*, *e*.

În ce priveşte liniile de dislocaţie şi fracturile, se deosebesc două linii importante şi o serie de zone intermediare fracturate în mod neregulat.

Astfel avem o linie de direcţie NE—SW ce trece între Sibişelul Vechi şi Nou, pe la S de Cucuiuş, Romaşel şi Cugir şi care se îndreaptă apoi spre E, urmărind direcţia cordilierei. De-a lungul acestei fracturi s-au intrus o serie de

Institutul Geologic al României

roce eruptive începînd de la cele eclogitice pînă la cele granitice. În partea de W a regiunii, în sectorul Sibişel—Cucuiuş, această fractură a fost foarte bine trasată şi de prospecţiunile de geofizică (Ing. CRISTESCU T.).

De o parte şi alta a acestei linii, îndeosebi în sectorul cuprins între V. Rece şi Poiana Sibiului, se semnalează o serie de fracturi de amploare mică ce au uşurat circulaţia soluţiunilor care au dat naştere la gnaisele de injecţie.

O a doua fractură mare se află mult mai la S şi are forma unui arc de cerc, de-a lungul căreia s-au intrus rocele ultrabazice începînd de la Poiana Diţei—Ţiţianul—D. Negru—Foltea—Negovanul—Voineasa—M-ţii Căpăţîna. Din această fractură în dreptul Dealului Negru se desface o altă fractură ce se îndreaptă spre Culmea Cujerele—V. Sebeşului—V. Dobrei şi care se termină în V. Muntelui unde se întîlneşte cu linia Răşinari—V. Oltului de direcţie NW—SW.

De o parte şi alta a celei de a doua linii se întîlnesc şi alte fracturi cu totul secundare de diferite direcţii din care unele au fost semnalate în zona şisturilor cu silicaţi de mangan şi fier.

În ce priveşte tectonica masivelor de roce ultrabazice, se observă că aceste masive se găsesc deplasate din învelişul lor de contact termic şi numai unele din ele îşi mai păstrează contactul cu rocele din aureola de metamorfism, iar altele, prezintă o deplasare mai pronunţată; sînt dezlipite şi şi-au pierdut complet legătura cu rocele pe care le-au metamorfozat. De aceea, cel puţin în zonele superioare, ele se prezintă ca nişte corpuri străine faţă de rocele înconjurătoare. Aceste particularităţi tectonice sînt posibil, date fiind proprietăţile mecanice foarte deosebite ale acestor roce şi ale acelora din înveliş.

Cu această ocazie menţionăm şi unele oscilaţiuni mai recente îndeosebi de ridicarea domeniului sebeşan care are drept rezultat o peneplenizare a lui sub formă de terase, iar în sectorul şisturilor cu silicaţi de mangan şi fier, zonele de oxidaţie sînt foarte fine sau chiar inexistente.

În ce priveşte raporturile şisturilor cristaline de tip epizonal cu cele de tip mesozonal în partea de N a Munţilor Sebeş, aceste raporturi au fost discutate în lucrările anterioare (GHIKA ŞTEFAN, PAVELESCU) şi e dovedită greşita interpretare dată de STRECKEISEN. În ce priveşte poziţia tectonică a Munţilor Sebeş în întregul ansamblu al Carpaţilor Meridionali, ea va fi tratată cum am spus mai sus într-o altă lucrare.

*Primit: aprilie 1954.*

Institutul Geologic al României

# BIBLIOGRAFIE


1. BETEHTIN A. G. Consideraţii asupra cauzelor mişcării soluţiilor hidrotermale. *An. Rom.-Sov.* Nr. XI. Bucureşti, 1953.
2. BONQUÉ F. Studii asupra mineralelor de manganez de la Broşteni. *An. Acad. Rom.* Seria II, Tom XVI.
3. BUŢUREANU C. V. Études sur la composition chimique des minerais de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broşteni. *Ann. Scient. Univ. Jassy.* T. V.
4. CODARCEA AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova) *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. Bucureşti, 1935.
5. — Vues nouvelles sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. Bucureşti, 1939.
6. CODARCEA AL., IANOVICI V. şi PETRULIAN N. Asupra mineralizaţiilor metalifere din unele roce ultrabazice din Carpaţii Meridionali. *Bul. Şt. Ac. R.P.R.* Bucureşti, 1952.
7. CROPOTCHIN N. P. Datele geofizice privitoare la structura pămîntului şi problema genezei magmei bazaltice şi granitice. *An. Rom.-Sov.* Vol. V. Bucureşti, 1953.
8. FERSMAN E. A. Geochimie. Vol. IV.
9. GHIKA-BUDEŞTI. Observations au sujet de « Das Kristallin des Sebescher und Zibingebirges » par A. Vendl. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. Bucureşti, 1937.
10. — Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt. Leur répartition et leur rapport. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII. Bucureşti, 1938.
11. — Pétrographie et Tectonique des Carpates méridionales roumaines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* Vol. XI, fasc. 2. Paris, 1938.
12. — Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX. 1939.
13. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des carpates méridionales (versant roumain). *C. R. Congr. Géol. Intern. de Vienne* 1903. Wien, 1904.
14. — Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Şt. An.* Vol. V. Bucureşti, 1897.
15. — Despre geneza serpentinelor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1911.
16. MRAZEC L. şi MURGOCI G. M. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. III. Munţii Lotrului.
17. MURGOCI G. M. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. Géol. Internat.* 1910. Stockholm, 1912.
18. — Origina serpentinelor în Carpaţii romîneşti 1912. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1911.
19. NECULAU TH. Asupra minereurilor de mangan de la Şarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. Bucureşti, 1909.
20. PALIUC G. Études géologiques et pétrographiques du Massif du Parîng et des Munţii Cimpii (Carpates méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. Bucureşti, 1937.
21. PAVELESCU L. Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de sud-est a Munţilor Retezat. *An. Comit. Geol.* Vol. XXV. Bucureşti, 1953.
22. — Cercetări geologice şi petrografice în partea mediană şi de sud-est a Munţilor Poiana Ruscă. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVII. 1954.
23. — Consideraţiuni asupra unor silicaţi de fier şi mangan din Munţii Sebeş. *Bul. Ştiinţ. Ac. R. P. R.* (sub tipar).
24. PAVELESCU L. GIUŞCĂ D. şi LUPAN S. Noi contribuţiuni la studiul masivelor eruptive de Retezat şi Buta. *Rev. Univ. C. I. Parhon.* Nr. 1. Bucureşti, 1952.


Institutul Geologic al României

25. PAVELESCU L. Cercetări geologice în Munţii Poiana Ruscă (Valea Fierului) *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII (sub tipar).
26. — Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (1949—1950). Bucureşti, 1953.
27. REINHARD M. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Ştiinţe Buc.* Vol. XV. 1906.
28. ROZLOZSNIK P. Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus « Masckamezö » in Siebenbürgen. *Földtani Közlöny.* B. I. Heft I. XLIX. 1913.
29. SAVUL MIRCEA. Studiu asupra şisturilor cristaline şi a zăcămintelor de manganez din regiunea Şarul Dornei. Districtul Cîmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. Bucureşti, 1927.
30. SEMENENCO P. N. Problema metamorfismului. *An. Rom.-Sov.* Vol. V. Bucureşti.
31. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. Bucureşti, 1934.
32. VENDL A. Das Kristallin des Sebescher - und Zibingebirges. *Geologica Hungarica.* Vol. IV. Budapest, 1932.

*Dat la cules: 7.VI.1954. Bun de tipar: 9.III.955. Tiraj: 700 ex. Hârtie semivelină de 45 gr. m. p. Ft. 70×100. Coli editoriale 37. Coli de tipar 28. Comanda 720/1954. Pentru biblioteci indicele de clasificare: 55 (058).*

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică Nr. 4. Calea Şerban Vodă Nr. 133—135. Bucureşti, R. P. R.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ Nr. 4
BUCUREȘTI

Institutul Geologic al României