

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

26

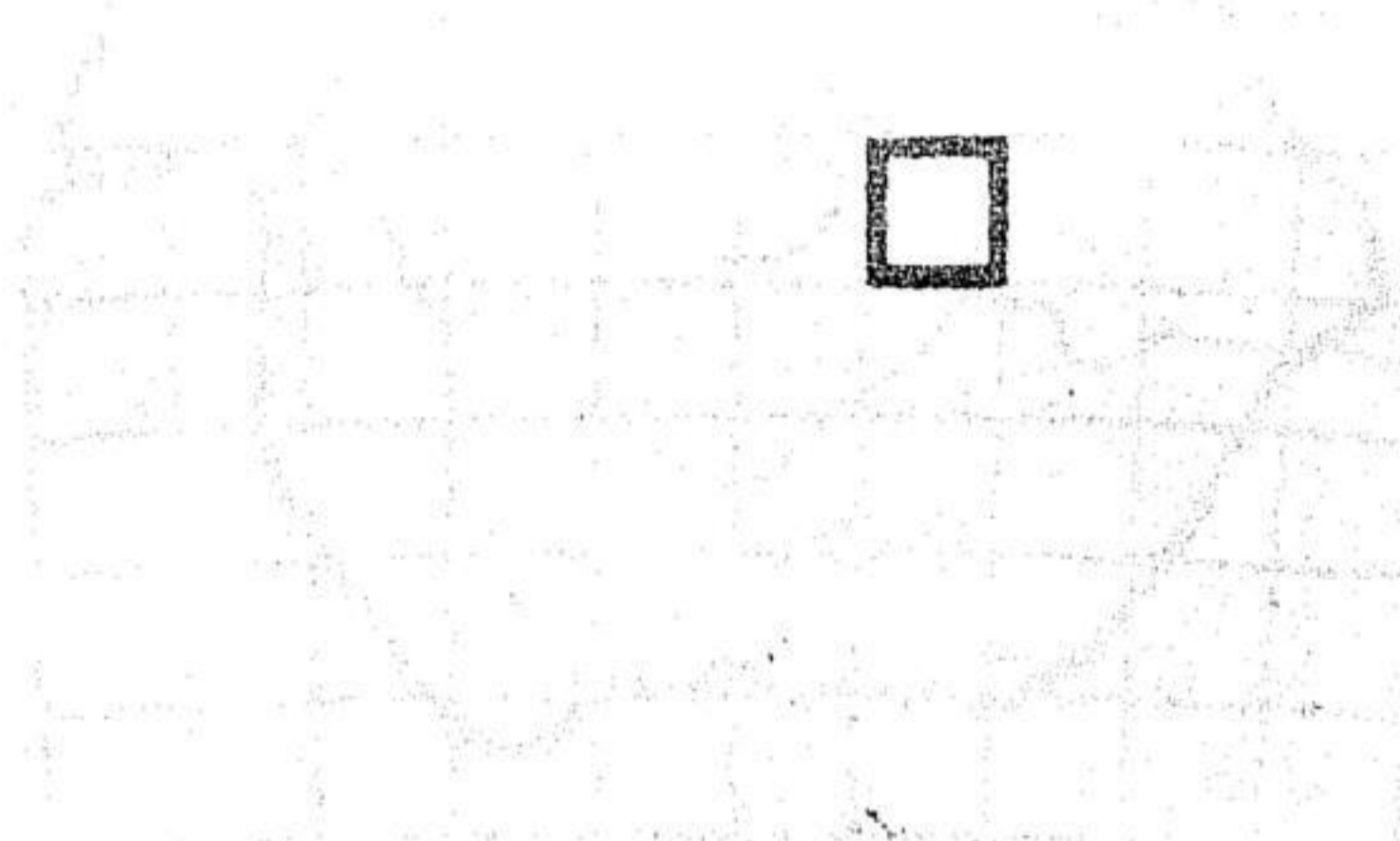
**HARTA  
GEOLOGICĂ  
1:200.000**

# ORĂȘTIE



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE



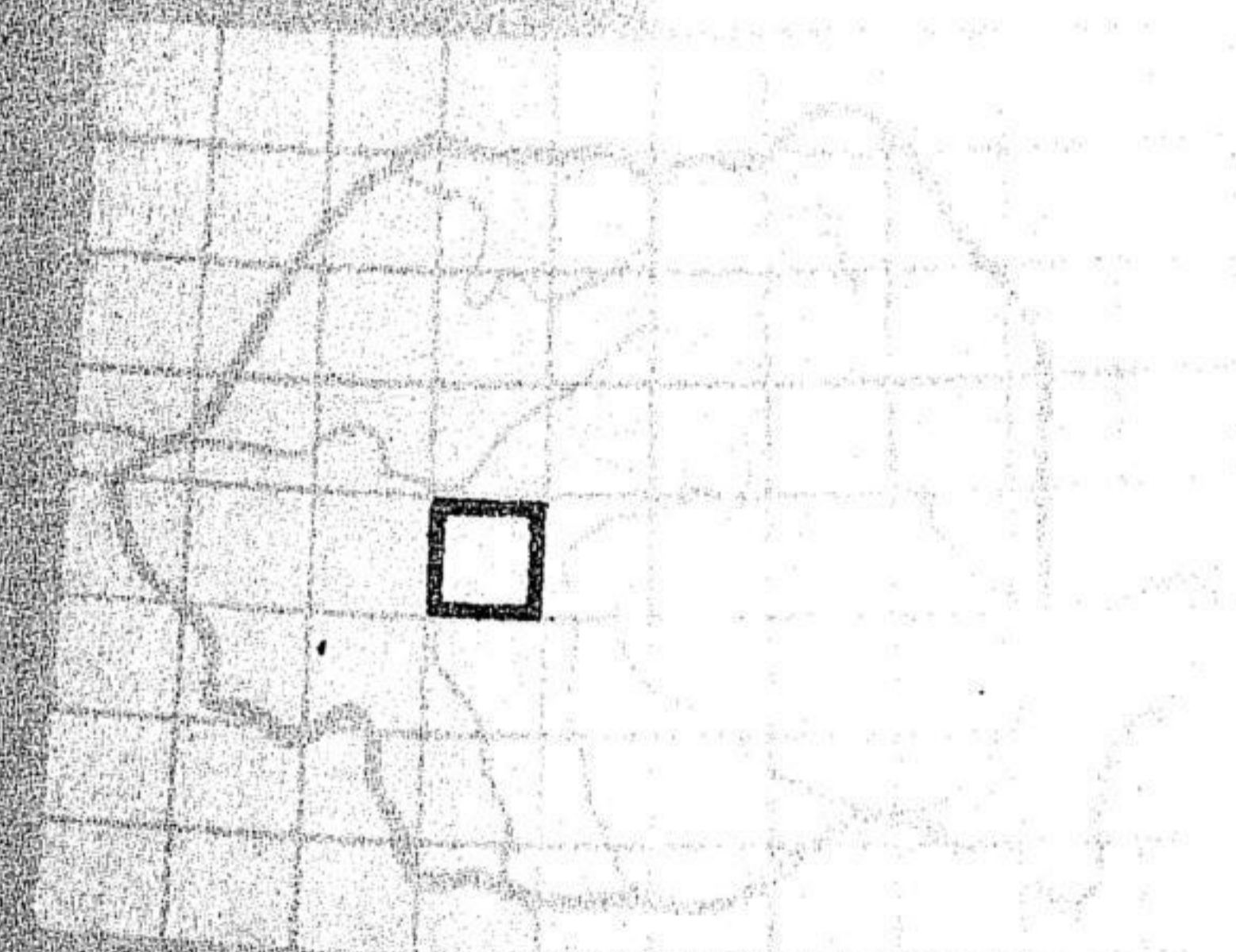
# ORĂȘTIE

CÂRTE  
GÉOLOGIQUE  
1:200.000

RÉPUBLIQUE SOCIALISTE DE ROUMANIE

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

HARTA  
GEOLOGICĂ  
1:200.000



# ORĂȘTIE

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI  
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL POLITEHNIC  
BIBLIOTECA

Nr. cărți B 14339

Nr. de inventar 240783

Clasif. zecimală \_\_\_\_\_

1984

1985

BIBLIOTECA  
INSTITUTUL

1 SEP 1982

HARTA GEOLOGICĂ  
A  
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA  
1:200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ  
ROMÂNIA

## HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1:200.000

L — 34 — XXIV

## 26. ORĂȘTIE

### REDACȚIA HĂRȚII ORĂȘTIE

**Redactor coordonator :**

*Marcela Codarcea*

**Redactori :**

*H. Savu*

*Maria Pavelescu*

*Josefina Stancu*

*Denisa Lupu*

**Notă explicativă**

**de :** *H. Savu*

*Maria Pavelescu*

*Josefina Stancu*

*Denisa Lupu*

## C U P R I N S U L

	<u>Pag.</u>
Introducere . . . . .	7
Istoricul cercetărilor . . . . .	7
Caracterizare morfologică . . . . .	12
Caracterizare geologică . . . . .	14
Stratigrafie, petrografie, magmatism . . . . .	15
I. Domeniul getic . . . . .	15
Anteproterozoic superior . . . . .	15
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz) . . . . .	21
Paleozoic . . . . .	23
Paleozoic — Antecarbonifer superior (Pz) . . . . .	23
Permian (P <sub>1</sub> ) . . . . .	23
Magmatite permieni și mezozoice . . . . .	24
Mezozoic . . . . .	24
Depresiunea Hațeg . . . . .	24
Liasic (J <sub>1</sub> ) . . . . .	24
Dogger (J <sub>2</sub> ) . . . . .	24
Malm — Urgonian (J <sub>3</sub> -ap) . . . . .	25
Vraconian — Cenomanian (vr+cm) . . . . .	26
Turonian (tu) . . . . .	26
Senonian (sn) . . . . .	27
Danian (d) . . . . .	27
Depresiunea Petroșeni . . . . .	28
Senonian (sn) . . . . .	28
Munții Metaliferi . . . . .	28
Turonian — Coniacian (tu+co) . . . . .	28
Turonian-Maestrichtian (tu-ma) . . . . .	28
II. Domeniul danubian . . . . .	29
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz) . . . . .	29
Paleozoic — Antecarbonifer superior (Pz) . . . . .	37
Mezozoic . . . . .	39
Malm — Urgonian (J <sub>3</sub> -ap) . . . . .	39
Tithonic — Neocomian (th-ne) . . . . .	40
III. Formațiuni post-tectonice . . . . .	40
Neozoic . . . . .	40
Rupelian (? rp) . . . . .	40

Redactori: MARGARETA PELTZ și GABRIELA CAZABAN  
Traducător: LUMINIȚA BRĂNILEANU

*Dat la cules: mai 1968. Bun de tipar: iunie 1968. Tiraaj: 2.000 ex.  
Hirtie cartografică tip III 50 g/m<sup>2</sup>. Format 70×100. Coli tipar 7<sup>3</sup>/<sub>4</sub>.  
Com. 199. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).*

Tiparul executat la întreprinderea poligrafică „Informația”  
str. Brezoianu nr. 23-25, București-România.

	<u>Pag.</u>
Chattian — Aquitanian (ch-aq) . . . . .	41
Oligocen nedivizat (Pg <sub>3</sub> ) . . . . .	42
Burdigalian (bd) . . . . .	43
Tortonian (to) . . . . .	44
Magmatite neogene . . . . .	46
Buglovian (bg) . . . . .	47
Volhinian — Bessarabian inferior (vh-bs <sub>1</sub> ) . . . . .	47
Pannonian (pn) . . . . .	48
Pleistocen superior (qp <sub>3</sub> ) . . . . .	48
Holocen superior (qh) . . . . .	49
Elemente structurale . . . . .	49
Indicații bibliografice . . . . .	54

## INTRODUCERE

Harta geologică la scara 1:200.000 — foaia Orăștie — cuprinde o mare parte a Carpaților meridionali centrali. Ea se extinde peste munții Sebeș, munții Lotrului, Parîng, Vulcan, Retezat, cuprinzînd și bazinele Petroșeni, Hațeg, Strei și partea de SW a bazinului Transilvaniei. Limita nordică a hărții este dată de paralela Săcărîmb — Vințul de Jos, cea estică de linia care leagă localitățile Ocna Sibiului și Mălaia, cea sudică de paralela Mălaia — Cîmpul lui Neag, iar limita vestică de meridianul Săcărîmb — Cîmpul lui Neag.

### Istoricul cercetărilor

Studiile făcute de numeroși cercetători în această parte a Carpaților meridionali, au contribuit la cunoașterea constituției geologice a acestora. Astfel, menționăm cercetările întreprinse între anii 1882—1883 pe versantul sudic al munților Parîng de către Gr. Ștefănescu și S. Ștefănescu. În aceeași perioadă B. Inkey întreprinde un studiu asupra tectonicii zonei centrale a Carpaților între Olt și Dunăre și o încercare de clasificare a șisturilor cristaline. Concomitent Fr. Hauer și G. Stache menționează roci serpentinite în regiunea Mîndra.

În 1897 L. Mrazec, pe baza cercetărilor făcute în munții Lotru și Parîng, stabilește o nouă clasificare a șisturilor cristaline din versantul sudic al Carpaților meridionali, separînd următoarele grupe de șisturi cristaline: grupul I cu un grad mai avansat de metamorfism, care a fost injectat de soluții aplitopegmatitice; grupul II caracterizat prin roci mai slab metamorfizate, asociate cu intruziuni granitice, granodioritice, dioritice și gabbroide, și o serie metamorfică de vîrstă mezozoică.

În 1897 L. Mrazec și G. Murgoci explică raporturile anormale între cele două grupe cristaline ale lui L. Mrazec prin fracturi ce aveau aspectul unor încălecări. În 1905 G. M. Murgoci lămurește contactul anormal dovedind structura în pînză de șariaj a Carpaților meridionali. El a arătat că formațiunile cristalinelui grupului I a lui L. Mrazec acoperă sub forma unei imense pînze de șariaj, denumită de el „pînza getică”, cristalinelui grupului II care este în poziție de autohton (G. M. Murgoci, 1912).

Interpretarea dată de G. M. Murgoci structurii Carpaților meridionali a fost confirmată de studii de detaliu întreprinse de Al. Codarcea, A. Streckeisen, Șt. Ghika-Budești, N. Gherasi, G. Manolescu, G. Paliuc și L. Pavelescu.

Mai tîrziu, A. Streckeisen (1934) confirmă existența pînzei getice separînd în plus, în pînza getică, o unitate superioară, idee care a fost însă infirmată de cercetările lui Șt. Ghika-Budești (1940) și L. Pavelescu (1958).

În aceeași perioadă apare la Budapesta monografia lui A. Vendl (1932) asupra munților Sebeș, în care sînt descrise tipurile de roci metamorfice din regiune.

În 1937 apare lucrarea de mare detaliu a lui G. Paliuc în care autorul descrie pînza getică, autohtonul și parautohtonul cu complexul infragetiv (seria de Jiet) și dă o imagine structurală a formațiunilor din partea de nord a munților Parîng și a munților Cimpii.

În aceeași perioadă, G. Manolescu (1937 b) separă și descrie în partea de sud și est a munților Vulcan formațiunile pînzei getice, autohtonului și infragetivului.

În 1940 apare lucrarea de sinteză asupra Carpaților meridionali centrali a lui Șt. Ghika-Budești, în care autorul trage concluzii asupra zonalității șisturilor cristaline, îndeosebi din munții Sebeș și asupra genezei rocilor granitoide.

Începînd din 1948 L. Pavelescu prin studiile făcute în masivul Retezatului și munții Sebeșului, ca și în lucrările mai recente împreună cu Maria Pavelescu (1962—1966), pe lîngă descrierile fiziografice pe care le-a dat asupra tipurilor de roci cantate atît în cristalinelui autohtonului, cît și în cristalinelui pînzei getice, a introdus, prin clasificările făcute, o serie de termeni care s-au încetățenit în literatura noastră geologică, ca

de exemplu: seria de Drăgășan sau seria de Tulișa. De asemenea a făcut o serie de paralelizări și orizontări în cadrul șisturilor cristaline atribuind seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitic la Precambrian, complexul sericito-cloritos la Cambrian, iar șisturile cristaline ale seriei de Tulișa la Paleozoicul inferior.

În masivul Sebeșului cercetările au fost continuate de către D. Constantinoff (1954) în zona Hațeg-Grădiște, de H. Savu și colaboratorii (1957—1958) în zona centrală, de H. Savu și C. Micu (1959) în zona Răscoala și de Cr. Chivu (1964) în zona de nord.

Între anii 1961—1964, H. Savu cercetează șisturile cristaline din munții Lotrului, în care separă seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru și seria transgresivă epimetamorfică de Valea lui Stan. În seria de Sebeș-Lotru el distinge din punct de vedere stratigrafic patru complexe de roci mezometamorfice. Autorul arată de asemenea că structura cristalinelui Lotrului corespunde unui anticlinoriu orientat pe direcția E — W și pune în evidență falia Lotrului.

În „Ghidul Congresului Carpato-Balcanic” din 1961 se face o prezentare sintetică a faciesurilor metamorfice din munții Sebeș și Parîng și se arată raporturile tectonice între diversele unități și șisturile cristaline mezometamorfice ale Cristalinelui getic fiind încadrate la seria de Sebeș-Lotru (Al. Codarcea și colaboratorii, 1963). Tot atunci Al. Codarcea și L. Pavelescu (1963), discutînd geneza masivelor de granitoide din Parîng le leagă de orogeneza caledoniană. În 1965 L. Pavelescu consideră că rocile granitoide sînt legate de o orogeneză mai veche decît cea caledoniană.

În anul 1964, Marcela Dessila Codarcea face într-o lucrare de sinteză asupra formațiunilor cristalofiliene din Carpații meridionali, o serie de considerații cu privire la vîrsta diferitelor serii cristalofiliene, în care arată că seria de Sebeș-Lotru este precambriană-anterrifeană, iar seria epimetamorfică din partea de nord a munților Sebeș rifeană prin asemănare cu seria de Sibiușel, a cărei vîrstă a fost stabilită pe baza datelor de microfioră. La aceeași vîrstă sînt atribuite seriile de Drăgășan și Lainici-Păiuș din cristalinelui danubian, iar seria de Tulișa este paralelizată cu seria de Rășinari.

Alături de lucrările menționate, trebuie amintite și cele efectuate în această parte a Carpaților meridionali de M. Trifulescu, N. Dragomir, V. Arsenescu, V. Nedelcu, A. Andrei (1964). Rezultatele acestor lucrări sînt consemnate în rapoartele geologice ale Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni. De asemenea, C. Micu (1965), pe baza analizelor palinologice, apreciază că seria de Tulișa ar aparține Proterozoicului superior — Cambrianului mediu. Șisturilor cristaline ale seriei de Drăgășan le atribuie vîrsta arhaică.

Printre primele cercetări geologice întreprinse asupra depozitelor mezozoice prezentate pe foaia Orăștie menționăm pe acelea ale lui G. Halaváts (1896) care atribuie vîrsta cretaciac superioară calcarelor de la Ohaba-Ponor (depresiunea Hațegului). În 1901 Fr. Nopcsa descrie depozitele daniene din depresiunea Hațeg. O lucrare de ansamblu asupra geologiei depozitelor sedimentare din această depresiune se datorează lui F. Laufer (1925).

În 1953, A. Mamulea publică un studiu detaliat al regiunii de la Ohaba — Ponor — Pui în care discută stratigrafia depozitelor mezozoice și neozoice ale depresiunii Hațeg.

Date mai noi asupra stratigrafiei și structurii formațiunilor geologice din depresiunea Hațegului, au fost aduse în ultimii ani de către I. Drăghindă și P. Mihalache (1960—1963).

Depozitele sedimentare mezozoice, din partea de nord a regiunii cuprinse în foaia Orăștie au fost descrise pentru prima dată de către M. Pálffy (1903—1907) care determină în regiunea Vinț o bogată faună senoniană. Mai tîrziu, D. Iacob (1944) atribuie vîrsta maestrichtiană depozitelor sedimentare de la nord de Vinț. În 1965, M. Dimian consideră depozitele roșii de la NE de Vinț ca aparținînd Oligocenului.

În regiunea Geoagiu — Orăștie, Gh. Mantea și colaboratorii (1962) ajung la concluzia că baza succesiunii cretacice din acest sector cuprinde depozite aparținînd Turonianului.

Depozitele neozoice din bazinul Mureșului au fost studiate încă din secolul trecut de numeroși cercetători, ca: I. Lillienbach, A. Boué (1833) și Fr. Zikeli (1851), atrași mai ales de punctul faunistic miocen de la Buituri. Prima coloană stratigrafică a depozitelor tortoniene din această regiune se datorează lui D. Stur (1863).

În 1848, P. Partsch este primul care semnalează gipsuri între valea Streiului și Orăștie, descriind totodată și litologia Sarmațianului. Mai tîrziu A. Koch (1909), ocupîndu-se mai în detaliu de formațiunile Sarmațianului, determină și o bogată asociație faunistică.

Lucrări mai recente asupra bazinului Mureșului, se datoresc cercetătorilor Valeria Marinceaș (1952—1957) și Niță Pion Petre, care separă depozitele tortoniene, din regiunea Orăștioara de Sus, Costești și Ocoliușul Mic, în trei orizonturi principale.

Stratigrafia și litologia depozitelor miocene din zona Măgura — Orăștie, a fost studiată detaliat de V. Dragoș și I. Nedelcu (1955—1957). Cercetările în bazinul Mureșului au fost continuate între anii 1957—1958 de A. Zberca și colaboratorii, iar C. Gheorghiu și colaboratorii (1962) prezintă o lucrare de ansamblu asupra structurii bazinului inferior al Streiului și o hartă geologică și geofizică la scara 1:60.000 a culoarului Mureșului între Alba Iulia și Zam.

Mai la est, în bazinul Transilvaniei, M. Ilie (1954—1955) întreprinde cercetări asupra depozitelor sedimentare din regiunea Sebeș, Alba-Iulia, Sibiu, iar M. Dumitriu și colaboratorii (1963—1964) cercetează depozitele neozoice din partea de nord-est a munților Sebeș.

Primele date geologice asupra depresiunii intramontane Petroșeni aparțin lui E. A. Bielz (1858), Fr. Hauer și G. Stache (1863) și K. Hoffmann (1870). Date asupra florei și faunei din stratele cu cărbuni provin de la Th. Fuchs (1894), O. Heer (1872) și mai tîrziu de la I. Mateescu (1943—1952).

Printre cercetătorii care au discutat stratigrafia depresiunii Petroșeni amintim pe Sabba Ștefănescu, Gh. Murgoci, I. Popescu-Voitești și Gh. Macovei. Aceștia au analizat fauna orizontului cu cărbuni și au comparat-o cu aceea din bazinul Bahnei.

Cercetări mai recente se datoresc lui Gh. Voicu (1954) care remarcă în orizontul productiv o asociație micropaleontologică pe care o corelează cu stratele de Tic, Zimbor și Sîn-Mihai din nord-vestul Transilvaniei.

Gr. Răileanu (1955—1963), prin cercetările întreprinse în această regiune aduce contribuții la cunoașterea stratigrafiei ei, semnalând prezența Burdigalianului.

Ulterior Th. Borș (1964) și I. Drăghindă și colaboratorii (1959—1963) contribuie cu studii de detaliu la precizarea stratigrafiei bazinului.

### Caracterizare morfologică

Regiunea reprezentată pe harta Orăștie se caracterizează printr-un relief înalt, dat de masivele muntoase situate în partea de sud și centrală a ei. Astfel, în zona centrală se găsesc munții Sebeșului, care se continuă spre est cu munții Cibinului. Ei sînt constituiți din mai multe grupe de culmi care alcătuiesc o zonă axială situată între depresiunea Hațegului, izvoarele Sebeșului și culmea ce desparte bazinele văilor Cibinului și Sadului. În această zonă sînt cuprinse vîrfurile înalte care depășesc 1800 m, cum sînt Cîndrelul și Surianul și înălțimi care alcătuiesc platouri cu goluri de munte. În masivele Cîndrelul și Surianul se mai păstrează încă urmele glaciației din timpul Cuaternarului.

La sud și la nord de zona axială se dispun suprafețe de eroziune corespunzînd probabil nivelului Rîul Șes, situate simetric și ale căror altitudini scad treptat pînă la 1200 m la marginea bordurii masivului.

Masivul muntos al Sebeșului este străbătut de diferite cursuri de ape, orientate în general perpendicular pe direcția crestei, printre care menționăm rîul Sebeș, valea Cugirului, valea Orăștiei, Streiul, valea Cibinului și valea Sadului.

Munții Lotrului se unesc cu munții Cibinului și Sebeșului în partea de nord, unde relieful prezintă aceleași caractere comune. Cu cît se merge spre sud însă, relieful munților Lotrului devine din ce în ce mai abrupt, prezentînd pante prăpăstioase, formate pe gnaise, granite sau în calcare. Munții Lotrului sînt străbătuți de la vest spre est de rîul Lotru și afluenții săi, printre care mai important este Latorița, care taie văi adînci în masiv.

Culmile din munții Lotrului se unesc și se continuă în masivul Parîngului, ale cărui vîrfuri principale, Parîng și Mîndra, depășesc altitudinea de 2000 m. În masivul Parîng își au de fapt

obîrșia și principalele ape din această zonă a Carpaților meridionali, cum sînt Lotrul cu afluenții săi la est și Jiul transilvan cu afluenții săi în partea de vest.

La vest de masivul Parîngului se găsește depresiunea intramontană a Petroșenilor, cuprinsă între munții Sebeșului, munții Retezat și munții Vulcan. În această depresiune, constituită din depozite sedimentare mezozoice și neozoice, s-a format bazinul superior al Jiului, rezultat din cei doi afluenți importanți ai săi, Jiul transilvan și Jiul românesc.

În partea de sud acest bazin este străjuit de vîrfurile înalte ale munților Vulcanului care se ridică pînă la peste 1800 m altitudine. Mai departe spre nord-vest depresiunea Petroșenilor este mărginită de culmile estice ale masivului Retezat, cu înălțimi ce ating 1750 m, printre care vîrfurile Tulișa este cel mai important.

Culmile din partea vestică a munților Sebeș și cele estice ale Retezatului cuprind între ele cea mai mare parte a depresiunii Hațegului, străbătută pe toată lungimea sa de apa Streiului ce izvorăște din munții Sebeșului. Ca și în depresiunea Petroșenilor, în depresiunea Hațegului altitudinile scad pînă la 350 m în zona localității Hațeg. Pe rama de nord contactul dintre cristalinul Sebeșului și depozitele detritice ale Cretacului superior se reflectă morfologic printr-o denivelare bruscă.

De aici spre nord, în lungul cinsului Streiului, se face legătură cu culoarul Mureșului, iar prin zona Orăștie și Sebeș, cu depresiunea Transilvaniei, unde altitudinile se mențin de asemenea joase, scăzînd chiar pînă la 200 m. În partea de nord a teritoriului foii Orăștie curge rîul Mureș, care colectează principalele ape din munții Sebeș și din extremitatea sud-estică a Munților Apuseni.

Dincolo de această zonă depresionară, în colțul de nord-vest al hărții, relieful începe să se ridice din nou, constituind primele culmi ale Munților Apuseni, formate de insula cristalină de la Rapolt și de formațiunile sedimentare mezozoice din jurul ei. În această zonă relieful are un aspect deluros, cu văi largi, mărginite uneori de versanți abrupti, pe care altitudinile sînt mai reduse, ele abia depășind 1000 m la Săcărîmb.

Într-o privire de ansamblu, rezultă că partea de sud a regiunii se prezintă ca un masiv muntos unitar, cu altitudini ce ajung uneori la 2500 m, în care se află două depresiuni mai

importante, iar spre nord și nord-vest relieful scade aproape pînă la nivelul de cîmpie.

### Caracterizare geologică

Geologia regiunii figurate pe harta Orăștie este foarte complicată, în ea cuprinzîndu-se formațiuni din Proterozoic și pînă în Neozoic. Formațiunile geologice se repartizează la două mari unități structurale, domeniul pînzei getice și domeniul autohtonului danubian, la care se adaugă depozitele din depresiunile intramontane.

Domeniul pînzei getice ocupă cea mai mare suprafață. Etajul structural inferior al acestui domeniu este constituit din șisturile cristaline ale seriei mezometamorfice de Sebeș-Lotru, de vîrstă anteproterozoic-superioare, peste care stau seriile epimetamorfice proterozoic-superioare din nordul Sebeșului și din insula cristalină de Rapolt. În Cristalinul de Rapolt, peste seria epimetamorfică-proterozoică se situează o serie slab metamorfizată, considerată ca aparținînd Paleozoicului.

În domeniul getic peste seriile metamorfice repauzează depozite sedimentare de vîrstă paleozoică, mezozoică și neozoică. Astfel, în depresiunea Hațegului se găsesc depozite sedimentare aparținînd Jurasicului, Cretacicului și Neogenului. Aceleași depozite sedimentare jurasice se extind sub formă de petece și peste șisturile cristaline din munții Sebeș, în zona Grădiște, precum și la nord de depresiunea Petroșenilor. În depresiunea Hațegului sedimentarea a avut o evoluție asemănătoare întrucîtva cu aceea a zonei Reșița — Moldova Nouă, a cărei continuare probabil o reprezintă. Depresiunea intramontană a Petroșenilor, bazinul Mureșului, depresiunea Transilvaniei și zona muntoasă de la nord și est de insula cristalină de Rapolt, sînt constituite din depozite care aparțin Cretacicului, Neozoicului și Cuaternarului. Terenurile neocretacice din jurul cristalinului de Rapolt aparțin unității Munților Metaliferi, a cărei evoluție o urmează.

Neozoicul începe cu Paleogenul, ale cărui depozite apar în toate bazinele sedimentare menționate. Sedimentarea continuă apoi în timpul Miocenului și se încheie cu depozite panoniene. Miocenul și Pannonianul au cea mai largă extindere în depresiunea Transilvaniei, fiind răspîndite la nord-est de munții Sebeș.

Domeniul autohtonului danubian este constituit de asemenea din șisturi cristaline epimetamorfice, care aparțin Proterozoicului superior. Ele sînt repartizate la seriile de Drăgșan și de Lainici-Păiuș. Aceste două serii sînt străbătute de intruziuni granitoide sinorogene importante, care le injectează sau le feldspatizează, migmatizîndu-le. Astfel de intruziuni se găsesc în partea de vest a munților Lotrului, în munții Parîng și în munții Retezat.

Peste seriile epimetamorfice mai vechi și peste plutonii granitoizi, se așterne transgresiv seria slab metamorfică de Tulișa, care aparține Paleozoicului inferior. Această serie remaniază elemente din seriile cristaline mai vechi și din rocile granitoide. Atît pe cristalinul autohton danubian, cît și la contactul lui cu pînza getică, se găsesc formațiuni sedimentare și erupțiuni mezozoice.

În ambele unități structurale se găsesc, pe cei mai înalți munți, depozite glaciare, iar pe cursurile apelor mari terase cu depozite fluviale.

## STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

### I. DOMENIUL GETIC

În domeniul getic sînt cuprinse șisturile cristaline mezometamorfice și epimetamorfice din munții Sebeș, Lotru, insula cristalină de Rapolt și depozitele sedimentare din depresiunile Hațeg și Petroșeni și din Munții Metaliferi. Vîrstele la care aparțin aceste formațiuni sînt: Anteproterozoic superior, Proterozoic superior, Paleozoic și Mezozoic.

#### Anteproterozoic superior

Anteproterozoicului superior îi aparțin șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru, care se deosebesc de celelalte formațiuni cristalofiliene printr-un metamorfism mai avansat. Ele sînt străbătute de roci ultrabazice și alcaline.

1. *Seria de Sebeș-Lotru.* Șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru (L. Pavelescu, 1958; Al. Codarcea et al. 1961) ocupă cea mai mare parte din suprafața hărții, ele fiind larg dezvoltate în munții Sebeș, munții Cibinului și în

munții Lotrului, de unde se extind spre sud și spre vest pînă la contactul cu autohtonul danubian.

În ce privește stratigrafia acestui cristalin vechi se constată că formațiunile cele mai profunde apar în axul anticlinoriului situat la nord de valea Lotrului. Aici s-au separat patru complexe de roci mezometamorifice (H. S a v u, 1961—1964) și anume: *a*) un complex inferior constituit din gnaise cu cordierit și sillimanit, paragnaise cu biotit și muscovit, gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite, cuarțite, și roci migmatice; *b*) un complex format din amfibolite în alternanță cu gnaise cuarțo-feldspatice și paragnaise cu biotit; *c*) un complex format în cea mai mare parte din gnaise cuarțo-feldspatice cu intercalații mai rare de amfibolite și de șisturi cu silicați de mangan, și *d*) un complex superior format preponderent din micașisturi cu intercalații de amfibolite, paragnaise, gnaise cuarțo-feldspatice și șisturi cu silicați de mangan și fier (H. S a v u, 1967).

În toate aceste complexe, dar mai ales în al doilea, se dezvoltă larg fenomene migmatice, din care au rezultat migmatite metatectice lenticulare, ptygmatiche, reticulare și migmatite metablastice.

Pentru restul teritoriului ocupat de șisturile cristaline mezometamorifice în munții Sebeș și Cibin, este valabilă mai ales partea superioară a acestei coloane stratigrafice. Astfel, după datele lui Ș t. G h i k a - B u d e ș t i (1940) și mai recent ale lui L. P a v e l e s c u (1955), în zona centrală a munților Sebeș și în pantea de vest a munților Cibin se dezvoltă complexul superior menționat mai sus, aici fiind larg răspândite micașisturile cu granat, disten și staurolit. Acestea conțin de asemenea intercalații de amfibolite, paragnaise și de șisturi cu silicați de mangan și trec treptat în jos la complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice, mai larg răspândit în zona de sud a munților Sebeș, unde de asemenea se dezvoltă fenomene de migmatizare, cum sînt cele de la nord de depresiunea Petroșenilor și depresiunea Hațegului (L. P a v e l e s c u și D. C o n s t a n t i n o f f, 1954). În această zonă sînt asociate gnaiselor, calcare cu silicați, precum și amfibolite, mai rar eclogite (L. P a v e l e s c u, 1953), uneori și intercalații de magnetit, cum sînt cele de la Răscoala și Tițianu (L. P a v e l e s c u 1951, 1952; H. S a v u, C. M i c u, 1959).

În pantea de nord acest complex reapare la sud de falia care separă seria de Sebeș-Lotru de seria epimetamorfică, alcătuind o fișie lată situată între depresiunea Hațegului, Șugag și valea Cibinului. Gnaisele cuarțo-feldspatice sînt asociate cu cuarțite, gnaise cu sillimanit, amfibolite, eclogite și intercalații de magnetit. Celelalte complexe stabilite în munții Lotrului, nu se mai recunosc. Aceasta fie din cauză că ele rămîn în adîncime, sub cristalinul Sebeșului, fie din cauză că trec treptat la complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice.

Din punct de vedere petrografic, așa cum am menționat la descrierea diferitelor complexe, seria de Sebeș-Lotru este constituită din diferite varietăți de gnaise, amfibolite, micașisturi, roci carbonatice și roci eruptive.

Gnaisele cu cordierit și sillimanit (Ș t. G h i k a - B u d e ș t i, 1940) apar în munții Lotrului. Ele sînt constituite din cordierit, sillimanit, biotit și în cantitate redusă din cuarț și feldspați. În aceeași zonă sînt asociate cuarțite albe, uneori cu muscovit sau cu biotit. Ultimul tip de rocă este mai răspândit în zona de nord a munților Sebeș, unde se asociază cu paragnaise, gnaise cuarțo-feldspatice și roci migmatice. În aceeași zonă apar și cuarțite feldspatice cu biotit sau cu muscovit (L. P a v e l e s c u, 1955).

Gnaisele cuarțo-feldspatice au fost recunoscute în anul 1959, în zona Răscoala și urmărite apoi în diferite zone ale munților Sebeș și Lotru. Ele sînt roci de culoare roz, cu textură adesea lineară și cu frecvente lentile migmatice, rezultate din mobilizarea materialului cuarțo-feldspatic. În compoziția lor participă cuarț, plagioclaz (An 20%), biotit, muscovit și microclin, de obicei în cantitate mai mare decît în celelalte roci gnaisice.

În zona Răscoala, ca și la Orăștie, sau la vest de depresiunea Petroșenilor (G. P a l i u c, 1937; L. P a v e l e s c u, 1955), cu aceste gnaise se asociază și roci carbonatice, cum sînt calcarele mammoreene, calcarele cu silicați, uneori cu intercalații de magnetit, sau gnaise cu piroxen (H. S a v u, și C. M i c u, 1959). Calcarele cu silicați care conțin piroxeni și tremolit se asociază uneori cu dolomite cristaline.

Paragnaisele participă în majoritatea complexelor separate în cadrul seriei de Sebeș-Lotru. Ele sînt reprezentate prin varietăți cu muscovit și biotit sau numai cu biotit. În compoziția lor participă plagioclaz (An 20—25%), cuarț, lamele de muscovit și

biotit, precum și o cantitate redusă de microclin. În zonele mai puternic metamorfozate gnaisele conțin sillimanit, varietate fibrolit.

Rocile cu caracter eclogitic se întâlnesc rar. Ele au fost descrise pe Jiul transilvan de G. Paliuc (1937), la Sibiu Răscoala și Foltea în munții Sebeș, de L. Pavelescu (1953). L. Pavelescu (1957 a) a deosebit eclogite formate din omfacit și granat, eclogite amfibolice, eclogite magnetitice, piroxenite, granatite, amfibolite și epidotite.

Amfibolitele se dezvoltă larg în complexul al doilea din munții Lotrului și apar la diferite nivele în celelalte complexe. Cu ele se asociază adesea gnaise amfibolice. Amfibolitele sînt constituite de obicei din plagioclaz (An 30%) și hornblendă verde, cu care se asociază uneori almandin, biotit și mineralii accesorii. În funcție de aceste minerale se remarcă varietăți de amfibolite cu granați și de amfibolite cu biotit. În gnaisele amfibolice plagioclazul este mineralul principal.

La izvoarele Lotrului se găsește un corp de metagabbrou asociate cu metadiorite, străbătute de pegmatite, descris în ultimul timp de L. Pavelescu și Maria Pavelescu (1965 a). El este alcătuit din ortoamfibolite, în care mineralul predominant este hornblendă verde, alături de care mai apar plagioclaz (An 25—52%), lamele scurte de biotit și mineralii accesorii. Cîteva mici corpuri de astfel de roci mai apar și la nord de valea Jieșului (Maria Pavelescu, 1964).

Micașisturile alcătuiesc cea mai mare parte a complexului superior din munții Sebeș. Aceste roci sînt reprezentate prin diferite varietăți, printre care se remarcă micașisturi cu biotit, micașisturi cu disten, micașisturi cu staurolit. Ele au de obicei structură porfiroblastică, redată de cristaloblastele mari de disten, staurolit sau de almandin; cristaloblastele mari de disten se grupează în lentile formînd adevărate distenite. De obicei micașisturile sînt constituite din cuarț, muscovit și biotit, ca masă fundamentală, în care se dezvoltă porfiroblastele de minerale index menționate mai sus. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin turmalină, magnetit, ilmenit, mai rar și hornblendă (L. Pavelescu, 1955).

Cuarțitele se intercalează atît în gnaisele cît și în micașisturile seriei de Sebeș-Lotru. Ele sînt reprezentate prin varietăți cu muscovit sau cu biotit. În zona centrală a munților Sebeș

se asociază șisturi cu silicați de mangan și fier (L. Pavelescu, 1955). Acestea sînt constituite din cuarțite cu spessartin, spessantinite și diferite roci în care s-au format parageneze cu rodonit, rodocrozit, piroxmangit, knebelit, dannemorit și magnetit. Uneori se asociază cu ele șisturi cu ferrimuscovit și piedmontit (H. Savu et al., 1957—1958).

Migmatitele au fost descrise anterior sub denumirea de gnaise mixte, gnaise de injecție, gnaise granitice sau gnaise oculare (Șt. Ghika-Budești, 1940; L. Pavelescu, 1955). Între acestea s-au putut deosebi migmatite metatectice și migmatite metablastice, ultimele fiind mai răspîndite în zona Șugag — valea Cibinului. Cele mai caracteristice varietăți de migmatite metatectice care apar atît în munții Sebeș, cît și în munții Lotrului, sînt reprezentate prin migmatite paralele, lenticulare, mai rar reticulare (H. Savu, 1961—1964). Aceste roci sînt constituite dintr-un material șistos — paleosoma — pe seama căruia se dezvoltă metasoma de compoziție cuarțo-feldspatică, formată prin procesul de migmatizare. Paleosoma poate avea compoziția micașisturilor sau paragnaiselor, dar mai ales compoziția gnaiselor cuarțo-feldspatice, ca în cazul migmatitelor din zona Voineasa — Rudaru (H. Savu, 1964). Metasoma constă din cuarț, plagioclaz (An 10—12%), microclin și biotit; ea prezintă o granulație mai mare, iar structura deși orientată uneori, indică o cristalizare din soluții migmatice.

Uneori apar migmatite mai compacte, care au ajuns la un grad de omogenizare mai avansat, cum sînt cele de pe valea Lotrului, valea Sebeșului, valea Taia, etc. În aceste roci se observă mai greu deosebirile dintre paleosomă și metasomă, ultima tinzînd să înlocuiască toată masa rocii.

Migmatitele metablastice se asociază uneori cu cele descrise mai sus, atît în munții Sebeșului cît și în munții Lotrului, dar sînt mai larg răspîndite în zona de la NE a depresiunii Hațeg, pe valea Sebeșului, Grădiștea, valea Cibinului și mai ales în zona de la nord de seria de șisturi epimetamorfice din munții Sebeșului. Aceste roci sînt constituite din paleosoma de compoziția micașisturilor, în care se dezvoltă larg fenoblaste de microclin asociat cu plagioclaz. De obicei microclinul prezintă structura în grătar mai ales pe margini și include cristaloblaste de plagioclaz acid în care s-au format concreșteri mirmekitice.

Pegmatitele asociate sau nu cu roci filoniene aplitice, sînt răsîndite în numeroase zone ale cristalinelui getic din munții Sebeș, munții Lotrului și munții Cibinului. Mai importante sînt pegmatitele de la Voineasa, care se exploatează pentru mică și cele de la Cujerele din munții Sebeș, care conțin de asemenea mică larg dezvoltată. De obicei, aceste roci sînt constituite din cuarț, plagioclaz acid, microclin și cuiburi de muscovit concreșcut uneori cu biotitul; mai rar apar turmalină și beril. La est de Voineasa se găsesc pegmatite roz, bogate în microclin.

Seria de Sebeș-Lotru a fost metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitic, astfel că în funcție de gradul de metamorfism se pot separa următoarele zone de metamorfism: zona cu sillimanit, zona cu disten și staurolit și zona cu granat. Prima zonă este redusă ca întindere, ea menținîndu-se în lungul văii Lotrului și în bazinul văii Cibinului (Șt. Ghika-Budești, 1940; H. Savu, 1961; C. Micu, 1964).

Zona cu disten și staurolit se suprapune peste cea mai mare parte a seriei de Sebeș-Lotru, astfel că micașisturile din complexul superior prezintă adesea parageneza cuarț — disten — staurolit — almandin — muscovit — biotit. Șisturile cristaline din partea de nord sînt metamorfozate în condițiile zonei cu almandin.

În partea vestică a munților Sebeș, la vest de valea Luncanilor, se dezvoltă fenomene de retrometamorfism în lungul unor plane de falie. Aceleași fenomene sînt mai larg răsîndite în extremitatea nordică a masivului.

2. *Magmatite*. Magmatitele precambriene asociate seriei de Sebeș-Lotru sînt reprezentate prin serpentinite asociate cu roci ultrabazice și roci alcaline.

Serpentinitele și rocile ultrabazice (L. Pavelescu, 1955) sînt localizate în șisturile cristaline mezometamorfice, într-o zonă care pornește din valea Streiului și se extinde spre ENE pe la izvoarele văii Cugirului și văii Sebeșului, pînă în valea Cibinului. Această zonă apare ca o sutură ofiolitică veche, în lungul căreia sînt cantonate, ici și colo, compurile de roci ultrabazice. Rocile ultrabazice mai apar și în cristalinelul Lotrului. Toate aceste corpuri sînt constituite din dunite, wehrlite, schriesheimite, hornblendite și gramatite și se găsesc în diferite stadii de serpentizare. Prin transformarea lor au rezultat serpenti-

nite apodunitice sau apoperidotice și șisturi cu tremolit, șisturi talcoase, cloritite, granatite, precum și șisturi biotitice cu epidot. Momentul cînd au fost puse în loc aceste roci nu se poate stabili cu precizie.

Rocile alcaline (H. Savu, 1962—1967), alcătuiesc un corp localizat în șisturile cristalinelui getic din colțul de SE al regiunii cuprinse în hartă. Acest corp este format din sienite alcaline cu biotit, sienite cu nefelin și egirin, sienite pegmatoide și sienite aplitice.

## Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz)

Proterozoicul superior este reprezentat prin seriile epimetamorfice din partea de nord a munților Sebeș și din insula cristalină de la Rapolt.

1. *Seria epimetamorfică de Sebeș*. Formațiunile cristaline ale acestei serii se situează în partea nordică a munților Sebeș, între Cărpiniș și valea Cugirului, unde formează un sinclinal încălecat de la sud de șisturile mezometamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru (L. Pavelescu, 1954). Seria epimetamorfică se echivalează cu seria de Sibîșel de la est, care s-a raportat, pe baza determinărilor de spori fosili, Rifeanului (Marcela Dessila-Codarcea, 1964). Ea a fost metamorfozată în condițiile faciesului de șisturi verzi, zona cu clorit.

După datele lui Șt. Ghika-Budești (1940), L. Pavelescu (1955) și Maria Pavelescu (1966), această serie este constituită din șisturi sericitoase-cloritoase, uneori carbonatice, în care se intercalează caloare cristaline, șisturi grafitoase și cuarțite. Șisturile sericitoase-cloritoase sînt constituite preponderent din cuarț, albit, clorit, sericit și epidot. În faciesul carbonatic participă în parageneza de mai sus și caloitul. Uneori apar varietăți de șisturi sericitoase.

Șisturile grafitoase se prezintă ca intercalații în filitele sericitoase-cloritoase. Grafitul apare aici în parageneză cu cuarțul și sericitul.

Cuarțitele se întîlnesc mai rar. Ele sînt alcătuite preponderent din cuarț, alături de care mai apar albit (An 5—10%), clorit, muscovit și mai rar biotit și turmalină. În funcție de frecvența acestor minerale se deosebesc varietăți cum sînt cuarți-

tele sericitoase sau cloritoase, uneori biotitice, precum și variații de tranziție spre filite.

Calcarele cristaline se prezintă sub formă de lentile sau strate intercalate în șisturile cristaline epimetamorfice. Ele sînt constituite dintr-un mozaic de cristaloblaste de calcit, în care se mai observă uneori cuarț, sericit și clorit. În unele cazuri se găsesc calcare grafitoase, negre sau cenușii, care alternează cu calcarele albe sub formă de benzi paralele (H. S a v u, 1959).

2. *Seria de Rapolt*. Seria epimetamorfică a insulei cristaline de Rapolt se dezvoltă în pantea de nord-vest a regiunii cuprinsă pe hanta Orăștie și reprezintă continuarea spre NE a seriei epimetamorfice a cristalinelui de Poiana Ruscă. Ea este metamorfozată în condițiile faciesului de șisturi verzi, zona cu clorit.

Șisturile cristaline ale acestei serii au fost descrise anterior de T. P. G h i ț u l e s c u și M. S o c o l e s c u (1941), iar mai recent de I. B e r b e l e a c (1962). Ultimul autor a separat șisturile epimetamorfice proterozoice în două serii și anume, seria de Chimindia — Boi și seria de Cernale — Leonda. Ambele serii sînt constituite din șisturi sericitoase-cloritoase, șisturi grafitoase, șisturi verzi tufogene, roci porfiroide, calcare și dolomite cristaline.

Șisturile sericitoase-cloritoase cu aspect satinat sînt constituite din cuarț, albit, sericit (muscovit) și clorit, cu care se asociază minerale accesorii. Prin apariția grafitului în parageneză cu aceste minerale se formează șisturi sericitoase-cloritoase-grafitoase și șisturi grafitoase, care apar ca intercalații lenticulare în șisturile sericitoase-cloritoase mai larg dezvoltate.

Șisturile verzi tufogene formează intercalații lenticulare în filitele sericitoase-cloritoase. Ele reprezintă tufuri bazice metamorfozate, produse ale magmatismului inițial al geosinclinalului proterozoic. De obicei sînt constituite din albit, clorit sau actinolit, epidot, calcit și cuarț. Cu ele se asociază uneori roci de tipul metabazaltelor.

Porfiroidele alcătuiesc un adevărat complex ce se extinde în lungul cristalinelui de Rapolt. Ele au provenit din metamorfozarea fie a unor dacite sau riolite, fie a tufurilor acide și a tufitelor sincrone cu acestea. În funcție de compoziția lor se deosebesc porfiroide sericitoase și porfiroide cloritoase; uneori

apar și roci cu o granulație mai mare de tipul metaporfirelor granitice. În general aceste roci constau dintr-o masă fundamentală șistoasă în care se recunosc fenocristale relictice de cuarț și de feldspați. Metaporfirele granitice conțin cristale relictice de feldspat potasic și de cuarț mai mari.

Rocile carbonatice alcătuiesc un complex, în care se dezvoltă lang calcarele și dolomitele cristaline, care trec lateral la șisturi carbonatice. Aceste formațiuni apar în axul anticlinalului care formează structura majoră a acestui cristalin.

## Paleozoic

### Paleozoic — Antecarbonifer superior (Pz)

*Seria de Vărmaga*. Paleozoicului îi este atribuită seria de Vărmaga, foarte slab metamorfozată în condițiile faciesului șisturilor verzi, zona cu clorit. Această serie se situează la nord de seria epimetamorfică a cristalinelui de Rapolt, unde apare numai în două puncte de sub depozitele sedimentare mai noi. Ea este echivalată cu seria de Păiușeni din Munții Apuseni.

Această serie este constituită din: conglomerate metamorfozate, roci metapsamitice de tipul metacuarțitelor, filite grafitoase, filite de culoare violacee și rar calcare cristaline.

Conglomeratele metamorfozate sînt constituite din galeți de cuarț alb sau cuarțite negre, prinși într-un ciment șistos. Între conglomeratele metamorfozate se intercalează calcare.

Rocile metapsamitice se aseamănă foarte mult cu gresiile, ele fiind slab metamorfozate. Printre ele apar intercalații de filite grafitoase și de filite roșii sau violacee (I. B e r b e l e a c, 1962).

### Permian (P<sub>1</sub>)

Pe teritoriul foii Orăștie se cunosc depozite permiane în jurul localității Cioclovina (Al. S t i l l ă, Sofia Luță, 1967). Acestea sînt constituite din conglomerate și gresii roșii-violacee cu grosime de aproximativ 60 m. Matricea conglomeratelor conține o bogată asociație microfloristică din care se citează: *Azonomonoletes vulgaris* (I b r.) L u b e r, *Leiotriletes gulaferus* P o t., *Punctatisporites obliquus* R o s., *Cycadopites* sp., *Cyclogranisporites leopoldi* K r e m p., etc.

Asociația de mai sus indică Permianul inferior.

## Magmatite permene și mezozoice

În grupa magmatitelor permene și mezozoice încadrăm filoanele de riolite (porfire cuarțifere) care străbat atât seria de Sebeș-Lotru cât și seria epimetamorfică din partea de nord a munților Sebeș.

După L. Pavelescu (1955) aceste roci au o culoare alb-gălbuie și prezintă fenocristale de cuarț și de feldspați. Mineralele componente sînt reprezentate prin plagioclaz, ortoză, cuarț și biotit. După compoziția chimică ele aparțin dacitelor sau porfirelor granodioritice cu tendință tonalitică.

## Mezozoic

### Depresiunea Hațeg

Mezozoicul depresiunii Hațeg este reprezentat prin depozite sedimentare care încep din Liasic și se continuă pînă în Cretacicul superior.

#### Liasic (J<sub>1</sub>)

Această serie este reprezentată printr-un pachet de roci cu caracter predominant fluvio-lacustru. Constituentul principal îl reprezintă o gresie fină, fluvială lacustră, în bază conglomeratică, ce conține lentile de argilă și prezintă stratificație încrucișată.

Vîrsta liasică a acestui pachet este dovedită prin următoarea floră fosilă identificată și descrisă de Laufer (1924): *Cladophlebis lobifolia* Phillips, *Cladophlebis rariborskii* Zeiller, *Ctenis orovilensis* Fontaine, etc.

Depozitele liasice ocupă o suprafață redusă în partea de NE a depresiunii Hațeg, în jurul localității Cioclovina. Grosimea lor nu depășește 100 m.

#### Dogger (J<sub>2</sub>)

Depozitele atribuite Doggerului se dispun transgresiv peste cele liasice și peste fundamentul de șisturi cristaline. În bază apar conglomerate și gresii cuarțoase cu numeroase elemente

de șisturi cristaline. Gresiiile sînt bogate în muscovit. Și în acest pachet pot fi distinse intercalații de argile șistoase cenușii-violette cu slabe intercalații carbunoase.

Din aceste gresii A. Mămulea (1953) citează un exemplar de *Entolium renevieri*, formă caracteristică Doggerului (Bajocian-Bathonian).

În totalitate grosimea depozitelor Doggerului este de 100 m iar aria lor de apariție se situează ca și aceea a Liasicului în partea de NE a bazinului Hațeg.

#### Malm — Urgonian (J<sub>3-ap</sub>)

Pe marginea estică a bazinului Hațeg se găsește o stivă de calcare ce însumează o grosime pe alocuri de 500 m.

Calcarele încep în bază prin cîteva nivele bogate în accidente silicioase, trecînd pe verticală la calcare masive de culoare roz-albă, oolitice. Din calcarele masive sînt cunoscute formele: *Belemnites* cf. *pistiliformis*, *Aplosmilium nuda* Kobay, *Aplosmilium thurmanii* Kobay, pe baza cărora se atribuie vîrsta tithonică.

La partea superioară a stivei de calcare aspectul litologic se schimbă ele trecînd la tipuri mai detritice: calcarenite, grezo-calcare. Acestea din urmă conțin orbitoline, prezente în special în intercalațiile detritice (I. Drăghință, 1963). Cercetătorii de pînă acum au considerat aceste calcare fie tithonice, fie urgoniene, fie tithonic-urgoniene. Se admite actualmente ideea că peste calcarele de vîrstă neojurasică s-au depus calcarele recifale urgoniene. Cele două entități stratigrafice nu au fost delimitate cartografic pînă în prezent.

Perioada de exondare care a urmat depunerii calcarelor urgoniene a oferit condițiile climatice favorabile genezei bauxitelor.

De aceea pe suprafața carstificată a calcarelor se depun în excavații depozite reziduale — bauxite. Acestea nu reprezintă un nivel continuu ci acumulări locale de grosimi în general reduse.

În regiunea Grădiște există cîteva apariții de calcare masive care prezintă mari asemănări cu calcarele neojurasice și cretacic-inferioare din partea de E a bazinului Hațeg. Pentru

acest motiv ele au fost atribuite tot Neojurasicului și Urgonianului (J<sub>3</sub>-ap).

### Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

Acest termen marchează începutul unui ciclu reprezentat prin formațiuni detritice. Depozitele de această vîrstă se dispun transgresiv pe toți termenii subiacenți.

În bază se dispun conglomerate și microconglomerate albe-gălbui, cu ciment calcaros în care se disting adeseori zone în care cimentul este roșu-violaceu, culoare datorită levigării bauxitelor.

Spre partea superioară a pachetului, microconglomeratele trec la gresii cafenii-gălbui în care apar nivele fosilifere bogate în gasteropode, rudiști, corali și orbitoline. Speciile reprezentative sînt următoarele: *Nerinea (Neoptyxis) incavata* Brönn, *Itruvia abbreviata* (Philippi), *Praeradiolites fleuriensis* (d'Orb.), *Eoradiolites aff. rousseli* (Toucas), *Durania connectens* D. Lupu, *Sphaerulites astrei* D. Lupu, *Medeela* sp.

Deasupra gresiilor cafenii grosiere se dispune un orizont grezo-marnos muscovitic din care se cunosc formele: *Mantellias mantelli* (Sowerby), *Calycoceras* sp., *Acanthoceras rotomagense* Defr., *Anisocardia hermitei* Choffat, *Arca carinata* Sowerby, *Siliqua petersi* Reuss, *Unio cretaceus* Zittel, *Chlamys asper* (Lamarck), *Protocardia hillana* (Sowerby), *Actaeonella (Actaeonella) caucasica* Zekeli.

Formele de amoniți indică o condensare stratigrafică a depozitelor cenomaniene.

### Turonian (tu)

Turonianul este reprezentat printr-o succesiune alcătuită din gresii grosiere cafenii-cărămizii, calcaroase, muscovitice, stratificate în bancuri de 1—5 m grosime. În interiorul acestor bancuri se remarcă o dispoziție în lespezi. În urma determinării unor exemplare de inocerami din grupul *Inoceramus labiatus* Schloth. (Denisa Lupu, 1965) se atribuie pachetului grezos vîrsta turoniană.

Peste pachetul de gresii masive se dispune un orizont de marnocalcare albe, cărămizii pe alocuri.

### Senonian (sn)

Deasupra marnocalcarelor albe se dispune transgresiv un pachet alcătuit din ritmuni de gresii și marne cenușii-cafenii, calcaroase, dispuse în strate de 30—50 cm grosime. Uneori se observă o dispunere în lespezi. La partea inferioară a stratelor apar mecanogliffe de tipul turboglifelor (flute-cast).

În cadrul acestui pachet apar și nivele de gresii grosiere de tipul celor turoniene. Pe fața superioară a stratelor se întînesc frecvente biogliffe de tipul *Palaeobullia*.

Pachetul descris suportă o succesiune predominant grezo-angiloasă. Gresiiile sînt dure, cuarțoase, muscovitice, dispuse în strate de 5—40 cm grosime și spre partea lor superioară alternează cu argilite marnoase cenușii dispuse în strate de 10—15 cm grosime. Succesiunea se încheie cu un nivel conglomeratic constituit în special din galeți de șisturi cristaline.

În apropierea localității Ponor se întînesc, puternic încastrate în rocă, *Actaeonella gigantea* (Lam.) și *Hippurites aff. gosaviensis* Douvillé.

### Danian (d)

Pe teritoriul reprezentat pe foaia Orăștie depozitele daniene ocupă suprafețe restrînse, în partea de S a depresiunii Hațeg, și cuprind doar diviziunea inferioară a acestui etaj.

În bază apar conglomerate cu intercalații de microconglomerate, gresii și tufuri. În apropierea localității Pui se întînesc argile cenușii-violacee. Deasupra acestui orizont se dispune gresii cuarțoase, fine, dure, prezentînd uneori stratificație convolută, din care au fost recoltate resturi de plante (*Sabal mayor*). În continuare se dispune un pachet de gresii tufacee cu stratificație oblică, în alternanță cu tufuri. Din pachetul grezos au fost recoltate în apropiere de localitatea Sîmpetru (situată la W de teritoriul foii Orăștie), resturi ale următoarelor specii de dinosaurieni: *Mochlodon suessi* Bunzel, *Crocodylus aff. velensis* Math., *Octomerus transilvanicus* Nopcsa, *Kallokiboticum magnificentum* Nopcsa.

Partea superioară a etajului danian nu apare pe teritoriul foii Orăștie.

## Depresiunea Petroșeni

### Senonian (sn)

Pe marginea de SE a depresiunii apar două zone de depozite senoniene în facies de Gosau, constituite din conglomerate, gresii, argile, marne și calcare.

Fauna conținută în aceste depozite este următoarea: *Plesioptygmatis* aff. *bicincta* Bronn, *Plesioptygmatis* aff. *djirmanijensis* Pal., *Inoceramus balticus* Boehm., *Actaeonella* sp. (I. Drăghindă, 1956).

### Munții Metaliferi

#### Turonian — Coniacian (tu + co)

Transgresiv pe terenurile cristaline de la Rapolt se dispun formațiuni cretacice-superioare, atribuite Turonian-Coniacianului.

La contactul cu cristalinelul apar conglomerate, breccii, cu galetă de cuarțite, calcare cristaline albe, roz și cenușii, incluși într-o matrice calcaroasă. În câteva nivele grezoase se observă fragmente de lamelibranhiate aparținând genului *Trigonia*.

Către interiorul bazinului, conglomeratele trec rapid la calcare marnoase cenușii-violacee, din care Gh. Mantea și colaboratorii (1962) au recoltat exemplare de *Scaphites geinitzi* d'Orb. și *Gaudriceras* sp.

#### Turonian — Maestrichtian (tu-ma)

*Strate de Bozeș*. Depozitele turonian-coniaciene descrise anterior și care reprezintă sedimente depuse pe o zonă de șelf, se îndreaptă spre E cu depozite tipice de fliș (strate de Bozeș).

La N de teritoriul foii Orăștie, în baza succesiunii stratelor de Bozeș, M. Dimian și Elena Popa-Dimian (1964) au descris un exemplar de *Inoceramus labiatus* Schloth. pe baza căruiă au atribuit Turonianului baza flișului de Bozeș.

Stratele de Bozeș sînt reprezentate, în principal, prin alternanțe ritmice de gresii cuarțoase cu ciment calcaros și marne argiloase. Termenul arenitic prezintă adesea granoclasare vizibilă cu ochiul liber.

Un alt tip litologic, care apare în cadrul stratelor de Bozeș, este gresia grosieră dispusă în bancuri de 1—2 m grosime, de obicei nesortată.

Microfauna stratelor de Bozeș (*Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. angusticarinata* Gandolfi, *G. fornicata* Plum.) argumentează și vîrsta senoniană a acestei serii de fliș.

Începînd cu Campanianul se dezvoltă un facies de țarm (situat în afara foii Orăștie) bogat în gasteropode și lamelibranhiate, care trece apoi la secvențe de gresii grosiere dispuse în bancuri de 1—3 m grosime, cu stratificație încrucișată.

Acest ultim facies cu aspect molasic invadează și partea terminală a succesiunii stratelor de Bozeș figurate în cuprinsul foii Orăștie.

Grosimea stratelor de Bozeș este de aproximativ 3000 m. Această serie reprezintă cel mai tipic fliș al unității geologice a Munților Metaliferi.

La S de Mureș, în regiunea Pian, depozitele senoniene constituite din gresii și mame fosilifere cu echinide, gasteropode și lamelibranhiate, se dispun pe fundamentul de tip șelf format din cristalinelul Sebeșului (Valeria Marincaș, 1952—1957).

## II. DOMENIUL DANUBIAN

În aria de răspîndire a domeniului danubian s-a separat un fundament constituit din șisturi cristaline și roci eruptive și învelișul acestuia alcătuit din depozite sedimentare paleozoice metamorfozate și depozite mezozoice.

### Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz)

Fundamentul acestui domeniu, format dintr-o serie de nuclee de granitoide înconjurate de diverse tipuri de șisturi cristaline ocupă pantea de sud a foii Orăștie.

Luat în ansamblu, în cristalinelul autohtonului danubian se pot deosebi două serii cristaline, serii care reprezintă depozite epi- și piroclastice, care au fost metamorfozate înaintea intruziunilor de granitoide. În primele faze de dezvoltare a geosinclinalului precambrian, odată cu sedimentarea, s-au pus în loc

o serie de roci eruptive începînd de la cele ultrabazice și pînă la cele acide (peridotite, piroxenite, gabbrouri, diabaze, diorite și chiar granite). Ulterior, datorită metamorfismului regional destul de puternic, întreaga stivă de roci sedimentare epiclastice și piroclastice, împreună cu cele eruptive care s-au intrus în ele, s-a transformat dînd naștere la diverse tipuri de șisturi cristaline (amfibolite, gnaise amfibolice, metagabbrouri, metadiorite, serpentinite, cuarțite, gnaise psamitice, șisturi micacee, calcare, etc.). Transformările acestea au șters în parte sau total caracterele primare: structura, textura, compoziția mineralogică, încît au luat naștere termeni cu caractere convergente care adesea duc la imposibilitatea de a-i separa. În timpul orogenezei caledoniene eventual mai vechi (L. Pavelescu, 1965) s-au pus în loc majoritatea masivelor de roci eruptive (granitice-granodioritice-dioritice sau gabbroice).

După unii autori (L. Pavelescu, 1965), șisturile cristaline, care fuseseră metamorfozate inițial în condițiile faciesului amfibolitic, sau albit — epidot — amfibolitic, au suferit în urma intruziunilor granitice pe de o parte o adaptare la condițiile metamorfice analoage faciesului de șisturi verzi, iar pe de altă parte datorită fenomenelor postmagmatice, de diferențiere metamorfică și de metasomatoză alcalină regională, au suferit variate procese de feldspatizare și migmatizare.

După Marcela Dessila-Codarcea (1966), complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan este mai vechi decît seria de Lainici-Păiuș și a fost retromorfozat cînd s-a metamorfozat aceasta din urmă.

În cadrul cristalinului domeniului danubian s-au delimitat două serii cristaline: seria de Lainici-Păiuș (G. Manolescu, 1937 b) și seria de Drăgșan (L. Pavelescu, 1948—1953).

Aceste serii sînt separate tectonic printr-o falie direcțională foarte importantă, ce se poate urmări pe o distanță considerabilă, din capătul estic al autohtonului prin munții Parîng și Vulcan pînă în munții Cernei. Falia aceasta, semnalată în parte încă de G. Murgoci în munții Parîng și apoi detaliată de G. Manolescu în Vulcan și de L. Pavelescu și Maria Pavelescu în Vulcan și Parîng, apare pe foaia Orăștie numai în extremitatea sa estică, dezvoltarea maximă avînd-o pe foaia Tg. Jiu de la sud.

1. *Seria de Lainici-Păiuș.* Șisturile cristaline ale acestei serii apar sub formă de fișii înguste dirijate pe o direcție aproximativ NE — SW, în partea de SE a munților Retezat, de NW a munților Vulcan, în zona Slima, între Curmătura Oltețului și Huluzu din munții Parîngului. Ele sînt reprezentate printr-o gamă variată de șisturi micacee, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cloritoase, gnaise cu clorit, gnaise psamitice, cuarțite și șisturi cuarțitice cu sericit, biotit, uneori puternic feldspatizate.

Șisturile cristaline ale acestei serii formează acoperișul masivelor de roci granitoide, cum este cel de la Buta din munții Retezat și cel de Repedea din munții Parîng și sînt uneori afectate fie de metamorfismul de contact termic, fie de cel metasomatic sau de injecție. Prin aceste procese de migmatizare, de granitizare și feldspatizare progresivă, rocile acestei serii trec la gnaise de tip granitic, gnaise care se întîlnesc îndeosebi în zonele periferice ale masivelor de granitoide. Unele din aceste procese sînt sincinematice, iar altele postcinematice (L. Pavelescu, 1963). În aceste zone se întîlnesc de asemenea și numeroase apofize ale masivelor de granitoide, precum și intercalații de aplite și pegmatite interstratificate.

Din studiul paragenezelor, a structurilor și texturilor rocilor din seria de Lainici-Păiuș, iese destul de clar în evidență că aceste șisturi cristaline s-au format pe seama unor depozite epiclastice care au fost metamorfozate în condițiile echilibrului paragenetic al rocilor de grad înalt de metamorfism regional (facies amfibolitic) și numai ulterior rocile s-au adaptat la noile condiții de echilibru (faciesul de șisturi verzi, zona cu biotit).

În șisturile micacee, ca și în cele sericito-cloritoase, formate îndeosebi din muscovit și mai puțin biotit sau clorit, miclele fie că formează masa fundamentală a rocilor în care apar granule rotunjite de cuarț sub formă de ochiuri dispuse în șiraguri sau în pături discontinui, fie că se dispun în pături paralele de regulă, larg dezvoltate și compacte, în alternanță cu pături subțiri formate din cuarț și granule sporadice de albit.

Cuarțitele ca și gnaisele psamitice, prezintă structuri blastopsamitice, cu unele aspecte blastice. În gnaisele psamitice, alături de cuarț, plagioclazi, muscovit, biotit cloritizat și granați, apar cristale cu conture evident blastice de microclin. În gnai-

sele cloritice se întâlnesc frecvent, în afară de structurile blas-tice, structuri poikilitice și diablastice.

2. *Seria de Drăgșan.* Șisturile cristaline ale acestei serii sînt larg răspîndite în capătul de NE al munților Retezat, în partea de NE a munților Vulcan și în zona marilor înălțimi (Parîng — Cîrja — Mîndra) din munții Parîngului.

Din punct de vedere al structurilor și al texturilor relict, ca și al compoziției mineralogice, care reflectă natura materia-lului care a participat la formarea rocilor acestei serii și poziția lor stratigrafică, s-au putut separa două complexe bine distincte: complexul inferior — amfibolitic — și complexul superior — sericito-cloritos — (L. P a v e l e s c u, 1948—1953).

Șisturile cristaline ale acestei serii formează acoperișul ma-sivului de granodiorite de Retezat precum și al masivelor de granitoide de Parîng.

a) *Complexul amfibolitic.* Acest complex de șisturi crista-line este constituit din amfibolite masive sau rubanate, amfibolite cu granați și epidot, șisturi amfibolice cu biotit sau granați, gnaise amfibolice, calcare cristaline și intercalații concordante de serpentinite, metadiorite sau metagabbrouri.

Complexul amfibolitic, este pe de o parte traversat de nume-roase filoane de roci granitoide și pe de altă parte, el este gra-nitizat de soluțiunile acide potsmagmatice provenite din conso-lidarea acestor masive.

În cadrul acestui complex atît de heterogen se întâlnesc des-tul de frecvent numeroase convergențe între rocile provenite din metamorfismul unor depozite sedimentare sau roci eruptive.

În amfibolite sau șisturile amfibolice, hornblenda apare sub formă de cristale prismatice, în asociație cu cele de plagioclazi, zoizit, epidot și granați, iar în șisturile amfibolice, alături de aceste componente destul de frecvent apare și biotitul.

Gnaisele amfibolice prezintă în general o structură grano-nematoblastică și o textură șistoasă-rubanată. În aceste roci se întâlnesc frecvent structuri și texturi relict care amintesc pe aceea a unor diorite sau a unor gabbrouri și structuri care amin-tesc stratificația și sortarea inițială. Rubanarea rocilor este în parte primară (datorită alternanței păturilor formate din horn-blendă și feldspați), în parte datorită injecțiilor de tip lit-par-lit.

În timp ce în gnaisele amfibolice provenite pe seama rocilor sedimentare plagioclazii conțin între 7 — 11% An, în cele pro-venite pe seama rocilor eruptive, conțin 35 — 42% An.

Printre șisturile amfibolice cu biotit, clorit și epidot se în-tîlnesc sub formă de intercalații fine lentile de șisturi calca-roase. Alături de calcit, care formează pături de grosimi varia-bile de-a lungul șistuoziității rocilor, se întâlnesc pături foarte subțiri formate din lamele de clorit, ace de actinot, granule de epidot, zoizit și uneori de cuarț.

De o parte și alta a văii Jiului, ca și în partea de nord a culmii Mîndra-Cîrja, se întâlnesc intercalații fine de serpenti-nite, formate îndeosebi din lamele ondulate de antigorit, ace fine de crisotil, epidot și carbonați.

Complexul acesta a fost metamorfozat inițial în condițiile faociului amfibolic și ulterior a suferit un retromorfism, ca și seria de Lainici-Păiuș, prezentîndu-se actualmente în faciesul de șisturi verzi, în parte albit-epidot-amfibolitic, zona cu gra-nat.

b) *Complexul sericito-cloritos.* Acest complex ocupă partea centrală și de nord-est a munților Retezat, capătul nord-estic al munților Vulcan, partea de nord-vest a munților Parîng și apare sub formă de intercalații în complexul amfibolitic de-a lungul văii Jietului, sau ca fîșii înguste, cum sînt cele de pe culmea Repezi.

În constituția acestui complex intră: șisturi sericito-clori-toase, uneori cuarțitice, gnaise cloritoase, cuarțite și șisturi cuar-țitice, șisturi cloritoase cu epidot, albit și actinot.

Studiile petrografice făcute asupra acestui complex au scos în evidență o serie de structuri relict epiclactice, care apar în nivelul de bază al complexului, și structuri piroclactice fin peli-tice cu intercalații de roci epiclactice care apar în orizonturile superioare ale complexului.

În cadrul acestui complex se separă două orizonturi net dis-tincte: orizontul inferior, cu conglomerate sau cuarțite micro-conglomeratice intens metamorfozate, care de multe ori se în-dințează lateral cu șisturi clorito-sericitoase și orizontul supe-rior, ce începe în bază cu un pachet destul de gros de depozite tufacee, care la început sînt aproape pure și înspre partea supe-rioară se îmbogățesc în intercalații de roci psamito-pelitice, pen-

tru a se termina cu șisturi cuarțitice negre și șisturi sericitoase cu grafit. În orizontul superior, dispariția materialului tufaceu este marcată prin apariția gnaiselor cuarțoase cu sericit și albit care nu sînt altceva decît niște porfire cuarțifere metamorfizate.

Orizontul inferior, epiclastic, are o largă răspîndire îndeosebi în munții Vulcanului. G. Manolescu consideră că rocile acestui complex sînt formate dintr-un material foarte heterogen care ar reprezenta produsul de eroziune și dezagregare *in situ* al complexului amfibolitelor. După acest autor complexul ar fi în exclusivitate de natură clastică, ceea ce l-a determinat să-i dea denumirea de „seria clastică” (G. Manolescu, 1937 b). L. Pavelescu, prin studiile făcute în Retezat i-a dat denumirea de „complex sericito-cloritos” (L. Pavelescu, 1948—1953) și l-a încadrat în seria de Drăgșan.

Prin studiile făcute asupra elementelor din conglomerate, sau din cuarțitele microconglomeratice și datorită absenței rocilor granitoide ca elemente în acestea, s-a tras concluzia că șisturile cristaline ale acestui complex au fost metamorfizate înaintea punerii în loc a masivelor de granitoide. În plus, în acest complex de șisturi cristaline s-au injectat în măsură egală soluții postmagmatice ca și în celelalte șisturi cristaline, fie ale seriei de Lainici-Păiuș, fie ale complexului amfibolitic.

Rocile tufogene din acest complex se caracterizează prin parageneza albit + epidot + clorit + actinot. Structura lor este microgranoblastică, ușor porfiroblastică datorită porfiroblastelor de epidot și albit.

În tipurile de șisturi tufitogene se observă o alternanță fină între materialul detritic și cel tufogen. Textura acestor roci este șistoasă, ușor lenticulară, datorită granulelor de plagioclazi, sau rubanată datorită alternanței păturilor formate din cuarț cu cele formate din minerale micacee.

În ce privește tipurile detritogene, acestea sînt mult mai bogate în cuarț și mai sărace în epidot și albit. Tipurile pur detritogene sînt uneori dominate de abundența sericitului și grafitului.

Șisturile cristaline ale acestui complex au fost metamorfizate în condițiile faciesului albit — epidot — amfibolitic, în timpul orogenezei antecaledoniene și numai mai târziu ele s-au adaptat condițiilor faciesului de șisturi verzi, zona cu clorit.

3. *Magmatite paleozoice și precambriene.* Legat de șisturile cristaline, fie ale seriei de Drăgșan, fie ale seriei de Lainici-Păiuș, apar o serie de corpuri și masive de roci granitice-granodioritice, din a căror structură, textură, formă de zăcămint și raporturi cu rocile înconjurătoare s-au tras o serie de concluzii asupra originii lor și asupra condițiilor lor de formare (G. Manolescu, 1937 b; G. Paliuc 1937; Șt. Ghika-Budești, 1941; L. Pavelescu, 1953). La lucrările Congresului Asociației Carpato-Balcanice din București, din anul 1961, Al. Codarcea și L. Pavelescu au prezentat o sinteză asupra genezei rocilor granitoide din autohtonul danubian al Carpaților meridionali (1963).

Pe foaia Orăștie rocile granitoide sînt reprezentate prin extremitatea estică a masivului de granodiorite de Retezat la nord și Buta la sud, din munții Retezat, și prin masivele Mîndra, Gîlcescu, Mohoru, Repedea, Neduiu din munții Parîng.

Capătul estic al masivului de Retezat are ca acoperiș imediat șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan, iar cel de Buta șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. În munții Parîngului masivele din zona Mîndra-Repedea au ca înveliș șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan, iar cele din zona Neduiu-Novaci, pe cele de Lainici-Păiuș.

În marea majoritate a cazurilor granitoidele din aceste masive prezintă o textură orientată, gnaisică, uneori chiar șistoasă. Unele din aceste masive cum este de exemplu cel de Buta prezintă în mod neregulat faciesuri microgranulare, porfiroide sau pegmatitice; altele în schimb, cum este cel de Retezat sau cel din zona Mîndra — Gîlcescu — Repedea, prezintă o monotonie structurală foarte semnificativă.

Marea majoritate a masivelor este însoțită de o suită filoniană care merge de la aplite pînă la cele mai variate tipuri de lamprofine, suită care brăzdează în aceeași măsură masivele de granitoide propriu-zise cît și învelișul lor cristalin.

Frecvent, masivele acestea de granitoide afectează rocile din acoperișul lor, producînd un metamorfism de contact, care a dat naștere la diferite tipuri de corneene sau la aureole de migmatizare și feldspatizare.

Masivul Retezatului este constituit dintr-o masă foarte larg dezvoltată de granite-granodiorite în care, în zona internă, se întîlnesc roci cu textură aparent masivă, iar în zona marginală

cu textură gnaisică. În cadrul acestui masiv se întâlnesc și faciesuri laminate, atât în interiorul masivului, cât și marginal, ceea ce denotă că el a fost supus unor eforturi mecanice și după consolidarea sa, când s-a deslipit de învelișul său normal luând forma de diapir. Rocile din acest masiv sînt constituite din cuarț, plagioclazi, feldspați potasici, muscovit, biotit, etc. După raporturile dintre mineralele componente principale în cadrul acestui masiv predomină faciesul tonalitic.

Masivul Buta este constituit din roci de compoziție mult mai variată, însă cu zone mai puțin distincte în ce privește texturile. În partea de nord-est acest masiv prezintă treceri gradate de la granite gnaisice la gnaise granitice. După raporturile componentelor principale reies două tipuri: unele adamelitice, iar altele monzonitice.

În munții Parîngului masivele de granitoide prezintă o gamă foarte variată de tipuri texturale. Faciesurile gnaisice însoțesc de obicei rocile masive din zonele centrale. În această zonă centrală se observă treceri gradate, prin varietăți cataclastice, la roci complet șistoase ale căror caractere relictice sînt în evidență originea lor. După G. Murgoci (1898) aceste granite gnaisice n-ar fi decît faciesuri periferice ale rocilor granitoide centrale șistozate datorită solicitărilor mecanice la care au fost supuse.

În afară de varietățile texturale, în granitoidele din această regiune a munților Parîngului se întâlnesc o serie întreagă de varietăți mineralogice. În mare se deosebesc: granite cu microclin, granodiorite plagioclazice și diorite cuarțifere. În zonele marginale, așa cum am menționat, se întâlnesc roci gnaisice la care se observă că unele transformări sînt de natură mecanică și constau din zdrobirea și sfărîmarea mineralelor, minerale care n-au suferit și transformări chimice, cum este ortoza și cuarțul. Altele din contra, au dus la recristalizarea mineralelor secundare (sericit, muscovit, zoizit, albit, etc). Aceste două aspecte ale rocilor granitoide, care au suferit unele transformări mecanice și chimice, au făcut pe unii cercetători să generalizeze originea lor metamorfică (Șt. Ghika-Budești, 1941).

În ce privește vîrsta acestor masive de granitoide, trebuie să menționăm că blocuri din aceste roci se întâlnesc ca elemente în conglomeratele din baza seriei de Tulișa. Dacă aceste conglomerate sînt mai vechi decît calcarele dinanțiene, deci devo-

niene sau chiar siluriene, rocile granitice ar fi trebuit să se pună în loc cel puțin la începutul Devonianului sau chiar a Silurianului. Punerea lor în loc este presupusă a fi legată de faza orogenică caledoniană (Al. Codarcea și L. Pavelescu, 1963), eventual mai veche (L. Pavelescu, 1965).

### Paleozoic-Antecarbonifer superior (Pz)

1. *Seria de Tulișa.* După consolidarea fundamentului cristalin și punerea în loc a maselor de granitoide a urmat o perioadă de exondare și apoi, în Paleozoic inferior (L. Pavelescu, 1953) depunerea formațiunilor seriei de Tulișa, care stau discordant peste cele două serii de șisturi cristaline ce formează învelișul masivelor de roci granitoide, sau direct pe acestea.

Șisturile cristaline ale seriei de Tulișa apar în partea de nord a munților Retezat, unde au o dezvoltare foarte redusă, dezvoltarea mai largă avînd-o în capătul estic al acestui lanț muntos, și în munții Vulcan, Parîng și Lotru.

Seria începe cu un nivel bazal conglomeratic care suportă calcare șistoase, albe-cenușii; în lipsa conglomeratelor calcarele se așează direct peste fundamentul cristalin (L. Pavelescu, 1958). Peste calcare urmează o serie de roci verzi și șisturi sericito-grafitoase. În seria de Tulișa pot fi observate peste tot urmele unor puternice acțiuni mecanice. Intensitatea metamorfismului a variat, pe de o parte în raport cu compoziția inițială a rocilor, iar pe de altă parte regional, crescînd de la vest spre est. Intensitatea metamorfismului a fost uneori atât de puternică încît nu numai că stratele au fost cutate și dislocate, ci a permis ca o parte din silice să fie mobilizată, să pătrundă în rocile învecinate și să cristalizeze sub formă de vine și lentile de cuarț.

G. Manolescu (1933), în baza florei determinate în gresiile albicioase din zăcămintele de cărbuni de la Schela și Porceni, a tras concluzia că întreaga stivă cuprinsă între conglomeratele din baza seriei de Tulișa și filitele grafitoase de la partea superioară a acesteia, împreună cu depozitele formațiunii de Schela propriu-zisă, ar forma o serie comprehensivă, atribuindu-i vîrsta liasică.

Mai târziu, în lucrarea de sinteză asupra văii Jiului (1937b) G. Manolescu a susținut că conglomeratele ar putea să fie atribuite Carboniferului, cuarțitele ar reprezenta Triasicul inferior, calcarele Triasicul mediu, iar filitele negricioase Triasicul superior. Depozitele formațiunii de Schela propriu-zise aparțin Liasicului sub facies de Gresten.

Coloana stratigrafică a seriei de Tulișa, întocmită de L. Pavulescu după rapoarturile observate între diverși termeni ai acestei serii, cuprinde: în bază conglomerate, microconglomerate arcoziene, cuarțite albe, calcare cristaline albe-cenușii, mai mult sau mai puțin șistoase și bituminoase, roci verzi tufo-gene cu intencalații la pantea superioară de calcare cipolinice, cuarțite arcoziene mai mult sau mai puțin grafitoase, șisturi sau filite sericito-grafitoase, filite sericitoase, filite grafitoase, filite sericito-grafitoase cu cloritoid.

Această succesiune stratigrafică, a fost comparată de L. Pavulescu în 1961, cu depozitele sedimentare de pe valea Idegului și Drencova. Prin analogie s-a atribuit conglomeratelor, arcozelor și cuarțitelor, vârsta siluriană, eventual devoniană, calcarelor vârsta dinanțiană, iar întregului complex cuprins între aceste calcare și filitele negre grafitoase de la partea superioară a seriei i s-a atribuit vârsta de Carbonifer inferior. De altfel, L. Mrazec și G. M. Murgoci (1898) au susținut că șisturile cristaline ale seriei începând cu conglomeratele din bază și până la filitele negre grafitoase superioare ar aparține Paleozoicului inferior.

După determinările palinologice făcute de Laboratorul de Palinologie al Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni, vârsta seriei de Tulișa se apreciază a fi cuprinsă între Proterozoicul superior și Cambrianul mediu (C. Micu, 1965).

2. *Magmatite*. În legătură cu orogeneza hercinică se semnaleză o altă fază de activitate magmatică, reprezentată prin roci ultrabazice care au o largă răspândire în autohtonul danubian.

În cadrul ariei de răspândire a șisturilor cristaline ale seriei de Tulișa s-au putut separa două nivele de roci eruptive ultrabazice reprezentate prin mase facolitice sau filoniene puternic transformate în diverse tipuri de serpentinite. Nivelul inferior al acestor roci se oprește și este localizat în rocile verzi, care

reprezintă orizontul median al seriei. Acest nivel este bine reprezentat pe valea Mânileasa, Petrimanu, izvoarele văii Lato-rița, Urdele, Muntinu, Coasta lui Rusu și Zănoaga Verde. Serpentinitele din orizontul inferior sînt prinse în cutarea șisturilor verzi; din cauza aceasta multe din ele prezintă o textură șistoasă și sînt formate din antigorit, ceea ce întărește ideea că aceste roci au un caracter ofiolitic și s-au intrus în formațiunile din zona geosinclinală care apoi au fost cutate (Maria Pavulescu, 1964; L. Pavulescu și Maria Pavulescu, 1965 b).

Unele compuri de roci ultrabazice, cum sînt cele de la Mânileasa, Petrimanu sau Urdele, care formează corpuri mai mari, au putut să exercite asupra rocilor înconjurătoare o influență uneori destul de puternică, dînd naștere la diferite corneene cu epidot, granați, diopsid, vezuvian.

Nivelul superior este alcătuit din roci ultrabazice mult mai puternic serpentinizate, în care numai rareori se pot reconstitui structurile și texturile primare. El străbate orizontul superior al seriei de Tulișa (ex. în muntele Ștefanu).

## Mezozoic

### Malm — Urganian (J<sub>3</sub>-ap)

De la sfîrșitul Carboniferului și pînă în Jurassic a avut loc în domeniul danubian o lungă perioadă de gliptogeneză, așa încît depozitele mezozoice stau transgresiv și discordant peste cele paleozoice (seria de Tulișa), sau direct peste fundamentul cristalin.

Aceste depozite încep în bază cu gresii și microconglomerate, peste care urmează calcare albe-cenușii, masive. Acestea apar ca mici masive în apropierea liniei de șariaj a pînzei getice. Astfel, le întîlnim de-a lungul văii Jieșului, pe valea Jiului românesc de o parte și alta a bazinului Petroșenilor, precum și masive mai mari cum este cel de la Zănoaga din munții Retezat, sau Turcinul și Tîmovul din munții Parîng.

Calcarele sînt în general laminate, tectonizate și slab metamorfizate sub presiunea exercitată de pînza getică.

## Tithonic — Neocomian (th-ne)

Pe versantul sudic al văii Jiului românesc, ca și sub culmea Măgura, se întâlnesc șisturi argilo-marnoase cu filonașe de calcit. Uneori șisturile sînt străbătute de roci ultrabazice serpen-tinizate. Aceste șisturi argilo-marnoase negre, au fost atribuite, prin asemănare cu stratele de Sinaia, Cretacicului inferior.

Se pare că în acest complex foarte heterogen, care pe foaia Orăștie nu apare decît sub forma unor petece de dimensiuni cu totul reduse în care nu se pot face orizontări, sînt grupate mai multe orizonturi ale Cretacicului.

Caracterul de fliș al unor depozite foarte limitate, cum sînt cele de sub culmea Măgura, precum și complicațiile tectonice, nu au permis să se stabilească cu exactitate vîrsta acestora.

Magmatitele mezozoice sînt reprezentate prin diabaze și serpentinite. Ele străbat atît șisturile cristaline ale seriei de Tu-lișa cît și depozitele jurasice și cretacic-inferioare, adică șistu-rile argilo-marnoase atribuite stratelor de Sinaia, localizîndu-se imediat sub pînza getică. Astfel au fost întîlnite pe valea Jie-tului, sub Măgura, la confluența celor două Jiuri, sau pe valea Jiului românesc

### III. FORMAȚIUNI POST-TECTONICE

#### Neozoic

##### Rupelian (? rp)

Depozitele din bazinul Petroșeni atribuite Rupelianului sînt cunoscute în literatura geologică sub numele de „orizontul conglomeratic inferior” (seria stratelor de culcuș) sau „orizontul conglomeratic roșu”. Acest orizont se dispune transgresiv și dis-condant pe termenii mai vechi ce aparțin Cretacicului, cristali-nului autohton sau cristalinului getic.

Rupelianul este constituit din conglomerate ce reprezintă 75% din grosimea depozitelor. Elementele subangulare, de di-mensiuni ce variază între 0,5—1 m, sînt alcătuite din cuarț cenușiu, gnaise și pegmatite, dispuse nesortat într-un liant argi-los roșu sau violaceu. Subordonat apar argile de culoare roșie sau verzuie, ce se prezintă uneori lentiliform. Cu totul sporadic

se întîlnesc gresii verzui și calcare albe-gălbui. Gresiiile devin predominante în regiunea Vulcan și Dîlja (în această zonă ele sînt albe cuarțoase); iar calcarele se întîlnesc pe versantul de vest al bazinului, la Lupeni, Vulcan și Uricani.

Grosimea maximă a depozitelor atribuite Rupelianului este de 600 m și a fost stabilită prin foraje, frecvent ea variază între 150—500 m.

Depozitele Rupelianului mănginesc depresiunea Petroșeni cu excepția flancului de NW, la N de localitatea Lupeni, și a celui sudic de la Câmpul lui Neag pînă în extremitatea vestică a bazinului, zone în care ele sînt acoperite transgresiv de forma-țiunile Burdigalianului.

##### Chattian — Aquitanian (ch-aq)

În continuitate de sedimentare și cu aceeași arie de răspîn-dire cu Rupelianul, se dezvoltă Chattianul, cunoscut și sub nu-mele de „orizontul productiv”, constituit din ciclotele de mi-croconglomerate, gresii, marne, marne bituminoase, șisturi diso-dilice, șisturi cărbunoase și cărbuni. Cărbunii, care sînt canto-nați la diferite nivele în acest complex, alcătuiesc 25 strate for-mate din huile și cărbune brun.

Marnele, argilele și șisturile cărbunoase conțin o bogată floră fosilă reprezentată prin: *Osmundia lignitum* Gieb., *Tacsodium distichum* Rich., *Glyptostrobis europeus* Brong., *Laurus primigenia* Ung., *Acer trilobatum* Albr., *Juglans heerii* Etgho., *Myrica longifolia* Ludwig., etc.

În ceea ce privește fauna acestor depozite, ea conține solzi și urme de pești fosili, precum și numeroase moluște din care amintim: *Tympanotonos margaritaceum* Brocc., *Potamides plicatum* Burg., *Cyrena semistriata* Brogn., *Polymesoda convexa* Brong., *Cytherea incrassata* Hoff., *Mytilus haidingeri* Hoff., etc.

În afara asociației floristice, microfaunistice (Gh. Voicu, 1954) și de moluște, se mai citează resturi de anthracotheride mari, ca *A. illiricum* (la Lupeni), asociație care a permis para-lelizarea depozitelor din depresiunea Petroșeni cu depozitele Oligocenului superior din Transilvania (Gr. Răileanu et al., 1960).

În sud-estul bazinului Petroșeni, pe pârîul Sălătruc, Gr. Răileanu descrie la partea superioară a orizontului productiv o alternanță de argile, nisipuri, gresii, șisturi cărbunoase și cărbuni, cu o asociație de moluște asemănătoare cu cele menționate mai sus; în plus, semnaleză două nivele cu ostrei de talie mare (*Ostrea crasscostata* Sow., *O. gingensii* Schlot., *O. lamelosa* Brocc.). Autorul menționat atribuie seria superioară a orizontului productiv Aquitanianului, deși alți cercetători (I. Drăghindă, 1962 și Gh. Voicu, 1954) consideră „nivelul cu *Ostrea*” ca aparținînd Tortonianului, denumindu-l „orizontul productiv superior”.

Exploatările de cărbuni se fac numai din orizontul productiv bazal, în flancul nordic la Aninoasa, Petroșeni, Petrila, iar din cel sudic la Lupeni.

Intercalațiile de cărbuni din „nivelul cu *Ostrea*” nu mai prezintă interes economic din anul 1936.

Grosimea orizontului productiv, inclusiv seria cu ostrei, este evaluată la 250 — 300 m.

### Oligocen nedivizat (Pg<sub>3</sub>)

În depozitele Oligocenului din bazinul Hațeg, nu s-au putut face orizontări stratigrafice, ele au fost atribuite în 1925 Paleogenului de către Fr. Laufer. Mai târziu (A. Mămulea, 1954, Gh. Iliescu, 1960, I. Drăghindă, 1961) le consideră ca aparținînd Eocenului.

Oligocenul dezvoltat în depresiunea Hațeg este constituit din conglomerate poligene, în care predomină elemente subangulare din substrat, cu un ciment argilos nisipos roșu, pietrișuri, și cu totul subordonat marne slab nisipoase-grezoase, verzui, uneori cărămizii și argile. Spre centrul bazinului, în partea superioară se intercalează lentile de cărbuni cantonate în tufuri fine, gălbui-albicioase.

Depozitele oligocene sînt dezvoltate în extremitatea de sud a depresiunii Hațeg, unde se dispun peste formațiunile cristaline ale munților Retezat. La sud de Bara Mare ele se dispun peste depozitele cretacee. La nord și est de localitatea Livadia, Oligocenul se dezvoltă sub formă de fîșii înguste. Menționăm de asemenea petecul izolat de pe versantul drept al văii Mureșului,

la vest de Vințu Mare, care, în afară de lentile de cărbuni și conglomerate, prezintă o litologie asemănătoare cu Oligocenul din bazinul Hațeg.

Încercînd o paralelizare a Oligocenului neorizontat din bazinul Hațeg cu cel din bazinul Petroșeni, am putea afirma că partea bazală din bazinul Hațeg ar aparține Rupelianului (?). În ceea ce privește depozitele purtătoare de cărbuni, le considerăm tot oligocene, dar condițiile de sedimentare par a fi deosebite.

Lipsa argumentelor paleontologice aduce mari greutate în datarea mai precisă a vârstei acestor depozite.

Grosimea lor aproximativă este de 250 — 300 m.

### Burdigalian (bd)

Burdigalianul, dezvoltat numai în bazinul Petroșeni, este dispus în majoritatea cazurilor peste depozitele oligocene sau transgresiv pe termeni mai vechi.

În literatura geologică Burdigalianul din bazinul Petroșeni este cunoscut și sub numele de „grupa stratelor de acoperiș” sau „orizontul conglomeratic superior”. El este constituit dintr-o serie conglomeratică și alternanțe de gresii, argile roșii-verzui și cenușii, uneori cu plante și șisturi cărbunoase.

Conglomeratele care dau specificul acestui orizont sînt constituite, de altfel ca și gresiile, din elemente de cuarț slab rotunjite (95%), prezentînd diametre ce variază între 1—5 cm.

În vestul bazinului se disting trei bancuri de conglomerate (Lupeni), care spre est se ramifică, devin mai grezoase și prezintă intercalații de marne calcaroase, marne și argile vinete-verzui, nisipuri galbene ușor cimentate, așa cum se întîlnesc pe pârîul Sălătruc. Din acest loc Gr. Răileanu citează o bogată asociație de moluște: *Chlamys gigas* (Schloth.), *Glycymerys pilosus* (Lam.), *G. fichteli* (Desh.), *Pholadomya alpina rectidorsata* Hoern., *Laevicardium kübecki* (Hoern.), etc., asociație ce atestă vîrsta burdigaliană a „orizontului conglomeratic superior”, echivalentă cu fauna de tip Coruș din bazinul Transilvaniei.

Grosimea atribuită depozitelor Burdigalianului este aproximată la 300 m.

Tortonianul, termenul cel mai dezvoltat al Miocenului, prezintă cea mai largă arie de răspândire în comparație cu celelalte depozite sedimentare. Formațiune transgresivă, se dezvoltă într-o variată gamă litologică pe diverși termeni ai Oligocenului, Cretacicului, Jurassicului, sau peste formațiunile cristaline.

În general este constituit din conglomerate, pietrișuri, nisipuri, calcare organogene, marne, argile, gipsuri, cărbuni și intercalații de piroclastite.

Tortonianul este reprezentat în bază prin „orizontul marneilor cu globigerine” un complex de breccii, marne tufacee cu globigerine, argile marnoase cenușii-albicioase uneori roșcate, peste care se dispune un complex psefitic constituit din pietrișuri, nisipuri, precum și argile roșii cu pete verzui.

Cercetătorii anteriori (A. Z b e r e a, 1957 și C. G h e o r g h i u, 1962), semnalează prezența unui Tortonian inferior, numindu-l „complexul roșu”, fără a aduce argumente paleontologice. Vârsta tontonian-inferioară, atribuită acestor depozite, a fost dovedită de rezultatul analizelor micropaleontologice efectuate de Josefina Stancu în marnele tufacee, în care s-a întâlnit o asociație de globigerine (*Candorbulina universa* J e d e., *Globigerina concina* R e u s s., *Globigerina trilobus* (R e u s s.), *Globorotalia scitulla* (B r a d y), etc.), asociație redusă ca număr de specii, dar abundentă ca număr de indivizi. Termenul inferior al Tortonianului, „Orizontul marneilor cu globigerine”, este dezvoltat numai pe valea Streiului, la est de Breția Română și pe teritoriul comunei Romoșel.

Depozitele orizontului superior, de o mare variație litologică, stau fie pe orizontul inferior al Tortonianului, fie că sînt dispuse transgresiv peste formațiunile mai vechi. Ele prezintă două faciesuri :

Faciesul marnos constituit din alternanțe de marne cenușii-vineții, cu gresii nisipoase și mai rar argile ; în acest complex s-au întâlnit *Glyoymmeris pilosus*, *Panopea menardi*, *Cardium praechinatum*, *Fusus* sp., etc.

Faciesul calcaro-grezos, alcătuit dintr-o succesiune de calcare gălbui organogene, uneori oolitice, cu *Lithothamnium*, anthozoare, briozoare, *Spondylus*, *Conus*, *Fusus* etc. La diferite

nivele sînt intercalate argile cenușii lumașelice, iar în partea superioară se dezvoltă calcare grosiere.

Faciesul calcaros, o variație laterală a celui marnos, a fost întâlnit numai la sud de valea Mureșului, pe teritoriul comunelor Costești și Ocolişul Mic.

Faciesul marnos se extinde în zona comunelor Bucium, Orăștioara, Sibişel (bazinul Mureșului). Mai spre est el este întâlnit sub forma unor petece la Cacova și Săliște, de unde M. Dumitriu (1964) a recoltat *Nucula*, *Venus*, *Glycymeris*, *Corbula*, *Natica*, *Turritella*.

Peste depozitele celor două faciesuri prezentate anterior urmează depozite lagunare care au o largă extindere, indicînd o ușoară regresivitate a apelor în timpul Tortonianului.

Succesiunea începe prin pietrișuri, în care la diverse nivele apar bancuri de conglomerate și gresii, apoi o alternanță de marne cenușii, micacee, argile, argile șistoase cu mult detritus vegetal, tufuri, gipsuri și nisipuri.

Depozitele lagunare se pot urmări începînd din bazinul Streiului, pe direcție SW — NE, trecînd prin localitățile Strei, Ohaba, Dîncul Mic, Căstău, Romoș ; iar în extremitatea estică a acestei hărți în petecul izolat de la Cacova, unde gipsurile ating grosimi de 2 m.

În bazinul Hațegului, Tortonianul este reprezentat prin ambele faciesuri, marnos sau calcaros (Galați, Băești, etc.), peste care se dispun sedimente argilo-nisipoase cu cărbuni ce conțin o faună ce indică o apă mai îndulcită. Amintim genurile : *Cerithium*, *Theodoxus*, *Mytilus*.

Pe teritoriul situat în sud-estul depresiunii, grosimea depozitelor totoniene este aproximată la 350 m.

În bazinul Petroșeni Tortonianului îi sînt atribuite orizonturile cu pietrișuri și nisipuri cu intercalații de argile nisipoase și cu strate de cărbuni ce sînt dezvoltate în estul bazinului sub forma unei fîșii înguste.

Sedimentarea Tortonianului se încheie cu o revenire a faciesurilor marine peste depozitele lagunare, constituite din nisipuri, gresii, pietrișuri, marne și argile. Nisipurile sînt cuarțitice, galbene, foarte micacee, uneori reprezentînd în bază galeți moi din marnele cenușii subjacente. În nisipuri și pietrișuri se pot observa structuri torențiale precum și o abundentă faună, în special ca număr de indivizi, din care menționăm genurile :

*Serpula, Gryphea, Anomia, Chlamys, Ostrea*, numeroase echinide, resturi de pești, etc.

Aceste depozite sînt dezvoltate în bazinul Mureșului la Tămășeasa, Vaidei, Cugir, etc.

Depozitele marnoase alternează cu argile nisipoase gălbui ce conțin exemplare de *Spirialis*, ele se găsesc numai în zonele localităților Sîngiorgi, Strei și Jeledinți.

Întreaga serie marină, depusă după regimul lagunar, se poate echivala cu orizontul „marnelor cu *Spirialis*” din Subcarpați.

La vest de Voineasa, în valea Lotrului, s-a stabilit de către M. Ilie și Ștefania Rotariu (1965), că petecul de Neogen, dispus peste cristalinul getic, reprezintă un Tortonian constituit din marne cenușii și conglomerate.

### Magmatite neogene

În Munții Metaliferi, figurați în colțul de nord-vest al foii Orăștie, s-a desfășurat în timpul Tortonianului mediu o activitate vulcanică ce a dus la punerea în loc a unor andezite cuarțifere însoțite de curgeri de lave și produse piroclastice.

Din punct de vedere mineralogic andezitele prezintă o masă fundamentală microgranulară cuarțo-feldspatică în care se pot observa fenocristale de plagioclazi, piroxeni și hornblendă.

Piroclastitele andezitice sînt reprezentate prin depozite groșiere (aglomerate și breccii vulcanice), cît și prin cinerite fine, în general de culoare albă.

Pe valea Mureșului, lângă Simeria, se găsește aparatul vulcanic din Măgura Uroiului, constituit din andezite cu augit și pseudobrookit. Masa fundamentală a acestor andezite este alcătuită din cristale fine de feldspat, augit și magnetit, fond pe care se detașează fenocristale de plagioclaz (An 38—55%), hipersten și augit. În nivelele superioare, andezitele au fost afectate de o intensă activitate fumaroliană, însoțită de procese hidrotermale slabe, care a condus la formarea unor minerale noi, ca pseudobrookit, oligist, cuarț, sulf, baritină și zeoliți. Aceste minerale de neoformație apar pe fisuri sau în mici geode.

Probabil că izvoarele minerale și termale din regiunile apropiate (Gioagiu-Băi) sînt datorate activității post-vulcanice.

### Buglovian (bg)

Concordant peste Tortonianul superior se dezvoltă Buglovianul, într-un facies predominant pelitic, reprezentat prin marne și argile cu intercalații de nisipuri bentonitice sau bancuri tufacee.

Din aceste depozite se citează o asociație de moluște foarte variată dintre care menționăm: *Modiolus naviculatus* Dub., *Ervilia podolica* Eichw., *Abra reflexa* Eichw., *Mohrensteria*, *Bulla*, *Hydrobia*. Fauna atestă vârsta bugloviană a depozitelor din zona de la confluența Streiului cu valea Mureșului (C. Gheorghiu și A. Zberca, 1962). Grosimea acestor depozite este de 100 m.

### Volhinian — Bessarabian inferior (vh-bs<sub>1</sub>)

În continuitate de sedimentare, peste Buglovian se dispune Sarmațianul (întreg Volhinianul și partea inferioară a Bessarabianului), alcătuit din depozite cu un caracter psamitic, parțial psefitic. El cuprinde conglomerate poligene, gresii nisipoase sau calcaroase, calcare organogene sau oolitice, marne nisipoase cenușii, rubanate, tufuri bentonitizate și argile. Conglomeratele conțin elemente rulate de cuarț fumuriu, șisturi cristaline, calcare, roci eruptive, cu dimensiuni pînă la 5 cm. Calcarele conțin o faună abundentă, rău conservată, de cardiacee, ceriți și trochide.

Depozitele Volhinianului și Bessarabianului se extind la sud de valea Mureșului și sînt suportate de Tortonian. La Jeledinți aflurează partea bazală a acestor depozite; gresiile și calcarele oolitice sînt dezvoltate la Toltia, Strei, Sîngiorgi și Sîntămăria de Piatră.

În depresiunea Hațeg se atribuie Sarmațianului, considerat regresiv, sedimentele marnoase-argiloase, albastrui, uneori cu lentile de cărbuni și nisipuri argiloase. Complexul Sarmațianului inferior din acest bazin, nu este datat faunistic și i s-a atribuit vârsta prin analogie cu depozitele sarmațiene din bazinul Petroșeni.

În bazinul Petroșeni, Sarmațianul inferior este semnalat numai în estul bazinului, unde depășește linia pînzei getice, avansînd peste autohton.

În jurul localității Dîlja, depozitele atribuite Volhinianului-Bessarabianului inferior sînt constituite din argile cu lentile de cărbuni și nisipuri cu intercalații de pietrișuri. Din aceste depozite se citează următoarele forme: *Modiolus incrassatus* d'Orb., *Cardium* sp., *Ostrea* sp., *Neritina* sp., *Bulla lajonkai-reana* Bast., *hydrobii*, *Mohrensternia* sp., *Potamides* sp., etc., asociație care atestă vînta acestui orizont.

Grosimea depozitelor Volhinian-Bessarabianului inferior este apreciată la 600 m.

### Pannonian (pn)

Pannonianul din sudul depresiunii Transilvaniei este constituit din două complexe:

Un complex bazal marno-argilos, de culoare vinetie, ce conține o bogată faună de congerii, melanopside și viviparide. În jurul localităților Apoldu și Topîrcea din acest complex s-au colectat: *Congeria banatica*, *C. zsigmondi*, *C. partschi*, *Paradacna lentzii* etc. Asociația de congerii și limnocardiide din complexul bazal ar situa depozitele în zona C/D a Pannonianului din Bazinul Vienei.

Un complex superior detritic, cu gresii friabile gălbui și pietrișuri cu elemente rulate de cuarț alb, apoi nisipuri cuarțitice cu galeți moi și intercalații de marne gălbui-roșcate sau cenușii, ce conțin cardiacee și congerii.

În gresiile ce aflurează în comuna Mag se găsesc forme de *Congeria subglobosa*.

În depresiunea Hațeg sedimentele Pannonianului prezintă o alternanță de pietrișuri poligene, nisipuri cu structuri torențiale, gresii friabile și argile; întregul complex este aproximat la 100 m grosime.

Pannonianul din depresiunea Petroșeni este dezvoltat numai în partea de sud-est și este constituit din pietrișuri cu elemente poligene slab rulate. În partea bazală a complexului se găsește intercalat un tuf andezitic.

Depozitelor pannoniene figurate pe această hartă li se atribuie în general grosimea de 150 m.

### Pleistocen superior (qp<sub>3</sub>)

Pleistocenul superior este reprezentat prin depozite glaciare, coluvial-deluviale și depozite proluviale.

Depozite glaciare sînt menționate în munții Parîng, atît în marele cot al Jietului, precum și pe versantul nordic, în văile Gîlcescu, Coasta lui Rusu, Mîndra și Cîrja, și în jurul căldărilor glaciare.

Depozitele coluvial-deluviale sînt constituite din grohotișuri, frecvent întîlnite la poalele marilor înălțimi, cum sînt cele din munții Retezat, pe versantul sudic, și pe ambii versanți ai culmilor principale ale munților Parîng. În bazinele Petroșeni și Hațeg se întîlnesc la baza masivelor de calcare (depozite piemontane).

Depozite proluviale (pietrișuri, nisipuri) apar în terasele văilor Mureșului, Streiului, Jiului românesc și transilvan și Lotrului unde s-au separat trei nivele: o terasă inferioară (qp<sub>3</sub><sup>1</sup>), una medie (qp<sub>3</sub><sup>2</sup>) și alta superioară (qp<sub>3</sub><sup>3</sup>).

### Holocen superior (qh)

Depozitele fluviale, depozitele coluviale și travertinele sînt atribuite Holocenului superior.

Depozitele fluviale reprezintă aluviunile recente din lunțile marilor văi (valea Mureșului, Jiului și valea Streiului) și sînt constituite din pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri.

Depozitele coluviale sînt reprezentate prin conuri de dejecție și pornituri, ultimele frecvent întîlnite în cadrul formațiilor neogene.

Travertinele semnalate pe teritoriul figurat pe hartă sînt constituite din bancuri de grosimi ce ating 2,50 m și formează versanții unui afluent secundar al văii Geoagiului (între Geoagiu Băi și nordul localității Bozeș). Travertinul continuă să se depună și azi într-o zonă cu numeroase izvoare de natură post-vulcanică (legate de erupțiunile neogene din zona Deva — Săcărâmb). El se prezintă neomogen, spongios, de culoare alb-gălbui, cu numeroase impresii vegetale.

### ELEMENTE STRUCTURALE

În regiunea figurată pe harta Orăștie se deosebesc două mari unități structurale: pînza getică și autohtonul danubian.

a) Pînza getică, care încalecă de la nord spre sud peste autohtonul danubian, este constituită în cea mai mare parte din

șisturile cristaline ante-proterozoic-superioare ale seriei de Sebeș-Lotru, din seria epimetamorfică proterozoic-superioară-paleozoică din nordul Sebeșului, din insula cristalină de Rapolt și din seria slab metamorfozată de Vărmaga. Aceste serii alcătuiesc un prim nivel structural vechi, în care se recunoaște tectonica veche, prealpină. Peste acest fundament s-au instalat bazinele de sedimentare mezozoice, a căror tectonică a fost determinată de mișcări orogenice alpine, ce au dus la formarea pânzei getice.

Tectonica veche a seriei de Sebeș-Lotru este pusă în evidență de structura șisturilor cristaline mezometamorfice. Astfel, în munții Lotrului se recunoaște o structură de anticlinoriu al cărui ax este orientat pe direcția E — W (H. Savu, 1961). Spre nord, în munții Sebeșului și Cibinului, după cum rezultă și din secțiunile geologice, tectonica primară a seriei de Sebeș-Lotru se evidențiază printr-o structură largă de sincliniu, care are în ax micașisturile complexului superior. Orientarea acestei structuri urmărește în plan o linie curbă, care pornind de la izvoarele văii Cibinului, se orientează pe direcția E — W și apoi se curbează treptat spre SW și mai departe spre SSW, structura afundându-se sub depresiunea Hațegului. După cum au arătat A. Vendl (1932), Șt. Ghika-Budești (1940) și L. Pavelescu (1955), în zona centrală a munților Sebeș apare o structură anticlinală care, complică structura sincliniului în zona sa axială, situație mai clară în bazinul superior al Streiului și al văii Taia.

În partea de nord, în apropiere de contactul cu seria epimetamorfică, în seria de Sebeș-Lotru se schițează o structură anticlinală secundară. La nord de sinclinalul format de seria epimetamorfică, seria de Sebeș-Lotru re apare în axul unei mari structuri anticlinale în care se dezvoltă rocile migmatice din complexul inferior al cristalinului Sebeș.

Seria epimetamorfică proterozoică este prinsă în partea de est într-un sinclinal culcat spre nord și încălecat de la sud de seria de Sebeș-Lotru. Încălecarea a avut loc în lungul unui plan de falie inversă veche (L. Pavelescu, 1954).

În partea centrală a cristalinului de Rapolt se dezvoltă o structură anticlinală orientată pe direcția NE — SW. Această structură are în ax complexul de roci carbonatice, lang dezvoltate aici, sub care apar șisturile verzi tufogene și șisturile grafitoase.

Structura majoră primară a cristalinului getic astfel schițată este complicată în partea de sud, în apropierea contactului cu autohtonul, de o serie de structuri secundare și de numeroase fracturi transversale sau longitudinale. Unele dintre aceste fracturi sînt mai vechi iar altele mai noi deoarece ele afectează atât formațiunile bazinelor sedimentare cît și contactul dintre pînză și autohton. Cele mai importante fracturi sînt falia Lotrului și falia de la vest de Voineasa.

Bazinele sedimentare situate în domeniul getic au avut fiecare evoluția sa, în funcție de condițiile geologice în care s-au situat. Depresiunea Hațegului se caracterizează printr-un stil tectonic ruptural suprapus unei structuri monoclinale, în care termenii se succed de la cei mai vechi la cei mai noi, de la ENE spre WSW. Această tectonică rupturală este de vîrstă subhercinică sau chiar mai nouă. Depozitele miocene din acest bazin formează un sinclinal în partea centrală.

Depozitele sedimentare mezozoice din partea de nord a regiunii care aparțin șanțului Metaliferilor, prezintă de asemenea o tectonică a lor proprie. Flișul neocretacic dezvoltat în bazinul sedimentar din culoarul Mureșului se caracterizează printr-o structură monoclinală. Pe rama de sud a bazinului, al cărui ax se situează sub depozitele sedimentare neozoice, formațiunile senoniene depuse pe șelful Sebeșului au căderi spre nord.

b) În cadrul autohtonului danubian se pot deosebi: fundamentul cristalin, alcătuit din șisturi cristaline (seria de Lainici-Păiuș și seria de Drăgșan) cu nuclee de granitoide (Retezat, Buta, Mîndra, Gîlcescu, Mohoru și Nedeu) și învelișul acestuia, constituit din șisturile cristaline ale seriei de Tulișa (Paleozoic inferior) și depozite mezozoice (Jurasic — Cretacic inferior).

Șisturile cristaline au cea mai largă răspîndire și reprezintă în mare parte roci sedimentare care au fost metamorfozate și cutate în timpul unei orogeneze mai vechi (seria de Lainici-Păiuș și seria de Drăgșan) și în timpul orogenezei hercinice (seria de Tulișa). S-au format astfel o serie de structuri anticlinale și sinclinale, orientate pe o direcție aproximativă NE — SW a cristalinului danubian. Astfel remarcăm în fundamentul cristalin din munții Parîng anticlinalul Mîndra — Gîlcescu, cu direcția aproximativă E — W, format din granitoide și anticlinalul Jieț — Cîrja cu direcția NNE — SSW, format din șisturile cristaline ale complexului amfibolitic.

Seria de Tulișa, care stă discordant peste acest fundament de șisturi cristaline și granitoide, formează structuri anticlinale și sinclinale de mică amplitudine.

Depozitele sedimentare mezozoice care apar sub formă de petece de diferite dimensiuni pe cristalinul danubian, sînt prinse adesea sub planul de șariaj al pînzei getice.

În timpul procesului de consolidare și de reducere a mobilității, în fundamentul cristalin al autohtonului au apărut o serie de fracturi adînci și inflexiuni fracturate sub formă de șanțuri.

În zona de puternică inflexiune și fracturare Latorița — Jiet — Jiu, în formațiunile precambriene, a luat naștere un graben sub forma unui șanț îngust și lung (Maria Pavescu 1964; L. Pavescu și Maria Pavescu, 1966). De altfel G. M. Murgoci în lucrarea sa de sinteză asupra tectonicii Carpaților meridionali a considerat falia care mărginește spre nord grabenul, ca o falie de încălecare.

Paralel cu acest graben, s-a format, ceva mai la sud, pe direcția aproximativă E — W, o fractură adîncă, care separă șisturile cristaline ale seriei de Lainici — Păiuș de cele de Drăgșan. Această fractură s-a stabilizat cu timpul și nu a mai funcționat în fazele orogenice mai noi, încît în multe porțiuni ea este mascată de intruziunile de granitoide și de șisturile cristaline ale seriei de Tulișa.

Tectonica rupturală a afectat de asemenea și cristalinul danubian. Ea s-a concretizat printr-o serie de fracturi, de obicei transversale, care au afectat atît formațiunile cristaline ale autohtonului cît și contactul dintre pînza getică și autohton. Datorită acestor fracturi cristalinul danubian, se afundă în partea sa estică spre ENE în trepte (L. Pavescu și Maria Pavescu 1964).

Tot în cadrul acestor fracturi menționăm falia de direcție NE — SW, care delimitează masivul de roci granitoide din coasta lui Rusu — Gîlcescu de șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan, falia de direcție NNW — SSE Cîrja-Slivei, falia de direcție NW — SE Jiet-Coasta lui Rusu și faliile de direcție NNW — SSE la capătul vestic al munților Parîng.

În ciclul orogenic alpin s-a produs în parte fragmentarea tuturor unităților structurale, în funcție atît de gradul de mobilitate al fiecărei zone, cît și prin ridicarea lor la diferite nivele și prin șariajul zonei rigide getice peste cea danubiană.

Pe foaia Orăștie linia planului de șariaj are o alură foarte sinuoasă și uneori ezitantă, sau este decroșată de o serie de falii mai noi, cum este cazul în zona văii Repedea.

De-a lungul văii Latorița și a Jietului încălecarea cristalinului getic se face după o falie care delimitează spre nord grabenul Jiet-Latorița, falie care a fost menționată încă de G. M. Murgoci.

În capătul de vest al munților Parîng, înspre depresiunea Petroșenilor, la vest de Măguna, această linie de încălecare a cristalinului pînzei getice peste formațiunile autohtonului este foarte evidentă. Imaginea este tot așa de clară și în capătul de est al munților Retezat, începînd din apropierea orașului Vulcan, spre Dealul Babii, Baru Mare, Hobîța, etc.

În lungul planului de șariaj dintre pînza getică și autohtonul danubian apar din loc în loc depozite sedimentare și roci eruptive bazice de vîrstă mezozoică ce aparțin pînzei de Severin.

c) Bazinele sedimentare post-tectonice care au luat naștere după formarea pînzei getice, prezintă o tectonică a lor proprie.

Bazinul Petroșeni prezintă o structură de sinclinal dirijat pe direcția W — E, axul fiind situat la nord de Jiul românesc; la est de Livezeni bazinul prezintă structura unui sinclinatoriu. Anticlinalul median (anticlinalul Slătinoarei) separă spre est două sinclinale de mai mică amploare: la sud sinclinalul Sălătruc, care are în axul său depozite oligocene, precum și termeni ai Miocenului, iar la nord sinclinalul Petrila, în axul căruia se dezvoltă depozitele burdigaliene. Bazinul a fost afectat de numeroase falii longitudinale, dezvoltate pe marginile sale. De asemenea apar o serie de falii transversale dintre care mai importante sînt cele din zona Petrila.

Depozitele neozoice din pantea de nord a regiunii au fost afectate de mișcări tectonice slabe. Astfel depozitele miocene de la sud de valea Mureșului formează un anticlinal situat între Simeria și Sebeș. În aceeași regiune se mai evidențiază un sinclinal de mai mică amploare localizat între satele Jeledinți și Ripas.

## INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Apostoloiu A., Prunescu Șt. (1963) Raport asupra rocilor cu disten din regiunea munților Lotru-Cibin-Sebeș (1958—1963). Arh. T.P.M.N. București.
- Berbeleac I. (1962) Raport geologic privind prospecțiunile pentru fier, aur și sulfuri complexe în regiunea Uroi-Vărmaga-Hărău (insula cristalină de Rapolt). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Boldur C., Stillă Al. (1966) Malmul inferior din regiunea Ohaba-Ponor (Hațeg) cu privire specială asupra Callovianului superior cu Kosmoceras (Carpații meridionali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Borș Th. (1964) Raport de sinteză asupra geologiei și perspectivele economice ale bazinului cu cărbuni Valea Jiului. Arh. T.P.E.M. București.
- Boștinescu S., Matieș P. (1964) Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru elemente rare în regiunea D. Porumbelul Mare-Culmea Jigorul (Baz. Streiului), Munții Sebeș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Boștinescu S., Matieș P. (1965) Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni în sectoarele D. Păltinului — La Tăul Lung și Vf. Comărnicelel-Vf. Surianu (Munții Sebeș). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Boué A. (1833) Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpates, le Marmoroches de Transylvanie et certaines parties de la Hongrie. *Mem. de la Soc. Geol. Fr.*, I, Paris.
- Chivu Gr. (1964—1965) Rapoarte asupra prospecțiunilor pentru mine-reuri de fier în partea de nord a munților Sebeș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Ghidul excursiilor — C, Carpații Meridionali, *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V.* București.
- Codarcea Al., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Asoc. geol. Carp.-Balc. Congr. U 1961*, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali (reg. Rășinari — Cisnădioara — Sadu). *An. Com. Geol.*, XXXIV, partea I. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1966) Problema orizontării și răspîndirii Rifeanului în România. *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- Constantinoff D. (1955) Raport geologic asupra regiunilor Vâlcelele Bune, Urzici și Pîrîul Cerbului — Valea Jupînesei, din extremitatea vestică și sudică a munților Sebeș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimian M., Dimian-Popa Elena (1964) Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, L/1. București.
- Dimian M. (1965) Studiul formațiunilor cretacice în vederea întocmirii monografiei Munților Metaliferi. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dragomir N., Arsenescu V. (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru asbest în munții Urdele — Parîng. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dragoș V., Nedelcu I. (1955) Raport asupra regiunii Măgura — Orăștie. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dragoș V., Nedelcu I. (1962) Cercetări geologice în bazinul Orăștie. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XLIV. București.
- Drăghindă I. (1956) Prezența Cretacicului superior în bazinul Petroșeni. *Comun. Acad. R.P.R.*, VI, 6, București.
- Drăghindă I., Nicolaescu V., Diaconu M., Oprescu M. (1959) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în regiunea Orașul Nou — Cîmpul lui Neag (bazinul Petroșeni). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Drăghindă I., Diaconu M., Lubenescu D., Oprea M. (1960) Raport asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinul Petroșeni. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Drăghindă I., Socoleanu D., Iliescu Gh., Iliescu Maria, Mărgărit Gh., Mărgărit Maria (1961) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Hațeg. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Drăghindă I. (1963) Contribuții la cunoașterea condițiilor de sedimentare în bazinul Petroșeni. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. U.* III/1, Carpații Meridionali. București.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Cehlarov Aura, Radu Magdalena, Tiutiuca Silvia (1964) Raport de prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în SW Transilvaniei — Noul Român — Valea Mureșului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., București.

- Focşa I., Focşa Felicia (1963) Raport geologic asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de fier la Sibişel (munţii Sebeş). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.
- Gheorghiu C., Zberca A., Calotă C., Visarion M. (1962) Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului. *An. Inst. Geol. Rom.* XXXII, Bucureşti.
- Ghika-Budeşti Şt. (1932) Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, Bucureşti.
- Ghika-Budeşti Şt. (1940) Les Carpates Méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoii. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, Bucureşti.
- Ghika-Budeşti Şt. (1941) Les plagioclases farsis et la metablasthèse des granogneiss. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, Bucureşti.
- Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, Bucureşti.
- Iacob D. (1944) Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur dans le sud des Monts Apuseni. *Rev. Muz. Min. Geol. Cluj*, VIII, Cluj.
- Ilie Mircea (1955) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei, reg. Alba Iulia — Sibiu — Făgăraş — Repedea. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXVIII, Bucureşti.
- Ilie M., Rotaru Ştefania (1965) Un nou bazin intramontan descoperit de I.S.P.H. în Munţii Lotrului. Comunicare susţinută la sesiunea ştiinţifică I.S.P.H. Dec. 1965.
- Iliescu Gh., Iliescu Maria, Mărgărit Gh., Mărgărit Maria, Nicolaescu V. (1960) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Haţeg. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.
- Koch A. (1909) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile Neogen. Band II. Budapest.
- Laufer F. (1925) Contribuţiuni la studiul geologic al împrejurimilor oraşului Haţeg. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, Bucureşti.
- Lille von Lilienbach (1833) Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaîne des Carpates en Boukovine, en Transylvanie et dans le Marmorosch. *Mém. de la Soc. Géol. Fr.* I. Paris.
- Lupu Denisa (1965) Studiul paleontologic şi microfacial al depozitelor neojurasice şi cretace din bazinele Streiului şi Haţegului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.
- Mamulea A. (1953) Studii geologice în reg. Sînpetru-Pui (bazinul Haţeg). *An. Inst. Geol. Rom.*, XXIV, Bucureşti.
- Mamulea A. (1954) Geologia regiunii Băniţa-Crivadia. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII, Bucureşti.
- Manolescu G. (1933) Das Alter der Schela-Formation. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I. Bucureşti.
- Manolescu G. (1937a) Studiul geologic şi petrografic al regiunii văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sect. Şt.* XII, Seria III, Mém. 6. Bucureşti.
- Manolescu G. (1937b) Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, Bucureşti.
- Mantea Gh., Balş Ştefana, Bordea S., etc. (1962) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri aurifere şi neferoase în munţii Metaliferi. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.
- Marincaş Valeria (1952) Cercetări geologice în regiunea Pianul de Sus-Orăştie. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.
- Marincaş Valeria (1953) Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între Orăştie şi Simeria, reg. Hunedoara. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.
- Marincaş Valeria (1954) Cercetări în regiunea Orăştie — Orăştioara — Ludeşti — Boşorod — Strei. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.
- Marincaş Valeria (1957) Contribuţiuni la studiul Tortonianului din flancul stîng al Mureşului în reg. Orăştie (nota I). *Bul. Univ. Babeş-Bolyai Cluj (St. Nat.)*, I/1—2. Cluj.
- Mateescu I. (1943) Cercetări petrografice asupra stratelor de cărbuni din Valea Jiului. *Congr. 15 A.G.I.R.*, *Bul. A.G.I.R.* 10, Bucureşti.
- Mateescu I. (1956) Studiul petrografic al cărbunilor din bazinul văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din reg. Uricani-Cîmpul lui Neag. *An. Com. Geol.* XXIX, Bucureşti.
- Micu C. (1964) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru feldspat în munţii Cibinului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.
- Micu C. (1965) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri de mangan, în partea de nord-est a munţilor Retezat. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., Bucureşti.
- Mrazec L. (1902) Sur les schistes cristallins des Carpates Méridionales. *C. R. Congrès Geol. Intern.* IX. Viena.
- Murgoci M. G. (1898) Contribuţiuni la studiul petrografic al rocilor ultrabazice, din zona centrală a Carpaţilor meridionali români. IV Serpentina din Urde, Muntinu, Găuri, *An. Mus. Geol. şi Paleont.* 1895, Bucureşti.
- Murgoci M. G. (1905) Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpates méridionales. *C. R. A. Sc. Paris.*
- Murgoci M. G. (1912) The geological synthesis of the south Carpathians. *C. R. Congr. Geol. Intern.* XI. Stockholm.
- Nopcsa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegen zwischen Gyulafehérvár. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. XIV, Heft. 4. Budapest.
- Pálffy M. (1902) Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvincz. *Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anst.* XIII/6. Budapest.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Parîng et des Munţii Cimpiei (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol.*, XVIII, Bucureşti.
- Paraschivescu C. (1964) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru cuarţite în regiunea Dealul Comarnicele — Dealul Groşilor —

- Rîul Mic — Dealul Pietrele Albe (munții Sebeș). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., București.
- Pavelescu L. (1948, 1949) Rapoarte geologice asupra lucrărilor geologice din regiunea masivului Retezat. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., București.
- Pavelescu L. (1951) Raport asupra mineralizațiilor de fier de pe Valea Răscoala și de mangan din Plaiul Godeanului (pentru I.S.E.M.).
- Pavelescu L. (1952, 1953) Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeș. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., București.
- Pavelescu L. (1953 a, 1957) Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a munților Retezat. *An. Inst. Geol.* XXV, București.
- Pavelescu L. (1953 b) Cercetări geologice în munții Retezat (partea de nord). *D. S. Com. Geol.*, XXXVII, București.
- Pavelescu L. (1954) Studiul geologic și petrografic al părții centrale și de SE a munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVII, București.
- Pavelescu L., Constantinoff D. (1954) Cercetări geologice în partea de sud a munților Sebeș (Culmea Balomir — Culmea Jigura Mare), Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol., București.
- Pavelescu L. (1955 a, 1960) Cercetări geologice și petrografice în munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.
- Pavelescu L. (1955 b) Considerații mineralogice asupra unor sisturi cu silicați de mangan și fier din munții Sebeș. *Comunic. Acad. R.P.R.* V/2, București.
- Pavelescu L. (1956) Rocile ultrabazice și serpentinitele lor din Carpații Meridionali. *An. rom. sov. Geol-Geogr.* 2, București.
- Pavelescu L. (1957) Contribuții la studiul unor eclogite din munții Sebeșului. *Acad. R.P.R. Bul. St. Sect. Geol. — Geogr.*, II/1, București.
- Pavelescu L. (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov., sect. Geol.-Geogr.* I—II/2, București.
- Pavelescu L. (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. U*, 1961, București.
- Pavelescu L., Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpathes méridionales. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. U*, 1961, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) Geologia și petrografia văii Jiului românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Inst. Geol. Rom.* XXXIII, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților meridionali. *D. S. Com. Geol.* L/1 (1961—1963). București.

- Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni. *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1961—1963), București.
- Pavelescu L. (1967) Geneza și evoluția masivelor de granitoide din Carpații Meridionali. Acad. R.S.R., *Studii și Cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geologie*, 12/2., București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1965 a) Cercetări geologice și petrografice între Oașa (munții Sebeș) și Urdele (munții Parîng) Acad. R.S.R., *Studii și Cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geologie*, 10/1, București.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1965 b) Contributions à l'étude des roches ophiolitiques de la zone des Monts Lotru et Parîng (Carpathes Méridionales). *Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress, Sofia, September 1965*, Part. III. Sofia.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria (1966) Cercetări geologice și petrografice în bazinul văii Jiului transilvănean și al văii Jietului. Acad. R.S.R., *Studii și Cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geologie*, XI/1, București.
- Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice în Munții Lotrului (între valea Lotrului și valea Repedea). Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol. București.
- Pavelescu Maria (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea cuprinsă între valea Minileasa și valea Repedea (Munții Lotrului). Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol. București.
- Pavelescu Maria (1964) Studii geologice și petrografice între izvoarele Lotrului și Jietului. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Pavelescu Maria (1965 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea cuprinsă între bazinul Petroșeni și Sadu (munții Vulcan—Parîng). Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol., București.
- Pavelescu Maria (1965 b) Harta geologică a părții de sud a munților Sebeș (între valea Taia și valea Jigureasa). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Pavelescu Maria (1966) Studiul faciesurilor metamorfice în zona dintre valea Cugirului și valea Sebeșului (munții Sebeș N). Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol., București.
- Răileanu Gr. (1955) Cercetări geologice în reg. Uricani — Cîmpul lui Neag și considerațiuni generale asupra bazinului Petroșeni. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, București.
- Răileanu Gr. (1955) Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc și considerațiuni generale asupra bazinului Petroșeni. *Rev. Univ. Parhon* 6—7. București.
- Răileanu Gr., Patrulius D., Mărgărit Gh., Chivu Maria., Dragu V. (1960) Corelarea molaselor cu Anthracoterii mari din Transilvania și bazinul Petroșeni. *Acad. R.P.R., Stud. și cercet. geol.*, V/2, București.
- Răileanu Gr., Grigoraș N., Oncescu N., Plisca T. (1963) Geologia zăcămintelor de cărbuni. Ed. Tehnică, București.

- Răileanu Gr., Negulescu V. (1964) Studiul comparativ al faunei Burdigalianului din bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșeni. *An. Com. Geol.*, XXXIV/1. București.
- Savu H., Gheorghită I., Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Codarcea Fl., Stoenescu Venera (1957) Raport asupra zăcămintelor de mangan din munții Sebeș. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H., Gheorghită I., Teodoru L., Ioanidu Cristina, Ghenescu Emilia, Neacșu Gh. (1958) Raport geologic asupra regiunii Bistra — Tău — Gilceag (Munții Sebeș), privitor la ivirile de mangan și disten. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1959) Raport asupra regiunii Cărpiniș (munții Sebeș). *Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H., Micu C. (1959) Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni din munții Sebeș. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1961) Studiul geologic și petrografic al bazinului văii Păscoaia (munții Lotrului). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1962) Raport asupra cercetărilor din regiunea Mălaia (Munții Lotrului). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1963) Raport geologic asupra regiunii Mălaia — Săliște — Valea lui Stan (Munții Lotrului). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1964) Studiul șisturilor cristaline din zona Voineasa — Rudaru (Munții Lotrului). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Savu H. (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia și poziția lor în structura cristalinului Lotrului. *D. S. Com. Geol.*, LIII/3 (sub tipar). București.
- Semaka Al. (1963) Asupra vârstei formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. U. 1961.* București.
- Stan N., Boștinescu S., Matieș P. (1963) Raport asupra prospecțiunilor în munții Sebeș. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Stillă Al., Luță Sofia (1968) Asupra prezenței Permianului inferior la Cioclovina (zona Pui — Carpații Meridionali). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/1 (sub tipar) București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. București.
- Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des südlichen Siebenbürgens. *Jahrb. der K. K. geol. A. A.*, XIII. Berlin.
- Trifulescu M., Dragomir N., Arsenescu V., Nedelcu V., Andrei A. (1964) Prospecțiuni geologice pentru minereu de fier în Munții Căpăținei (bazinul văii Repedea). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Vendl A. (1932) Das Kristallin des Sebeser und Zibins-Gebirges. *Geologica Hungarica. Series Geologica*, IV. Budapest.
- Visarion M., Andrei J. (1960) Noi date geofizice asupra zonei cutelor depresiunii Hațeg. *Acad. R.P.R., Stud. și cercet. geol. și geofiz.* V/1. București.
- Voicu Gh. (1954) Cercetări geologice și micropaleontologice în bazinele Bahna și Petroșeni. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII. București.
- Voitești P. I. (1932) Le bassin de Petroșeni dans le cadre géologique des dépressions Carpatiques internes. *Bull. Soc. Geol. Rom.*, I. București.
- Zberca A., Socoleanu D., Andreescu Eugenia, Visarion Adina, Zberca Maria, Călinescu Cornelia (1957) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru roci utile (bentonite, gipsuri) în reg. Cugir — Orăștie — Simeria. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Zberca A., Zberca Maria (1958) Prospecțiuni pentru sare în reg. Deva — Simeria. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.*, București.
- Zberca A., Zberca Maria, Tudor T., Radu O. (1958) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru tufuri în reg. Strei — Hunedoara. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.*
- Zikeli Pr. (1851) Tertiärversteinerungen von Bujtur und Lapusnyak verglichen mit denen entsprechender Lokalitäten. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturw.* II. Viena.
- I.S.P.H. (1964) Harta geologică a bazinului superior al văii Lotrului, sc. 1:25.000.