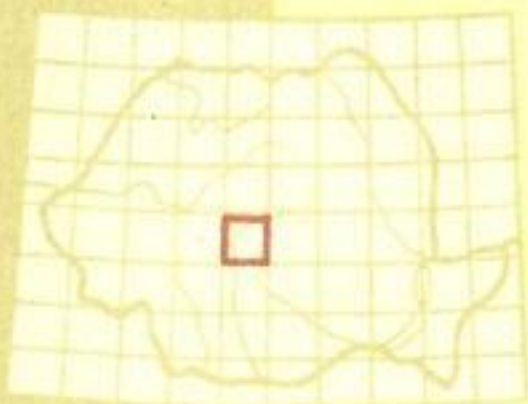


REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

27

HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000

SIBIU



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1 : 200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ
R O M Â N I A

REDACTIA HARTII SIBIU

Redactori coordonatori :

*Marcela Dessila-Codarcea
R. Dimitrescu*

Redactori :

*Marcela Dessila-Codarcea
Josefina Stancu*

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1 : 200.000

L — 35 — XIX

27. SIBIU

Notă explicativă

de : *Marcela Dessila-Codarcea
Josefina Stancu*

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

BUCUREȘTI
1968

Redactori: MARGARETA PELTZ și GABRIELA CAZABAN
Traducător : MARIANA SAULEA

*Dat la cules : iunie 1968. Bun de tipar : sept. 1968. Tiraj : 2.000 ex.
Hîrtie cartografică tip III 50 g/m². Format 70×100. Coli tipar:
7¼. Com. 276. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55.(058).*

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

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	11
Caracterizare geologică	13
Stratigrafie, petrografie	14
Carpații Meridionali	14
Cristalinul de Sebeș-Lotru	14
Ante-Proterozoic superior	14
Proterozoic superior — Paleozoic	17
Cristalinul Coziei	20
Cristalinul Iezer-Păpușa	21
Ante-Proterozoic superior	22
Proterozoic superior — Paleozoic	23
Cristalinul Făgărașului	25
Depresiunea Transilvaniei	28
Mezozoic	28
Triasic mediu (T ₂)	29
Cretacic inferior (K ₁)	29
Vraconian — Cenomanian (vr-cm)	29
Turonian — Coniacian (tu-co)	30
Senonian (sn)	30
Neozoic	30
Ypresian — Lutetian (y-lt)	30
Burdigalian (bd)	32
Helvetian (he)	32
Tortonian (to)	32
Volhinian — Bessarabian (vh+bs ₁)	34
Pannonian (pn)	35
Pleistocen superior (qp ₃)	36
Holocen inferior (qh ₁)	37
Holocen superior (qh ₂)	37

	<u>Pag.</u>
Depresiunea Brezoi-Titești și depresiunea getică	37
Mezozoic	37
Triasic inferior (T ₁)	37
Vraconian — Cenomanian (vr-cm)	38
Senonian (sn)	38
Neozoic	39
Ypresian — Lutetian (y-lt)	39
Rupelian — Aquitanian (rp-aq)	40
Burdigalian — Helvețian (bd-he)	41
Elemente structurale	42
Carpații Meridionali	42
Depresiunea Transilvaniei	48
Depresiunea Brezoi-Titești	49
Indicații bibliografice	50

INTRODUCERE

Teritoriul figurat pe foaia 1 : 200.000 Sibiu este situat în partea centrală a Carpaților Meridionali. Jumătatea nordică a foii corespunde părții meridionale a depresiunii Transilvaniei : jumătatea sudică îmbrățișează o mare parte din zona muntoasă Sebeș-Lotru, și din munții Făgăraș ca și extremitatea occidentală a masivului Iezer-Păpușa și culmea Coziei, culme care desparte depresiunea Brezoi-Titești de depresiunea getică.

Limita nordică a hărții o constituie paralela care trece în vecinătatea localităților Sedinca și Băncuț. La sud foaia Sibiu este limitată de paralela care se urmărește începând de la W de localitatea Mălaia și se continuă pînă în cursul superior al râului Slatina. Limita vestică este meridianul care unește aproximativ localitățile Sedinca și Mălaia, iar limita estică este marcată de linia, care, începând de la localitatea Văleni și orașul Făgăraș, ajunge la Slatina.

Istoricul cercetărilor

Carpații Meridionali centrali. Primele studii efectuate în masivele cristaline ale Carpaților Meridionali centrali, încă înainte de anul 1900 au avut un caracter general, și s-au referit în special la constituția petrografică a rocilor cristalofiliene.

G. Primics (1884), J. Böckh (1879), B. Inkey (1889) au deosebit diferite varietăți de roci, punînd bazele primei clasificări a formațiunilor cristalofiliene în ideea continuității de sedimentare și metamorfism. Prin separarea a două grupe de sisturi cristaline de către L. Mrazec, în anul 1890, s-au creat premisele descifrării tectonicii de ansamblu a Carpaților Meridionali. Gh. Munteanu-Murgoci a demonstrat, în anul

1905, șariajul pânzei getice, respectiv al grupului I, peste autohtonul reprezentat de grupul II după L. M r a z e c.

Studii de detaliu avînd ca obiect anumite sectoare din masivele cristalofiliene ale Carpaților Meridionali centrali au adus o serie de contribuții noi referitoare la cunoașterea petrografiei și tectonicii acestei părți a arcului carpatic românesc: studiul lui M. R e i n h a r d t (1906) asupra gnaiselor de Cozia, cercetările lui O. S c h m i d t asupra masivului Făgăraș, ampla lucrare a lui A. V e n d l (1932) asupra munților Cibin și Sebeș, rezultatele recente ale lui N. G h e r a s i și R. D i m i t r e s c u obținute în masivul Iezer-Păpușa și partea centrală și estică a masivului Făgăraș (1963, 1966).

Evoluția geologică a Carpaților Meridionali cu referire și la partea lor centrală a făcut obiectul unor lucrări de sinteză, în care s-au discutat problemele de stratigrafie și tectonică. A. S t r e c k e i s e n a confirmat ipoteza lui G h. M u n t e a n u - M u r g o c i, separînd în cadrul pânzei getice, unitățile superioare, în care se încadrează masivele Leaota și Făgăraș (1934). Ș t. G h i k a - B u d e ș t i (1940) a infirmat această ipoteză, realizînd o primă schemă a seriilor de șisturi cristaline din Carpații Meridionali centrali, bazată pe ideea continuității de sedimentare și metamorfism.

Începînd din anul 1956 sectoare importante din munții Lotrului, Sebeșului, Făgărașului și Coziei au fost cartate în detaliu în vederea prospectării de substanțe minerale utile; rezultatele au fost consemnate în rapoarte (Arhiva Institutului Geologic) sau în lucrări publicate.

H. S a v u a efectuat cartări și studii microtectonice în munții Lotrului (1961—1964), aducînd contribuții asupra stratigrafiei și evoluției lor geologice. Prospectiunile efectuate de M. A r i o n și E. R i ș a (1964) în munții Cibinului au furnizat o serie de detalii asupra constituției lor petrografice. Rezultatele obținute în urma cercetărilor geologice complexe la W de Olt, între Rășinari și Brezoi (M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a, 1959—1966), au permis formularea unor noi concepții asupra evoluției geologice și structurii Carpaților Meridionali centrali.

În ultimii ani diferite sectoare din masivul Făgăraș au făcut obiectul a numeroase lucrări de prospecțiune și explorare. În regiunea de la E de Olt s-au întreprins cercetări geologice

(C. D i m o f t e, I. M a r e ș, 1957—1960), care au avut ca rezultat obținerea unor detalii suplimentare asupra constituției petrografice și a mineralizațiilor de sulfuri polimetalice. S-a realizat de asemenea harta petrografică de detaliu a regiunii Moldoveanu — Urlea — Breaza (G. P i t u l e a, 1961) și a zonei de izvoare a Rîului Doamnei (G. P i t u l e a, 1961), identificîndu-se unele zone de șisturi cristaline din profilul Cozia — Avrig. R. C i o c ă n e l e a și N. H î r l e a (1964—1965), C. C h i v u și I. T e u c ă (1965) au efectuat cartări și prospecțiuni pe versantul nordic al masivului, în vederea valorificării calcarelor marmoreene ale seriei de Făgăraș și a punerii în evidență de noi zone cu mineralizații de sulfuri complexe.

Începînd din anul 1964, M. A r i o n et al., au efectuat prospecțiuni în anumite sectoare de pe versantul sudic, între Rîul Doamnei și valea Argeșului. S-au obținut astfel hărți petrografice de mare detaliu; șisturile cristaline au fost repartizate în două mari grupe: migmatite și ectinite.

G. P i t u l e a, M. A r i o n și D. I o n e s c u (1960) au cartat masivul Cozia, separînd principalele tipuri de roci. Acestea au fost încadrate în două complexe cu semnificație genetică: complexul parașisturilor și complexul migmatitelor.

Rezultatele obținute în ultimii ani în Carpații Meridionali centrali au permis obținerea unei imagini mai complete a evoluției lor prealpine (M a r c e l a D e s s i l a - C o d a r c e a, 1963—1967; R. D i m i t r e s c u, 1967). Au fost de asemenea emise ipoteze inedite asupra genezei diferitelor tipuri de gnaise.

Depresiunea Transilvaniei. Pînă la apariția lucrării monografice a lui A. K o c h (1894—1900) cu privire la depozitele terțiare ale depresiunii Transilvaniei s-au publicat o serie de lucrări, unele cu caracter geologic informativ, altele privind probleme de paleontologie ale cuiburilor fosilifere din localitățile Daia, Săcădate, Turnu-Roșu (Porcești) (C. A n d r a e, 1853—1855; L. N e u g e b o r e n, 1851; G. P r i m i c s, 1885. F r. H a u e r și G. S t a c h e (1863), consemnează unele din aceste date în lucrarea monografică intitulată „Geologie Siebenbürgens“.

În 1894—1900, a apărut studiul geologic al depresiunii Transilvaniei datorit lui A. K o c h în care se tratează strati-

grafia subdiviziunilor Paleogenului și Neogenului precum și tectonica acestor depozite.

Cercetători ca E. Lobonțiu și V. Selagian (1924), L. Mrazec și E. Jekelius (1927) au adus noi contribuții la cunoașterea structurii depresiunii Transilvaniei discutând probleme privind geneza și acumularea gazelor naturale și a sării. În 1940 N. Arabu face inventarul faunelor sarmațiene și pontiene din Transilvania — discutând și pe cele colectate de la Săcădate.

Problema domurilor gazeifere este reluată mai târziu de A. Vancea și D. Ciupagea (1942), primul concretizând studiile sale în monografia Neogenului din bazinul Transilvaniei (1960).

M. Ilie (1949—1953) studiază zona de sud-vest a bazinului Transilvaniei, la N de valea Oltului, ocupându-se de stratigrafia, paleontologia și tectonica formațiunilor cretacee și neogene și prezentând o hartă la scara 1 : 75.000, datele înregistrate de acest autor, au fost în mare parte utilizate la întocmirea foii Sibiu.

Zona de la sud de valea Oltului a fost cercetată de M. Paucă et al. (1963—1965) și M. Săndulescu (1966), care prezintă o nouă schemă stratigrafică a Miocenului, și discuții asupra unor probleme tectonice.

Rezultatele cercetărilor micropaleontologice ale depozitelor miocene, dezvoltate în sudul depresiunii Transilvaniei, au fost consemnate în lucrările lui M. Gheorghian et al. (1965—1967), cercetările au stabilit biozonele micropaleontologice ale acestor depozite.

În depozitele cretacee din regiunea Cisnădioara, tot pe baza studiului micropaleontologic, Maria Tocorjescu et al., separă noi termeni aparținând Cretacicului superior.

Depresiunea getică și depresiunea Brezoi-Titești. În anul 1884 Sabbas Ștefănescu prezintă o lucrare detaliată asupra geologiei „judetului Argeș”, lucrare în care susține vârsta eocenă a depozitelor conglomeratice din depresiunea getică precum și a celor dezvoltate imediat la nord de culmea Coziei. Mai târziu (1897) același autor consideră gresiile, suprajacente conglomeratelor, de vârstă oligocenă.

K. Redlich (1896) consideră conglomeratele din depresiunea Brezoi-Titești tot eocene, și semnaleză pentru prima dată faune ce atestă prezența Cretacicului superior.

L. Mrazec (1900) aduce noi contribuții referitoare la detalieri de ordin stratigrafic, ca mai târziu, în 1904, să pună în discuție vârsta brechiei de Brezoi.

O lucrare de factură modernă, cu analiza faciesurilor, date paleontologice, cu multe detalii stratigrafice, la care este anexată și o hartă a sectorului cuprins între Dîmbovița și Olt ne-a rămas de la I. Popescu-Voitești (1908).

Șt. Ghika-Budești (1958) prezintă prima hartă (la scara 1 : 100.000) a teritoriului de vest al bazinului Brezoi-Titești în care apar noi separări litologice în depozitele cretacee, paleogene și miocene.

Ministerul Petrolului reia cercetările după 1950 în depresiunea getică efectuând prospecțiuni pentru hidrocarburi. Cercetările detaliate sînt concretizate în rapoartele geologilor I. Moldovan (1956), L. Turculeț (1955).

În 1965, M. Ștefănescu et al., se ocupă de zona dintre Dîmbovița și Olt, aducînd o serie de precizări cartografice, stratigrafice și tectonice, date care au fost utilizate la întocmirea hărții Sibiu pentru sectorul depresiunii Brezoi-Titești.

Caracterizare morfologică

În cuprinsul foii Sibiu se deosebesc sectoare aparținînd mai multor entități geomorfologice: Carpații Meridionali, depresiunea Transilvaniei, depresiunea Brezoi-Titești (Țara Loviștei) și depresiunea getică.

Carpații Meridionali. Depresiunea Transilvaniei este separată de depresiunea getică prin zona muntoasă a Carpaților Meridionali. La alcătuirea acestei zone participă mai multe masive constituite din roci metamorfice: Sebeș-Lotru, Făgăraș, Iezer-Păpușa.

Munții Cibinului și ai Lotrului constituie partea vestică a zonei muntoase figurată pe hartă. Acești munți sînt brăzdați de o serie de văi adînci, orientate E — W, separînd culmi, care descresc treptat de la W spre E. Culmile sînt terminate prin platouri în porțiunile cu altitudini mai mari, îmbrăcînd aspecte accidentate în apropierea văii Oltului. Din culmea principală

Negovanu-Voineagu-Vîrful Mare își adună izvoarele afluenții principali ai văii Oltului și ai Lotrului: Sadu, Lotrioara, Rîul Vadului, Păscoaia.

Limita geografică occidentală a masivului Făgăraș este marcată de valea Oltului. Formațiunile metamorfice ale seriei de Cumpăna și de Făgăraș traversează însă această vale, determinând zone cu relief accidentat și la W de Olt. Contrar masivului Sebeș-Lotru, caracterizat prin platouri teșite și pante mai domoale, munții Făgăraș se deosebesc prin aspectul lor stîncos și sălbatec. Creasta principală, orientată E — W, atinge în vîrfurile Negoiu (2535 m) și Moldoveanu (2543 m), cele mai mari altitudini din Carpații românești. Aspectele morfologice ale celor doi versanți diferă foarte mult; versantul sudic este caracterizat prin culmi domoale și prelungi, care trec treptat la zona de dealuri constituită din formațiuni sedimentare, în timp ce crestele orientate N — S ale versantului nordic sînt abrupte, diferența de nivel pînă în șesul aluvial al Oltului realizîndu-se foarte repede. De sub culmea principală își adună apele Argeșul și afluenții lui principali, Vîlsanul și Rîul Doamnei. Spre nord și W rețeaua hidrografică este tributară văii Oltului.

Depresiunea Transilvaniei este separată de depresiunea Brezoi-Titești prin zona muntoasă a masivului Făgăraș. La W, valea Oltului o desparte de munții Cibinului. Depresiunea Transilvaniei, prezintă aspectul unei regiuni deluroase cu altitudini cuprinse între 200 și 600 m. În cadrul foii Sibiu, se pot distinge două subdiviziuni: depresiunea Cibinului, care se extinde spre N pînă la Ocna Sibiului și spre sud pînă la localitatea Tălmaci, și depresiunea Făgărașului, care se dezvoltă în bazinul văii Oltului, între localitățile Făgăraș și Turnu Roșu.

Depresiunea Brezoi-Titești, amplasată între versantul nordic al munților Făgăraș și creasta Coziei, se dezvoltă în direcție E — W pe o lungime de aproximativ 45 km, de la W de Olt pînă în valea Doamnei. În centrul depresiunii altitudinile variază între 1000 și 1300 m, extremitățile estică și vestică prezentînd înălțimi mai mici.

Depresiunea Brezoi — Titești este separată de *depresiunea getică*, situată la S, prin culmea Cozia (1677 m) — Frunți (1506 m). Ghițu, orientată E — W (1621 m). Limita ei morfo-

logică este marcată spre nord printr-o denivelare bruscă de aproximativ 900 m, determinată de falia Brezoiului. În schimb depozitele sedimentare ale depresiunii getice se aștern peste formațiunile cristalofiliene ale Coziei, neproducînd denivelări importante.

Caracterizare geologică

Cea mai mare parte a teritoriului figurat pe foaia Sibiu aparține masivelor cristalofiliene ale Carpaților Meridionali centrali. Depozitele cuverturii sedimentare aparțin: depresiunii Transilvaniei, depresiunii Brezoi — Titești și depresiunii getice.

Carpații Meridionali sînt alcătuiți din formațiuni metamorfozate aparținînd mai multor geosinclinale prealpine. Cristalinul Sebeș-Lotru și în continuare panta sudică a masivului Făgăraș reprezintă depozitele cele mai vechi, intens metamorfozate, ale Carpaților Meridionali, pentru care s-a propus denumirea de Lotrian (Marcela Dessila-Codarcea, 1966). În ariile de dezvoltare ale formațiunilor mezometamorfice din masivul Făgăraș și Sebeș-Lotru au fost recunoscuți termeni aparținînd unui alt complex cutat, Alutianul. Seriile metamorfozate în faciesul șisturilor verzi din masivele Sebeș-Lotru (Sibișel), Făgăraș (Poiana Neamțului) și Iezer-Păpușa (seria de Leota) au fost atribuite pe baza conținutului microfloristic și corelării litologico-petrografice, Proterozoicului superior; metamorfozarea lor s-a produs în ciclul assyntic sau baicalian *s.l.*

La partea superioară a stivelor de șisturi cristaline de la W de Olt au fost puse în evidență depozite slab metamorfozate aparținînd Paleozoicului inferior (Cambrian inferior, Ordovician?), reprezentînd formațiunea inițială a geosinclinalului caledonian. Echivalarea acestora cu partea superioară a seriei de Leota din masivul Iezer-Păpușa a ridicat problema existenței depozitelor Paleozoicului inferior și în acest masiv.

Formațiunile sedimentare, dispuse transgresiv peste fundamentul cristalofilian, se dezvoltă în trei unități geologice bine conturate:

Depresiunea Transilvaniei (partea meridională) cuprinde formațiuni mezozoice (triasice și cretacice), paleogene, neogene și cuaternare;

Depresiunea Brezoi — Titești, cu funcție de depresiune intramontană, este colmatată de depozite cretacice, paleogene și miocene. În extremitatea sa de sud-est se leagă cu depresiunea getică.

Depresiunea getică cuprinde și ea formațiuni mezozoice, paleogene și miocene.

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE

CARPAȚII MERIDIONALI

Cristalinul de Sebeș-Lotru

Terenurile cristalofiliene, care constituie zona muntoasă de la W de Olt, aparțin cristalinului Sebeș-Lotru. La alcătuirea lui participă seriile intens metamorfizate de Lotru și de Sebeș, mai vechi decât Proterozoicul superior. Seriile slab metamorfizate de Sibiușel, de Cisnădioara și de Rășinari sînt constituite din formațiuni transgresive aparținînd Proterozoicului superior și Paleozoicului inferior.

Ante-Proterozoic superior

Seria de Lotru. Denumirea de „Cristalin al Lotrului” a fost introdusă în literatura geologică de A. Streckeisen, pentru a sublinia entitatea petrografică a formațiunilor din bazinul Lotrului la constituția căruia participă: paragnaise cu biotit și muscovit, paragnaise cu biotit, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise amfibolice, amfibolite, micașturi, cu frecvente zone de migmatizare și filoane sau lentile de pegmatite. Deoarece pînă în prezent nu s-a pus problema unei delimitări față de Cristalinul Sebeșului le-am înglobat în aceeași subunitate de Sebeș-Lotru.

În bazinul văii Lotrului s-au deosebit din punct de vedere stratigrafic două complexe de sisturi cristaline (H. Savu, 1963):

Complexul inferior, caracterizat prin predominanța gnaiselor cuarțo-feldspatice, a gnaiselor cu biotit și a amfibolitelor;

Complexul superior, alcătuit preponderent din paragnaise cu muscovit și biotit, amfibolite și mai rar micașturi.

În cuprinsul foii Sibiu, în bazinul văii Lotrului, predomină paragnaise biotitice, gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite, care înglobează pe alocuri zone migmatice și pegmatite, aparținînd complexului inferior. La nord de valea Lotrului, în bazinul văilor Pietroșița și Priboiasa, H. Savu a pus în evidență o zonă caracterizată prin frecvența migmatitelor reticulare, în care rocile sînt puternic cataclazate, diaforizate și injectate de o rețea sau de lentile dese de granite fin grăunțoase roz și de pegmatite. Această zonă se continuă spre E pînă în bazinul văii Vasilat.

Seria de Lotru este caracterizată prin prezența gnaiselor lenticulare, oculare, rubanate precum și a pegmatitelor și granitelor rezultate prin procese de migmatizare. H. Savu a deosebit: migmatite oculare sau lenticulare și migmatite reticulare.

Migmatitele lenticulare sînt asociate îndeosebi cu gnaisele cu cordierit, iar migmatitele lenticulare și oculare sînt răspîndite mai ales în ariile de dezvoltare ale paragnaiselor micacee. Aceste roci sînt caracterizate prin prezența lentilelor cuarțo-feldspatice și a ochiurilor de feldspat potasic.

Migmatitele reticulare sînt reprezentate printr-o rețea de compoziție cuarțo-feldspatică, dispusă neregulat într-un fond constituit din gnaise cu muscovit și biotit, amfibolite și îndeosebi gnaise cuarțo-feldspatice.

Granitele constituie corpuri lenticulare de dimensiuni de ordinul metrilor; sînt roci cu textură masivă constituite din cuarț, plagioclaz, microclin, mîce.

Pegmatitele apar frecvent în seria de Lotru sub formă de lentile concordante sau filoane discordante, avînd grosimi care variază între cîțiva centimetri pînă la cîțiva metri. Uneori pegmatitele prezintă faciesuri fine de tipul granitelor aplitice sau sînt asociate filoanelor de granite. După compoziția mineralogică se deosebesc: 1) pegmatite alcătuite din cuarț, plagioclaz și muscovit, la care se adaugă și cantități reduse de microclin și biotit; 2) pegmatite constituite din microclin, plagioclaz, cuarț, biotit și mai rar muscovit.

Prezența filoanelor de cuarț, în care acest mineral este asociat cu pirită, calcopirită și pirotină, a fost de asemenea semnalată.

Serpentinitele apar numai în cîteva puncte în cadrul foii Sibiu; ele sînt în general antigoritice, fiind transformate la contactul cu pegmatitele.

Geneza migmatitelor, granitelor, pegmatitelor și a filoanelor de cuarț a constituit o preocupare permanentă a cercetătorilor munților Lotrului. Ele au fost considerate fie injecții de magmă (O. Schmidt, 1930), fie produsele unor soluții rezultate prin procese de ultrametamorfism (Șt. Ghika-Budești, 1940). H. Savule consideră drept flebite, provenite din soluții venite din adâncime. Migmatitele reticulare din zona Pietroșița — Priboiasa au fost puse în loc mai târziu, fiind legate de ascensiunea unei magme.

Șisturile cristaline din munții Lotrului reprezintă cele mai vechi terenuri metamorfice din Carpații românești. H. Savule a arătat că au rezultat prin metamorfozarea, în faciesul amfibolitelor cu almandin, a formațiunilor unui geosinclinal precambrian foarte vechi (arhaic?), reprezentate prin arcoze, gresii arcoziene, argile grezoase și mai rar argile, asociate cu produsele unui magmatism inițial. În timpul cutării au pătruns din adâncime soluții, care au generat diferite tipuri de migmatite, pegmatite și granite.

Ulterior au fost puse în loc filoane discordante de granite și pegmatite. Într-o fază mai târzie, care nu se poate preciza cu certitudine, s-a produs cataclazarea și diaforizarea zonei de Pietroșița — Priboiasa, injectată de migmatite reticulare, care au precedat punerea în loc a compurilor de serpentinite.

Pe harta tectonică a masivelor prealpine din Carpații românești, terenurile cristalofiliene din munții Lotrului au fost încadrate în fundamentul prebaicalian și anume în Lotrian (Marcela Dessila-Codârcea, 1967).

Seria de Sebeș. Munții Cibinului ocupă extremitatea de vest a foii Sibiu, fiind constituiți din șisturile cristaline ale seriei de Sebeș reprezentate prin: cuarțite biotitice, amfibolite, micașisturi biotitice cu granați, micașisturi cu disten, micașisturi faneroblastice cu granați, paragnaise micacee, gnaise rubanate și gnaise lenticulare.

În aria de răspândire a formațiunii seriei de Sebeș apar în mod constant pegmatite, care constituie lentile concordante de 1 — 10 m grosime și câteva zeci de metri în lungime, prezentând contacte nete cu șisturile înconjurătoare. Filoanele discordante de pegmatite se întâlnesc mai rar. Unele zone sînt caracterizate prin abundența pegmatitelor. Pegmatitele sînt în general omo-

gene, bogate în microclin și ortoză larg dezvoltate. În unele zone ele prezintă fenomene intense de retromorfism.

Evoluția geologică a cristalinelor de Sebeș fusese concepută mult timp pe baza ipotezei continuității de sedimentare și metamorfism a seriilor de șisturi cristaline, care constituie Carpații Meridionali centrali (Șt. Ghika-Budești, 1940, L. Pavelescu, 1955). În ultimii ani s-a conturat din ce în ce mai precis ipoteza transgresivității seriilor epimetamorfice pe un fundament metamorfozat și consolidat anterior (Marcela Dessila-Codârcea, 1960—1967). Cristalinul Sebeșului a fost atribuit, încă din anul 1966, fundamentului prebaicalian și anume Lotrianului (Bielomorian?). Ulterior a fost considerat rezultatul unei prime etape de dezvoltare a Carpaților Meridionali — arhaice? (L. Pavelescu, 1967).

Proterozoic superior — Paleozoic

În regiunea de la W de Olt, peste formațiunile intens metamorfozate ale Cristalinului de Sebeș — Lotru, se aștern depozite metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, considerate încă pînă nu de mult drept epizona cristalinului mezozonal de Sebeș — Lotru (L. Pavelescu, 1956, 1958). Cercetările recente efectuate în regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu și apoi în continuare pînă în bazinul văii Lotrului, au avut ca rezultat stabilirea unei discontinuități stratigrafice, tectonice și de metamorfism între „epizonă” și „mezozonă” (Marcela Dessila-Codârcea, 1962—1967). În cadrul „epizonei” au fost separate serii și complexe de șisturi cristaline, caracteristice din punct de vedere litologic-petrografic, care au fost atribuite Proterozoicului superior și Paleozoicului inferior pe baza conținuturilor microfloristice.

Seria de Sibîșel. Prezintă o dezvoltare caracteristică în bazinul văii Sibîșel din regiunea Rășinari. Spre sud, formațiuni aparținînd acestei serii, apar în bazinele văilor Sadu, Lotrioara, Rîul Vadului, Robești, Sărăcinești, Călinești și Vasilat.

În regiunea Rășinari, seria de Sibîșel este constituită din următoarele complexe de șisturi cristaline:

Complexul șisturilor amfibolice, este situat în partea bazală a seriei, fiind caracterizat prin predominanța rocilor amfibolice:

șisturi amfibolice modulare, șisturi amfibolice, șisturi albito-amfibolice și șisturi clorito-tremolitice, roci ultrabazice și gabroide. Acest complex a rezultat prin metamorfozarea unui material ofiolitic.

Complexul șisturilor cu magnetit este situat în concordanță peste complexul amfibolitic, fiind constituit din: șisturi cuarțoase, șisturi clorito-muscovitice, șisturi clorito-albitice, șisturi albito-cuarțoase și șisturi cu porfiroblaste de albit. Acest complex a rezultat prin metamorfozarea unor depozite vulcanice-sedimentare.

Complexul calcaros, cu dezvoltare foarte inegală, este caracterizat prin predominanța diferitelor tipuri de roci carbonatate: calcare marmoreene, calcare cenușii, calcare gălbui, calceșisturi, șisturi cloritoase-calcaroase.

Complexul grafitos, care stă constant peste complexul calcaros, se caracterizează prin abundența pigmentului grafitic, deșuș probabil într-un mediu paralic mixt. El este constituit din șisturi cuarțitice sericito-grafitice, șisturi cuarțito-grafitice și șisturi sericito-grafitice.

Spre sud, seria de Sibiușel prezintă diferențe însemnate, atît în ceea ce privește grosimea, cît și constituția materialului premetamorfic, datorită variațiilor longitudinale de facies sedimentar. Astfel, începînd din bazinele văilor Sadu și Tălmăcel pînă în valea Lotrioara, apar termeni ai complexului șisturilor amfibolice și complexului calcaros; în bazinele văilor Vasilat, Călinești, Sărăcinești, Robești și Uria-Căineni se dezvoltă complexul șisturilor amfibolice, peste care se suprapune adeseori complexul șisturilor cu magnetit.

Formațiunile seriei de Sibiușel au fost datate în urma descoperirii și determinării unor resturi vegetale, reprezentate prin ultramicrospori și alge din grupul *Riffenites* (Sofia Nicolae vna Naumova, Marcela Dessila-Codarcea, Violeta Iliescu, 1962). În acest mod s-a pus în evidență, pentru prima dată în terenurile cristalofiliene din Carpații românești, prezența depozitelor metamorfozate ale Rifeanului superior.

Stabilirea naturii depozitelor prin metamorfozarea cărora au rezultat diferitele complexe stratigrafice de șisturi cristaline a adus noi contribuții la clarificarea evoluției geologice a Carpaților Meridionali centrali. Prezența produselor metamorfozate slab ale magmatismului inițial la W de Olt, pune în evidență

existența unei zone de fracturi profunde, de-a lungul cărora s-au revărsat lave simice. Pe amplasamentul acestei zone s-au instalat fose înguste, în care sedimentarea a început cu depozite de natură mixtă vulcanic-sedimentară. Ciclul de sedimentare s-a încheiat cu depozitele paralice ale complexului grafitos, care însă apar numai la nord, în regiunea Rășinari.

Seria de Cisnădioara. Prezintă o dezvoltare largă în dealul Schiaului (Rășinari) și în bazinul pîrîului Rîușorul (Cisnădioara). Partea bazală a seriei de Cisnădioara este constituită preponderent din șisturi clorito-epidotice și șisturi clorito-epidoto-albitice; în rest, ea este alcătuită din șisturi clorito-albitice cu alternanțe subordonate, mai șistoase, clorito-sericitice sau compacte preponderent albitice. Depozitele premetamorfice au fost de natură vulcanică: lave în bază și cenuși vulcanice la partea superioară.

De seria de Cisnădioara sînt legate, de asemenea, roci porfiroide și metagranodioritice. Rocile porfiroide sînt compacte, cuarțo-feldspatice, adesea brecifiate și limonitizate, rezultate prin metamorfozarea unor roci efuzive de compoziție trahitică. Metagranodioritele constituie corpuri lentiliforme, concordante între șisturile epidoto-cloritice bazale ale seriei. Sînt roci grăunțoase cu textură masivă, caracterizate prin dezvoltarea largă a feldspaților, prezența cuarțului în cantități reduse și apariția sporadică a mineralelor melanocrate. Acțiunea metamorfismului regional este pusă în evidență de transformarea constantă a feldspaților potasici în „schachbrettalbit“, cataclazarea puternică a cuarțului și cloritizarea biotitului.

Spre sud, în regiunea de la W de Olt, seria de Cisnădioara apare sporadic. Pe culmea dintre valea Lotrioara și pîrîul Vadului, există roci verzi tufogene, care ar putea aparține seriei de Cisnădioara; de asemenea unele apariții de roci verzi între formațiunile seriei de Sibiușel ar putea reprezenta sill-uri de roci bazice paleozoice.

Seria de Cisnădioara a fost atribuită Paleozoicului inferior datorită prezenței unor spori, cantonați exclusiv în Cambrianul inferior (Marcela Dessila Codarcea, Violeta Iliescu, 1967). Această serie reprezintă formațiunea inițială a geosinclinalului caledonian.

Seria de Rășinari. Această serie a fost separată în împrejurimile imediate ale comunei Rășinari, fiind constituită din două complexe:

Complexul inferior alcătuit din roci psamitice, aleuritice uneori psefitice, aproape exclusiv cuarțoase, reprezentate prin cuarțite blastopsefito-aleuritice, cuarțite blastopsefitice și blastopsamitice, cuarțite blastopsamitice-aleuritice cu intercalații subordonate de șisturi cuarțitice clorito-sericitice;

Complexul superior prezintă o dezvoltare foarte redusă, fiind constituit dintr-o parte bazală de cuarțite blastodetractice masive și o parte superioară de șisturi ardeziene.

Complexul inferior a fost atribuit, pe baza asociației de spori puși în evidență în intercalațiile lui șistoase, părții terminale a Cambrianului inferior; complexul superior ar putea reprezenta formațiunile transgresiunii ordovicene în Carpații Meridionali centrali, cutate și metamorfozate în ciclul caledonian.

Cristalinul Coziei

Cristalinul Coziei este constituit în cea mai mare parte din gnaise feldspatice cu textură oculară sau lenticulară mai veche decât Proterozoicul superior. Aceste gnaise au fost denumite gnaise de tip Cozia; ele sînt desemnate astfel și atunci cînd apar mai la nord, în zona de Cumpăna din cristalinul Făgărașului. În scopul caracterizării cristalinului Coziei am recurs la denumirea de „seria de Cozia” în care am înglobat provizoriu întreaga stivă de șisturi cristaline, care participă la alcătuirea acestuia. În afară de gnaisele lenticulare și oculare, la constituția seriei de Cozia participă: paragneise micacee, micașisturi cu biotit și muscovit și amfibolite.

Recent în cristalinul Coziei au fost deosebite două complexe de șisturi cristaline (G. Pitulea, M. Arion, D. Ionescu, 1960):

Complexul parașisturilor prezintă o dezvoltare redusă, apărînd îndeosebi la W, înspre valea Oltului. Acest complex este constituit preponderent din paragneise micacee cu granați și epidot, asociate subordonat cu micașisturi biotitice, micașisturi biotito-muscovitice sau micașisturi cu granat. În acest complex sînt menționate de asemenea șisturi blastodetractice, constituite dintr-o mezostază fină cuarțo-sericitică, care înglobează granule

bine rulate de cuarț și în cantitate mai redusă de plagioclaz. Amfibolitele și gnaisele amfibolice constituie intercalații lentiforme;

Complexul migmatitelor este alcătuit în cea mai mare parte din gnaise oculare, rubanate și lenticulare. Aceste tipuri de gnaise constituie intercalații sau zone mai largi într-o masă de parașisturi. Amfibolitele, uneori cu aspecte rubanate, și gnaisele amfibolice apar mai rar în acest complex. Gnaisele oculare și lenticulare sînt caracterizate prin prezența unor „ochiuri”, de dimensiuni de ordinul milimetrilor pînă la cîteva centimetri, de microclin, mai rar de ortoză, prezentînd frecvente concreșteri mirmekitice și parțiale albitizări. Mezostaza gnaiselor este destul de variată, fiind de compoziția paragneiselor micacee, a micașisturilor biotito-muscovitice sau a gnaiselor cuarțo-feldspatice. Gnaisele rubanate sînt caracterizate prin alternanța unor benzi de culoare închisă, biotitice, cu benzi leucocrate cuarțo-feldspatice.

Geneza gnaiselor de Cozia a preocupat pe toți cercetătorii acestui masiv cristalin. Gnaisele de Cozia au fost considerate a fi rezultat prin injectarea unui orto-material într-un paramaterial în condițiuni de stres puternic (L. Mrazec, 1904; M. Reinhard, 1906; O. Schmidt, 1930; A. Streck-eisen, 1934; Șt. Ghika-Budești, 1940; G. Pitulea, M. Arion, D. Ionescu, 1960). Posibilitatea derivării gnaiselor oculare din depozite cu chimism potasic, reprezentate prin conglomerate, arcoze sau tufuri și lave acide, sub acțiunea proceselor de metamorfism regional, a fost de asemenea pusă în discuție (Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

Gnaisele de Cozia au fost figurate prin utilizarea semnăturii corespunzătoare migmatitelor metablastice.

În schema evoluției geologice precambriene a Carpaților românești, seria de Cozia a fost încadrată în Lotrian (Marcela Dessila-Codarcea, 1967).

Cristalinul Iezer-Păpușa

Masivul Iezer-Păpușa este constituit din formațiunile metamorfozate în faciesul șisturilor verzi ale seriei de Leaota, care se aștern peste terenuri metamorfozate mai intens aparținînd seriei de Cumpăna. Seria de Cumpăna se încadrează în Ante-Proterozoicul superior; seria de Leaota înglobează termeni aparținînd Proterozoicului superior și probabil Paleozoicului inferior.

Ante-Proterozoic superior

Seria de Cumpăna. Seria de Cumpăna, constituie fundamentul seriei de Leaota. Această serie este alcătuită din complexe de roci cu caractere clare mezometamorifice, încadrându-se în faciesul amfibolitelor cu almandin. În masivul Iezer-Păpușa au fost deosebite mai multe zone de șisturi cristaline (N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966):

Zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav constituie după N. Gherasi și colab. (1966), fundamentul întregii stive cristalofiliene atât din masivul Făgăraș, cât și din masivul Iezer-Păpușa.

Rocile tipice acestei zone sînt gnaisele rubanate denumite „gnaise de Cumpăna” caracterizate prin frecvența dezvoltării oculare a microclinului, asociat subordonat cu paragnaise micacee. Întreaga zonă prezintă un caracter foarte heterogen, în alcătuirea ei intrînd de asemenea gnaise cuarțo-feldspatice aplite, paragnaise micacee și micașisturi. Șisturile cristaline, care constituie zona de Cumpăna-Holbav, sînt considerate a fi provenit prin metamorfozarea unui complex sedimentar predominant argilos, în care au fost injectate, în timpul metamorfismului, soluții silicioase, cu un conținut ridicat în ioni de potasiu, legate foarte probabil de procesele de diferențiere metamorfică.

Zona de Iezer-Șerbota este constituită cu precădere din micașisturi și paragnaise, caracterizate prin dezvoltarea largă a granatului și a feldspatului plagioclaz. Amfibolitele, asociate uneori cu șisturi amfibolice, constituie intercalații în masa micașisturilor și gnaiselor. Printre alte tipuri de roci care participă la constituția acestei zone se mai menționează: șisturi grafitice sporadice și uneori intercalații de cuarțite și șisturi cuarțitice.

Zona de Iezer-Șerbota este considerată a proveni prin metamorfozarea unui complex sedimentar de roci argiloase, cu intercalații reduse de gresii și marne. Limita superioară a acestei zone corespunde în general izogradului granatului almandin, bine dezvoltat. Rocile zonei de Iezer-Păpușa sînt afectate de fenomene de cloritizare și sericitizare (N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966).

Zona de Voinești-Păpușa, cu poziția stratigrafică superioară față de zona de Iezer-Șerbota, este considerată drept un complex de roci cu caractere de tranziție între seria de Cumpăna și seria de Leaota. Limita ei superioară corespunde izogradului biotitului; rocile conțin adesea almandin de dimensiuni submilimetrice.

Această zonă este constituită în cea mai mare parte din paragnaise muscovito-biotitice, asociate cu paragnaise cu nodule de oligoclaz. Gnaisile oculare de tip Cozia, cărora li se atribuie o origine psefitică, constituie un nivel intercalat la partea superioară a zonei; gnaise oculare, leucocrate, lit-par-lit și micașisturi cu granati, amfibolite, șisturi cuarțitice, gnaise mixte sînt menționate de asemenea în cadrul acestei zone.

Proterozoic superior — Paleozoic

Seria de Leaota. În seria de Leaota a fost înglobată întreaga stivă de șisturi cristaline, corespunzătoare faciesului șisturilor verzi. În cadrul acestei serii s-au făcut recent mai multe separații (N. Gherasi, R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966):

Zona de Lerești-Tămaș. Amfibolitul bazal reprezintă un nivel-reper cu caracter continuu, care separă net zona de Voinești-Păpușa de seria de Leaota. În realitate, „amfibolitul bazal” reprezintă un complex de șisturi cristaline, alcătuit din unul sau două nivele de amfibolite cu epidot și șisturi muscovitice cu hornblendă, asociate uneori cu lentile de marmoră precum și filioane pegmatitice avînd grosimi care nu depășesc ordinul centimetrilor. Amfibolitul bazal este considerat a fi de origine sedimentară sau tufacee.

Șisturile zonei de Lerești-Tămaș se aștern în continuitate peste amfibolitul bazal. Această zonă reprezintă un complex caracteristic seriei de Leaota, fiind constituită preponderent din șisturi muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit. Aceste șisturi apar asociate cu șisturi verzi clorito-albitice, gnaise albitice cu muscovit, șisturi grafitice, roci carbonatice (dolomite, ankerite), amfibolite. În aria de dezvoltare a acestei zone sînt menționate de asemenea și conglomerate metamorfozate.

Geneza șisturilor cu porfiroblaste de albit a fost discutată, diferitele ipoteze fiind destul de controversate. Ipotezei metaso-

matozei sodice i s-a opus ipoteza recristalizării *in situ* a unui material adecuat, probabil reprezentat prin grauwacke și prin tufuri spilitice. Metamorfismul regional, care a afectat această zonă corespunde faciesului amfibolitelor cu albit și epidot (Turner și Verhooogen, 1960) sau se încadrează în subfaciesul cuarț — albit — epidot — almandin al faciesului șisturilor verzi.

Abordarea problemei evoluției prealpine a unora dintre masivele cristaline ale Carpaților Meridionali și Munților Apuseni a prilejuit discutarea semnificației seriilor cu porfiroblaste de albit. S-a arătat că formațiunea inițială a acestor serii, încadrate în complexul cutat baicalian *s.l.* — ar putea reprezenta un echivalent al Dalslandianului din scutul Baltic (Marcela Dessila-Codarcea, 1967).

Granitul de Albești constituie câteva filoane mai importante, concordante cu foliația șisturilor cristaline, sau discordante. Ele străbat seria de Cumpăna și zona de Lerești-Tămaș a seriei Leaota. După textură s-au deosebit granite masive și granite gnaisice. În general la constituția lor participă: ortoză proaspătă, plagioclaz ușor zonat, intens sericitizat, cuarț și biotit. Granitul de Albești este caracterizat prin prezența granatului format pe seama biotitului; în zonele marginale este menționat și granat „primar”. Coeficienții Niggli situează granitele de Albești după chimism în grupul magmelor granitice. Tipul de magmă este moyitic-normal.

Granitul de Albești a fost pus în loc după metamorfozarea șisturilor zonei de Lerești-Tămaș, el conținând enclave de șisturi cristaline. Caracterul său post-orogenic este pus în evidență prin prezența corneenelor micacee cu granat și amfibolite în zonele de contact. Deoarece granitele de Albești nu depășesc niciodată limita dintre zona de Lerești-Tămaș și zona de Călușu-Tămășel, ele au fost atribuite Biharianului, diviziune a Precambrianului din Carpații românești, corespunzătoare Dalslandianului (Marcela Dessila-Codarcea, 1967).

Zona de Călușu-Tămășel. Depozitele metamorfizate ale acestei zone prezintă o extindere foarte redusă în extremitatea estică a hărții. Zona de Călușu-Tămășel este constituită din: șisturi clorito-sericitice cu albit, șisturi clorito-epidotice cu albit, șisturi amfibolice cu zoizit și epidot (N. Gherasi, R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi, V. Manilici, R. Di-

mitrescu, 1966). Materialul premetamorfic de natură vulcanică bazică a fost metamorfozat în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul muscovit-clorit. Granulația rocilor este mult mai redusă în comparație cu șisturile cu porfiroblaste de albit ale zonei Lerești-Tămaș.

Zona de Călușu-Tămășel a fost echivalată, pe baza asemănărilor litologico-petrografice, cu seria de Cisnădioara de la vest de Olt. Atribuirea acestei serii Cambrianului inferior pe criteriul microfloristic a prilejuit presupunerea existenței Paleozoicului inferior și în masivul Iezer-Păpușa (Marcela Dessila-Codarcea, 1967). Acest fapt aduce o contribuție prețioasă în privința evoluției prealpine a acestui masiv; zona de Călușu-Tămășel apare astfel drept formațiunea inițială a geosinclinalului caledonian, încât ipoteza atribuirii ei ciclului assyntic este înlăturată.

Cristalinul Făgărașului

Cristalinul Făgărașului prezintă caractere specifice, care îl deosebesc de Cristalinul Sebeș-Lotru și Iezer-Păpușa. Masivul Făgăraș prezintă extinderea cea mai mare pe foaia Sibiu, începând de la limita estică a hărții, continuându-se și la vest de Olt.

Datele existente asupra masivului Făgăraș sînt foarte neomogene, iar concepțiile diferiților autori asupra evoluției lui geologice diferă destul de mult. Din această cauză sintetizarea materialului existent și adoptarea unui punct de vedere comun s-a dovedit a fi foarte dificilă. În scopul obținerii unei reprezentări unitare, cristalinul Făgărașului de pe foaia Sibiu a fost încadrat în Proterozoic *s.l.* pentru a se corela cu extremitatea lui estică de pe foaia Brașov; apartenența sa, parțială, Proterozoicului superior este mai presus de orice îndoială în prezent.

Extremitatea vestică a cristalinului de Făgăraș a făcut obiectul unui studiu de ansamblu, care cuprinde de fapt prima încercare de divizare stratigrafică a Carpaților Meridionali centrali (Șt. Ghika-Budești, 1940). În legenda hărții, concepută ca o coloană stratigrafică, seria de Făgăraș ocupă o poziție superioară seriei de Cumpăna, situată la rîndul său peste seria de Lotru (Șt. Ghika-Budești, 1940). Această succesiune ilustrează ideea continuității de sedimentare și metamorfism în cristalinul Făgărașului susținută de Șt. Ghika-Budești. În

cadrul seriilor de Făgăraș și de Cumpăna a fost deosebită, în profilul Cozia-Avrig, o succesiune de zone caracteristice în ceea ce privește constituția petrografică și gradul de metamorfism (Șt. Ghika-Budești, 1940):

Zona gnaiselor oculare de Cozia, constituită din gnaisi oculare, de injecție, de tip Cozia și pararoci micacee;

Zona gnaiselor oculare de Cumpăna, caracterizată prin prezența gnaiselor de Cumpăna, cu aspect aproape granitic sau a gnaiselor lenticulare;

Zona micașisturilor cu granat de Măgura Cîinenilor, alcătuită preponderent din micașisturi cu granat, staurolit și adesea disten, conținând lentile concordante de gnaisi și rareori pegmatite;

Zona micașisturilor de Vemeșoaia, reprezentată printr-un pachet de șisturi micacee cu o interstratificație importantă de calcare, care trece spre nord într-o alternanță de roci cu biotit și muscovit, amfibolite și cuarțite. Caracteristic acestei zone este aspectul microcristaloblastic al șisturilor în evident contrast cu rocile faneroblastice cu granat;

Zona calcarelor cristaline și a paramfibolitelor de Suru, constituită din roci micacee de același tip, interstratificate cu roci amfibolice variate și calcare cristaline cu flogopit sau tremolit;

Zona paragnaiselor cu granat de Șerbota, caracterizată prin abundența granatului, staurolitului și chiar a distenului;

Zona micașisturilor de Valea Satului-Porcești, în care predomină micașisturile larg cristalizate cu clorit, asociate cu bancuri subțiri sporadice de calcare și mai frecvente de amfibolite;

Zona cloritoșisturilor de Poiana Neamțului, în alcătuirea căreia intră predominant șisturi micacee cu clorit și sericit cu interstratificații lentiliforme de calcare slab metamorfozate.

Zonele de șisturi cristaline puse în evidență de Șt. Ghika-Budești în extremitatea vestică a masivului Făgăraș au fost adoptate de R. Dimitrescu (1963), în partea lui centrală, cu unele modificări:

Seria de Făgăraș: zona de Poiana Neamțului (clorit); zona de Vemeșoaia — Valea Satului-Porcești (biotit);

Seria de Cumpăna: zona de Măgura Cîinenilor, zona de Șerbota (granat, staurolit, disten), zona de Cumpăna-Cozia;

Zona de Suru a fost înglobată în zona de Vemeșoaia, iar zona de Șerbota a fost atribuită seriei de Cumpăna.

În partea estică a masivului Făgăraș au fost utilizate aceleași criterii în divizarea terenurilor cristalofiliene (R. Dimitrescu, 1964). În cadrul seriei de Cumpăna au fost deosebite: zona paragnaiselor cu biotit și clorit, uneori cu porfiroblaste de albit, zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav, zona micașisturilor faneroblastice cu staurolit (zona de Măgura Cîinenilor) și zona micașisturilor și paragnaiselor cu granat (zona de Șerbota).

La vest de Olt au fost separate cartografic diferite complexe litologice-petrografice aparținând fundamentului gnaisic de Măgura și formațiunilor cristalofiliene acoperitoare, care ar corespunde seriei de Cumpăna-Cozia: complexul gnaiselor lenticulare biotito-muscovitice, complexul gnaiselor muscovitice și gnaiselor biotitice cu alternanțe de amfibolite, complexul micașisturilor cu granat și staurolit, complexul alternanțelor de gnaisi biotitice, cuarțite feldspatice și micașisturi (Marcela Dessila-Codârcea, 1960—1966).

Seria de Făgăraș a fost încadrată într-un complex cutat — Alutianul — rezultat în urma cutării și metamorfozării formațiunilor unui eugeosinclinal mai vechi decât cel baicalian.

Ideile referitoare la evoluția geologică a cristalinelor de Făgăraș sînt controversate. Ipoteza continuității procesului de metamorfism regional în întregul cristalin al Făgărașului a fost susținută pînă nu de mult. R. Dimitrescu (1963) a pus în evidență o ușoară oblicitate a izogradelor de metamorfism față de nivelele litologice reper. O ipoteză contrarie a fost emisă de Marcela Dessila-Codârcea (1962), prin susținerea transgresivității seriei de Făgăraș — Alutianul — pe un fundament metamorfozat și consolidat anterior aparținînd Lotrianului. Acestei ipoteze i s-a raliat în parte R. Dimitrescu (1967), care a deosebit în cristalinul Făgărașului două etaje structurale; etajul inferior reprezentat prin zona gnaiselor de Cumpăna-Holbav, etajul mediu în care a încadrat celelalte zone de șisturi cristaline aparținînd seriei de Cumpăna și seriei de Făgăraș. Cele două etaje structurale ar corespunde la două cicluri eugeosinclinale.

Una dintre problemele specifice ale cristalinelor Făgărașului, pe care s-au bazat diferitele ipoteze asupra evoluției sale geologice, a fost și aceea a originii amfibolitelor. Ipotezei deri-

vării acestor roci prin metamorfozarea unor depozite marnoase (Șt. Ghika-Budești, 1940; R. Dimitrescu, 1963) și s-a opus ideea unui material premetamorfic vulcanic de compoziție bazică, generat de o etapă inițială geosinclinală (Marcela Dessila-Codarcea, 1965; R. Dimitrescu, 1967).

Problema genezei gnaiselor seriei de Cumpăna a fost de asemenea abordată de diferiți cercetători; ipotezei magmatice (M. Reinhard, 1906—1910; R. Dimitrescu, 1957) și ipotezei migmatice (Șt. Ghika-Budești, 1940; R. Dimitrescu, 1963, M. Arion et al., 1964, 1965) și s-a opus ipoteza derivării diferitelor tipuri de gnaisse de Măgura de la W de Olt, echivalente în parte cu gnaisele de Cumpăna, dintr-un material premetamorfic cu chimism potasic, printr-un proces de metamorfism regional (Marcela Dessila-Codarcea, 1959—1966).

Stabilirea etapelor de metamorfism regional a comportat de asemenea discuții foarte controversate. Ipoteza metamorfismului baicalian al zonei de Poiana Neamțului și prebaicalian al seriei de Făgăraș s.s. și al seriei de Cumpăna (Marcela Dessila-Codarcea, 1964—1966, 1967), a fost completată cu ipoteza a trei faze de metamorfism dintre care prima (prealgonkiană) ar fi situată între etajul inferior și mediu, a doua (assyntică sau caledoniană) ar fi afectat etajul superior ale cărui formațiuni apar în masivul Iezer-Păpușa (seria de Leaota). A treia fază de metamorfism a fost atribuită, pe baza datelor geocronologice, ciclului hercinic. Această fază a produs diaforizarea formațiunilor cristalofiliene care constituie masivul Făgăraș (R. Dimitrescu, 1967).

DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Mezozoic

Formațiunile mezozoice din sectorul meridional al depresiunii Transilvaniei prezintă o dezvoltare redusă și sînt reprezentate prin depozite aparținînd Triasicului mediu și Cretacului inferior, întîlnite numai în foraje, precum și de unii termeni ai Cretacului superior ce constituie apariții restrînse în partea de W a teritoriului.

Triasic mediu (T₂)

Prezența Triasicului mediu în depresiunea Transilvaniei este semnalată numai în foraje; astfel, sonda de la Agnita după ce a străbătut depozite tortoniene a interceptat la adîncimea de 1339 m calcare dure, dolomitice, cu aspect zaharoid, de culoare alb-gălbuie, uneori cenușii și cu numeroase diaclaze umplute cu calcit. Situații similare au fost puse în evidență de forajul de la Feldioara, unde Triasicul se găsește la 1350 m adîncime, precum și pe valea Oltului, în jurul localității Ucea, unde acesta se dezvoltă sub 1613 m adîncime.

Grosimea depozitelor triasice nu a putut fi estimată în aceste foraje. Imediat la N de foaia Sibiu, lîngă localitatea Pogăceaua (foaia 19 Tg. Mureș), depozitele triasice au aproximativ 200 m grosime.

Cretacic inferior (K₁)

Cretacul inferior (Barremian-Aptian inferior) este cunoscut numai prin forajele de la Salcău și Ucea, unde au fost interceptate calcare organogene gălbui și calcare cu *Orbitolina lenticularis* Blum.

Vraconian — Cenomanian (vr-cm)

Cretacul superior apare în perimetrul localității Cisnădioara cu următorii termeni: Vraconian-Cenomanian, Turonian-Coniacian și Senonian superior dispuși transgresiv peste formațiunile cristalofiliene ale munților Cibin și suportînd la rîndul lor depozite neogene.

Sucesiunea litologică atribuită Vraconian-Cenomanianului cuprinde, pe valea Rîușorului (Cisnădioara), gresii calcaroase, dure, de culoare cenușiu-maronie, foarte muscovitice și cu intercalații subțiri de marne cenușii. La partea inferioară a acestor depozite se semnalează radiolari sferici și discoidali în abundență, precum și foraminifere: *Planulina schloenbachi* (Reuss), *Anomalina berthelini* Ten-Dam., *Eggerelina mariae* Ten-Dam., *Glomospirella gaultina* (Berthelin) și *Marsonella oxycona* (Reuss), iar la partea superioară radiolari mai puțin abundenți, alături de rare exemplare de *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi) și *Rotalipora* sp.

Sucesiunea continuă cu siltite marnoase și marne nisipoase, ce trec gradat spre partea superioară la marnocalcare compacte, cenușiu-albicioase cu *Inoceramus cripsi* Mantell, cefalopode și echinoizi. Bogata faună de cefalopode din împrejurimile Cisnădioarei, inventariate de M. Blanckenhorn, cuprinde între altele speciile: *Acanthoceras rhotomagense* (Brong.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Forbesiceras cf. subobtecum* Stol. Nivelul marnocalcarelor cenușiu-albicioase conține speciile: *Rotalipora appenninica* Renz, *R. evoluta* Sigal, *R. montsalvensis* Mornod, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi). Asociația citată cu *Rotalipora appenninica* dar fără *R. reicheli* Mornod, demonstrează că depozitele respective aparțin Cenomanianului, până la Cenomanianul superior exclusiv (Maria Todorjescu et al.).

Turonian — Coniacian (tu-co)

Se atribuie Turonian — Coniacianului un complex litologic constituit din gresii slab cimentate cenușiu închise, marne și marnocalcare cenușiu-albicioase cu inocerami.

Pe valea Rîușorului în gresiile slab cimentate se semnalează speciile: *Globotruncana lapparenti* Brotz., *G. angusticarinata* Gand. și *Praeglobotruncana helvetica* Bolli, asociație care indică prezența Turonianului mediu și superior (Maria Todorjescu et al.).

Senonian (sn)

Sînt atribuite Senonianului conglomeratele și brecciile cu elemente de roci cristalofiliene și cu fragmente de rudiști, care apar la marginea de sud a localității Cisnădioara, în valea Argintului.

Neozoic

Ypresian — Lutetian (y-lt)

Cea mai sudică ivire a depozitelor eocene, din depresiunea Transilvaniei, se întâlnește la Turnu Roșu (Porcești), unde

aceste depozite acoperă direct formațiunile cristalofiliene din nord-vestul masivului Făgăraș.

Îmbrăcînd un facies predominant calcaros, cu material detritic subordonat, depozitele eocene sînt constituite din (1) calcare organogene, albe sau gălbui, cu numeroase mulaje sau cochilii de anthozoare, moluște, echinoide, dinți de selacieni și calcare cu accidente silicioase; cu totul sporadic mai apar (2) conglomerate, în constituția cărora prezența cuarțului alb, fumuriu sau roz este dominantă față de rocile cristalofiliene și gresiile mezozoice, apoi (3) gresii calcaroase micacee cu numuliți mici, asociate cu marne cenușiu-negricease cu același conținut micropaleontologic. Gresiile și marnele constituie în ansamblu un echivalent lateral al calcarelor, într-un facies mai de adîncime.

Fauna abundentă din depozitele de la Turnu Roșu (Porcești) a preocupat pe mulți cercetători încă din secolul trecut (G. Primics, A. Koch). N. Meszaroș, N. Șuraru, Gh. Bombiță și Nița Vlaicu-Tătărim, completează studiul acestei formațiuni și îmbogățesc inventarul paleontologic cu noi genuri de foraminifere (numuliți, orbitoizi, operculine), anthozoare, viermi, briozoare, brahiopode, moluște, echinoizi sau de vertebrate reprezentate prin numeroase genuri de pești sau reptile.

Gh. Bombiță consideră depozitele de la Turnu Roșu (Porcești) echivalente celor de la Albești și pe baza asociațiilor de foraminifere cu: *Nummulites subplanulatus* Hantken și Madarasz, *N. burdigalensis* la Harpe, *N. partschi* la Harpe, *N. laevigatus* Bruguière, *N. atacicus* Leymerie, *Assilina douvillei* Abrard și Fabre, *A. exponens* Sowerby, *Alveolina oblonga* Orb., le atribuie Ypresianului și Lutetianului inferior.

Eocenul a fost semnalat și în forajele ce au străbătut depozitele părții meridionale a depresiunii Transilvaniei; astfel forajele de la Daia și Salcău au întîlnit calcare cu numuliți și calcare roșcate la adîncimea de 940 m, iar în forajul de la Ruși calcare grezoase asociate cu argile roșietice și cenușii. În toate cazurile Eocenul suportă direct Tortonianul, spre deosebire de sectorul Turnu Roșu (Porcești), unde între Eocen și formațiunile tortoniene se interpun depozite burdigaliene și helvețiene.

Burdigalian (bd)

Primul termen al Miocenului, întâlnit în sudul depresiunii Transilvaniei, în împrejurimile localității Sebeșul de Sus, este dispus transgresiv, fie peste formațiunea eocenă de la Turnu Roșu, fie direct peste șisturile cristaline ale munților Făgăraș.

Succesiunea litologică cuprinde în bază o brechie constituită exclusiv din roci cristalofiliene cu liant argilos-nisipos, peste care se dispun marne cenușiu-verzui, muscovitice, cu nivele de marne nisipoase și nisipuri cenușii fine, care spre partea superioară a profilului substituie treptat depozitele marnoase.

Depozitele conțin: *Globoquadrina langhiana* C i t a și *Gelati*, *Martinottiella victoriense* C u s h., *Globigerinoides irregularis* L e R o y, *Turborotalia opima* B o l l i, *T. mayeri* C u s h. și *Ellisov* etc., împreună cu forme remaniate din Cretacic și Eocen (M. Gheorghian et al., 1965). Este o asociație burdigaliană care s-ar putea să cuprindă, la partea superioară a succesiunii, și baza Helvețianului (I. Bucur, 1966).

Helvețian (he)

Depozitele atribuite Helvețianului prezintă o dezvoltare redusă pe marginea de S a depresiunii Transilvaniei, unde stau fie pe formațiunile cristalofiliene, fie pe Burdigalian. Helvețianul este constituit din nisipuri cu intercalații de gresii subțiri și rare lentile de microconglomerate. Microfauna acestor depozite cuprinde speciile *Globigerinoides trilobus* (R e u s s) și *Haplophragmoides scitulus* B r a d y (M. Gheorghian et al., 1965).

În forajele din partea de S a depresiunii Transilvaniei au fost interceptate conglomerate și gresii transgresive pe depozitele mezozoice (la 1370 m adâncime în forajul Feldioara) sau un complex de marne cenușii cu intercalații de gresii, gresii marnoase și conglomerate (forajul Ucea) care au fost atribuite, în ansamblu, Burdigalian-Helvețianului.

Tortonian (to)

Dispuse transgresiv peste termenii mai vechi (formațiunile cristalofiliene ale masivelor Făgăraș și Cibin, formațiunile cretacice din zona Cisnădioara sau cele ale Helvețianului de la sud de localitățile Făgăraș, Sebeșul de Jos, Turnu Roșu), depoziti-

tele tortoniene prezintă, în general, o dezvoltare completă dând posibilitatea unei corelări cu depozitele de aceeași vîrstă din Subcarpații Munteniei.

O succesiune completă pe verticală nu se poate urmări, unii termeni fiind erodați sau acoperiți de depozitele mai noi ale Miocenului sau Pliocenului.

Tortonianul, dezvoltat într-o gamă variată de faciesuri, începe prin brechie și conglomerate sau marne tufacee cu asociații de globigerine: *Orbulina universa* O r b., *Globigerina bulloides* O r b., *Globorotalia scitula* (B r a d y), *Globigerinoides conglobatus* (B r a d y), *Globigerinoides trilobus* (R e u s s), *Biloculina bilobata* (O r b.), ce atestă vîrsta tortonian inferioară (M. Paucă, 1963; Mihaela Gheorghian et al., 1967).

Tuful de Dej, echivalentul marnelor cu globigerine, ce prezintă o largă dezvoltare înspre centrul depresiunii Transilvaniei, în perimetrul discutat, este interceptat de forajele de la Daia și Nucet (NW Săcădate), la adâncimile de 940 m și respectiv 1142 m, stînd pe depozite eocene. Lîngă localitatea Agnita, tuful de Dej se dispune pe formațiuni mezozoice (Triasic mediu) la o adâncime de 1332 m. Dezvoltarea maximă a termenilor inferiori ai Tortonianului este întâlnită în regiunea Cisnădioara, Sadu, valea Sebeșului de Jos, Tălmăciu.

Termenii următori ai Tortonianului sînt constituiți din marne vinete nisipoase, formațiuni lagunare (sare și gips), șisturi angiloase cu radiolari, marne albicioase cu intercalații de tufuri fine, marne nisipoase, nisipuri și pietrișuri.

Marnele conțin asociații de moluște și echinoide, ca: *Lucina*, *Glycymeris*, *Pecten*, *Ostrea*, *Turritella*, *Cerithium*, *Conus*, *Fusus*, *Buccinum* și *Cidaris*.

Faciesul lagunar al Tortonianului este dezvoltat la Ocna Sibiului. El a mai fost semnalat în forajele de la Rotbav, la 1139 m adâncime, Agnita la 1233 m și la N de localitatea Avrig, la 792 m adâncime.

Orizontul angilelor șistoase cu radiolari a fost întâlnit în jurul localităților Viștea, Ucea, Ocna Sibiului, Rășinari, unde se semnalează rare exemplare de foraminifere și radiolari de tip *Spongodiscus*, ceea ce permite paralelizarea cu „biozona cu radiolari” sau zona „T₂ R₂”, răspîndită la exteriorul Carpaților (Mihaela Gheorghian et al., 1967).

Ultimul termen al Tortonianului, orizontul marnelor cu *Spirialis* (*Spirialis subtarhanensis*), este dezvoltat în valea Rășinariilor și are ca echivalent biozona cu *Valvulineria saulcii* Orb.; asociația microfaunistică cuprinde specii de *Martinotala communis* (Orb.), *Sigmoidina tenuis* (Cžjžek.), *Sphaeroidina bulloides* Orb., *S. variabilis* Orb., *Bullimina aculeata* Orb., *B. elongata subbulata* CUSH. și Park., *Elphidium macellum* (Fichtel și Moll.), etc.

Volhinian — Bessarabian inferior (vh+bs₁)

Complexul de strate marno-nisipoase tufacee cuprins între marnele cu *Spirialis* și tuful de Ghiriș este atribuit Buglovianului de către cercetătorii care au studiat formațiunile neogene din depresiunea Transilvaniei.

Buglovianul este semnalat la Ghijeasca de Sus, sub tuful de Ghiriș, unde conține gasteropode de talie mică și o asociație cu *Rotalia beccari* (Linné), *Anomalina grosserugosa* (Gumbel), *Triloculina oblonga* Montagu (A. Vancea, 1960), la N de localitățile Cobar și Galații Făgărașului cu *Bullimina punctata* Orb., *Articulina mayorii* (Cush.), *Asterigerina carinata* Orb. etc. (T. Ichim, 1959) și la Rășinari, peste depozitele Tortonianului superior, având în abundență specia *Cibicides lobatulus* Walker și Jacob (M. Gheorghian et al., 1965).

În sectorul de sud al depresiunii Transilvaniei din cauza ivirilor răzlete și de mică extindere, Buglovianul nu a putut fi conturat cartografic. Întâlnit în sondele de la Ilimbav, Nucet (NW Săcădate), Agnita, deci la N de valea Oltului, grosimea Buglovianului ar fi de 400 m iar în sud, spre masivul Făgăraș, se efilează pînă la 100 m, așa cum relevă forajul de la nord de localitatea Avrig.

Sarmațianul (Volhinian și Bessarabian inferior) prezintă o largă dezvoltare la N de valea Oltului, între Făgăraș și Tălmaci, pe valea Cibinului și cursul inferior al văii Hîrdibaciului. Sub formă de petece izolate Sarmațianul este dezvoltat în jurul localităților Porumbacu de Jos, Sărata, Avrig, etc.

În succesiunea litologică a depozitelor atribuite Volhinianului — Bessarabianului inferior, începînd din bază, se poate urmări un complex de marne cenușiu-albăstrui, uneori cu spăntură concoidală, apoi argile marmoase nisipoase, șistoase, ce alter-

nează cu nisipuri galbene, uneori consolidate, sau chiar nivele grezoase, și două nivele de tufuri albe.

Sucesiunea continuă cu nivele groase de nisipuri galbene cu granulație fină pînă la medie, cu numeroase foite de muscovit și dese concrețiuni și plăci grezoase cu bioglife. Spre partea superioară nisipurile sînt înlocuite de gresii compacte, cu frecvente lentile de microconglomerate.

Partea terminală a depozitelor sarmațiene, este mancată de pietrișuri poligene cu elemente de cuarțite negre și albe, gnaise, pegmatite, șisturi cristaline, deseori consolidate printr-o matrice grezo-calcaroasă.

Vîrsta acestor depozite este atestată de fauna și flora abundentă întîlnită în jurul localităților Daia, Săcădate și Cornițel încă din secolul trecut de către I. Halaváts, A. Koch, Fr. Hauer, G. Stache, C. Andrae și D. Stur. Asociația foarte bogată de plante de la Daia cuprinde între altele, formele: *Cyrtoseira partschi* Sternb., *C. flagelliformis* Ung. și numeroase specii din familiile Cyperacee, Typhacee, Fagacee, Betulacee, Ullmacee, Lauracee, Ericacee, etc. precum și elemente mediteraneene (*Eucaliptus oceanica* Ung.).

În regiunea de la N de Olt (Săcădate, Daia) se cunosc moluște (*Cardium obsoletum* Eichw., *Murex sublavatus* Bast., *Cerithium rubiginosum* Eichw.), împreună cu resturi de insecte (*Formica* aff. *atavina* Heer și *Chrysopha* sp.), și impresiuni de pești (*Clupea stratteiformis* Kramb., *Rhombus bassanianus* Kramb., *Clupea sardinites* Keck., *Strinsia alata* Steind.).

Din depozitele sarmațiene care apar la sud de valea Oltului în regiunea satelor Porumbacu de Jos și Sărata, din marnele cenușii nisipoase, considerate anterior tortoniene, M. Paucă et al. (1965) citează *Syndesmya reflexa* (Eichw.), *Ervilia trigonula* Sok., *Mohrensternia* sp. și *Bulla* sp., forme ce atestă vîrsta sarmațian-inferioară a depozitelor.

Pannonian (pn)

Ultimul termen al Neogenului, Pannonianul, apare dezvoltat în partea de nord-vest a teritoriului, în bazinul mijlociu al văilor Cibin și Hîrdibaciu; depozitele pannoniene acoperă Sarmațianul, Tortonianul și formațiunile cristalofiliene ale munților Cibin.

În succesiunea acestor depozite se recunosc două complexe litologice, unul bazal, marno-argilos și altul superior, grezos nisipos cu pietrișuri (M. Dumitriu, 1964).

Complexul bazal este constituit din marne cenușiu-albicioase sau albăstrui, cu fine foițe de muscovit, marne nisipoase feruginoase cu un abundent detritus vegetal și uneori cu slabe intercalații grezoase. Acest complex întâlnit în valea Hîrdibaciului și în zonele localităților Săcădate, Gușterița (NE Sibiu), Ocna Sibiului, Ghijasca de Jos, conține în abundență specia *Congerina banatica* Hoernes, alături de *Paradacna lenzi* Hoernes, *Limnocardium syrmiese* R. Hoernes, *Provalencienesia* sp., *Planorbis* sp., precum și fructificații de *Pinus kotschuana* Ung. impresiuni de frunze și frecvent vertebre de teleosteeni.

Complexul superior, dezvoltat în continuitate de sedimentare peste cel inferior, îl depășește local acoperind direct termenii Miocenului superior. În jurul localităților Gușterița, Daia și Noul Român, complexul superior este alcătuit din pietrișuri porfirice, cu elemente rotunjite de cuarțite, sisturi cristaline uneori consolidate de un liant calcaros-grezoș, alternând cu nisipuri groșiere, alb cenușii sau gălbui, cu zone oxidate și frecvente conchifere crețieni grezoase.

Depozitele menționate conțin o bogată asociație de melanoside (*Melanopsis martiniana* Férr., *M. bouéi* Férr., *M. pygmaea* Partsch etc.).

La vest de Ocna Sibiului, complexul superior devine predominant nisipos, pietrișurile prezentând un rol cu totul subordonat. Nisipurile sînt de culoare cenușie, uneori oxidate, prezentînd o gamă variată granulometrică și cu un conținut ridicat de muscovit. Stratificația încrucișată denotă aporturi torențiale. În baza acestor nisipuri se întîlnesc lentile de pietriș mărunț și galeți moi din mannele subjacente, iar în partea superioară o alternanță de argile fine cu nisipuri anguloase gălbui.

În regiunea satului Mohu, la partea terminală a complexului superior, se găsesc intercalate două nivele de tufite de grosime redusă (20—25 cm).

Pleistocen superior (qp₃)

Terasele medii și superioare ale Oltului cu aluviuni constituite din pietrișuri și nisipuri sînt cantonate pe malul stîng al văii. Malul drept, supus unei intense eroziuni, este lipsit de acu-

mulări. Terase medii sînt conturate și pe văile Cibin, Sebeș și Sadu.

Depozitele deluvial-coluviiale cu blocuri sînt întîlnite la limita masivului cristalofilian al munților Făgăraș cu depozitele sedimentare.

Bine reprezentate sînt depozitele glaciare din munții Făgăraș ce nu au făcut pînă în prezent obiectul unui studiu detaliat în ceea ce privește cronologia lor.

În cadrul Carpaților Meridionali acest masiv prezintă cea mai evidentă morfologie glaciară (circuri glaciare, lacuri, văi în formă de „U” sau trepte, morene, potcoave, grohotișuri stabile și mobile etc.); fazele glaciare ar fi Riss-Würm. Mai sînt semnalate acumulări nivale, sub formă de potcoavă, de material angular bine sortat. Aceste acumulări prezintă partea mai domoală spre versant și cea abruptă în aval, fapt ce le deosebește esențial de morene. Cea mai tipică formă nivală de acest fel se observă în apropierea lacului Podragu, prezentînd o deschidere de 70 m. Pe valea Bîlei, Boreșcu Mic și Urlea, se întîlnesc potcoave ce alcătuiesc ghirlande (E. Nedelcu, 1959).

Holocen inferior (qh₁)

Depozitele terasei joase, constituite din pietrișuri și nisipuri, sînt separate în lungul văii Oltului (malul stîng) și sînt atribuite Holocenului inferior.

Holocen superior (qh₂)

Depozitele șesului aluvial constituite din acumulări de pietrișuri și nisipuri sînt întîlnite frecvent în lungul văilor principale: Oltului, Cibinului și Hîrdibaciului.

DEPRESIUNEA BREZOI-TITEȘTI ȘI DEPRESIUNEA GETICĂ

Mezozoic

Triasic inferior (T₁)

Localizate în partea de sud a foii Sibiu, la vest de localitatea Brezoi și ca o continuare a celor din foaia Pitești, depozitele Triasicului inferior prezintă următoarea succesiune litolo-

gică: un orizont bazal conglomeratic, cu elemente rulate provenite din roci cristalofiliene epi- și mezozonale, prinse într-o matrice de culoare roșu-violacee, apoi microconglomerate și gresii grosiere cu același liant.

Depozitele detritice suportă un nivel de calcare marnoase, cenușiu-negricioase, stratificate, cu diaclaze umplute cu calcit; subordonat, sub formă de intercalații, apar calcare grezoase. Din acest orizont sînt semnalate speciile: *Myophoria costata* Z e n k., *Macroodus* sp., *Velopecten alberti* G o l d f u s s, *Naticella costata* M ü n s t e r, *Orthoceras elegans* M ü n s t e r, etc. Asociația conferă întregii succesiuni vîrsta werfeniană, fără a fi exclus ca nivelul conglomeratic bazal să aparțină Permianului superior (D e n i s a L u p u și M. L u p u, 1967).

Vraconian — Cenomanian (vr-cm)

Termenii Cretacicului superior sînt dezvoltati sub forma unor fîșii înguste sau ca petece în depresiunea Brezoi-Titești, în împrejurimile localităților Robești, Racovița, pe valea Lotrului, precum și în depresiunea getică pe versantul sudic al munților Ghițu — Frunți.

Entitatea litologică atribuită Vraconian — Cenomanianului apare în colțul de SE al foii Sibiu unde se dispune discordant pe rocile cristalofiliene. Ea prezintă în bază gresii moi, nisipoase, fosilifere, cu *Puzosia* sp., *Aucellina gryphoides* S o w., *Neohybolites minimus* L i s t., apoi marne nisipoase micacee, fosilifere, ce trec gradat la partea superioară în marnocalcare compacte cenușii cu inocerami, fragmente de *Puzosia* sp., *Pholadomya decussata*, etc. (M. Ș t e f ă n e s c u et al., 1965).

Senonian (sn)

Pe rama de nord a depresiunii Brezoi-Titești, de sub conglomeratele eocene apar depozite atribuite Senonianului. Afloimentele sînt situate la E de localitatea Găujani, la S și N de Racovița. Succesiunea depozitelor senoniene din aceste locuri cuprinde breccii cu elemente de șisturi cristaline, calcarenite, calcirudite, marne cenușiu-albicioase cu stratificație evidentă și un complex fosilifer cu orbitoizi, inocerami, hippuriți și *Belemnitella mucronata* S c h l o t h.

În depresiunea getică Senonianul apare în același facies pe valea Brătia, în partea de SE a foii. În schimb, pe versantul sudic al munților Ghițu, la E de valea Argeșului, Senonianul este în facies de Gosau. Aici cuprinde grezo-calcare stratificate cu mulaje de rudiști, inocerami și gasteropode.

Neozoic

Ypresian — Lutetian (y-lt)

Eocenul din depresiunea getică, dezvoltat în facies de molasă, este constituit din trei orizonturi bine individualizate și anume: complexul conglomeratelor inferioare, complexul marnelor roșii și complexul grezo-marnos.

Complexul conglomeratelor inferioare, dispus discordant pe termenii mai vechi, este constituit dintr-un conglomerat breccios bazal conținînd exclusiv elemente de roci cristaline angulare. Către partea superioară se observă frecvente elemente de calcare și gresii mezozoice. Bancurile de conglomerate alternează cu gresii masive sau gresii calcaroase albicioase, ce substituie conglomeratele la partea terminală a complexului bazal. Gresiiile prezintă o textură paralelă, sînt muscovitice și au frecvente bioglife; ele trec gradat la roci pelitice cenușii cu mult muscovit.

Complexul marnelor roșii prezintă, în zona de tranziție la complexul subjacent, bancuri de gresii silicioase, de culoare alb-verzuie, cu numeroase bioglife, apoi gresii cenușii, micacee, fără bioglife urmate de marne roșii-vișinii sau verzi, muscovitice.

Complexul grezo-marnos, cu care se încheie ciclul sedimentar al Eocenului, este constituit din marne cenușii, micacee, care prin alterare devin galben-ruginii, gresii cenușii cu textură paralelă, gresii masive, cenușiu-gălbui cu lentile de microconglomerate și conglomerate; în compoziția acestora participă elemente subangulare de cuarț și roci cristalofiliene, iar în matricea lor au fost întîlnite fragmente indeterminabile de moluște și numuliți.

Pentru depozitele eocene dezvoltate în depresiunea Brezoi-Titești, nu pot fi făcute aceleași separații litologice ca în depresiunea getică, cu toate că se întîlnesc entități litologice co-

mune ; acestea constituie apariții sporadice cu succesiuni incomplete.

După M. Ștefănescu (1965) depozitele eocene din depresiunea Brezoi-Titești, ar fi de vîrstă eocen-medie, sau chiar inferioară ; ele suportă în discordanță Oligocenul.

În afară de faciesul de molasă discutat, Eocenul din depresiunea getică, figurat pe hartă, apare dezvoltat sub facies litoral într-un singur loc și anume la N de localitatea Cîndești (W de Albești), unde este constituit din gresii dure, cenușii, ce suportă calcare grezoase bogate în macroforaminifere (*Nummulites partschi* la Harpe, *N. burdigalensis* la Harpe, *N. distans* Deshayes) urmate de nisipuri cu gresii lenticulare și intercalații subțiri de marne cenușiu-negriceoase.

Rupelian — Aquitanian (rp-aq)

Cea mai completă coloană litologică a depozitelor oligocene din teritoriul foii Sibiu se întîlnește în bazinul Titești.

Oligocenul începe aici cu un pachet de gresii și conglomerate gălbui polimictice, considerat ca fiind echivalent cu „gresia de Corbi“ din depresiunea getică. Gresiiile au în culcuș o brechie sedimentară în care apar blocuri mari de calcare mezozoice, prinse într-o matrice neagră fin micacee. Peste „gresiile de Corbi“, pe o grosime de aproximativ 150—200 m, urmează o alternanță de gresii micacee, gălbui, roci pelitice negricioase, cu spărtură concoidală și disodile, asociate uneori cu calcare sideritice lenticulare. Termenul următor, este format din marne calcaroase cu textură larg curbicorticală, roci care prin culoarea lor cenușie-albicioasă contrastează puternic cu restul depozitelor oligocene. Aspectul litologic al acestor depozite amintește de stratele de Podu Morii sau Vinețișu, din flișul Paleogen al Carpaților Orientali.

În acest bazin partea terminală a Oligocenului nu mai poate fi urmărită din cauza transgresiunii miocene. În bazinul Rîului Doamnei, la N de comuna Slatina, peste seria descrisă urmează argile cenușiu-negriceoase, gresii alb-gălbui, silicioase ; pelite cafenii, disodilice ; marnocalcare sideritice lenticulare și strate subțiri de bentonite. Deoarece în zonele mai sudice (Corbi) bentonitele nu apar decît asociate cu rocile ce stau peste stratele de Podu Morii-Vinețișu, depozitele ce aflurează la nord

de Slatina pot fi și ele considerate ca aparținînd părții superioare a Oligocenului.

Între Rîul Doamnei și localitatea Titești depozite oligocene mai apar de sub conglomeratele miocene, dar ele au o dezvoltare redusă și cu succesiuni incomplete. În acest caz sînt constituite din gresii masive, micacee, gălbui, cu nivele de conglomerate, nivele ce sînt înlocuite succesiv spre partea superioară de pelite negricioase uneori cu aspect disodiliform. Gresiiile masive pot fi echivalate cu „gresia de Corbi“.

Aquitanianul, neseplat cartografic pe foaia Sibiu din cauza dezvoltării sale sporadice și a grosimii reduse, apare sub formă de benzi însoțind întotdeauna aparițiile Oligocenului superior din valea Doamnei. Dezvoltat într-un facies lagunar, este constituit din argile cenușiu-negriceoase, micacee, șistoase, gresii gipsifere și intercalații de gips. Depozite cu același facies apar probabil și în depresiunea Brezoi-Titești la E de Boișoara. Ele sînt considerate sincrone cu depozitele lagunare de vîrstă aquitaniană, din depresiunea getică (M. Ștefănescu et al., 1965).

Burdigalian — Helvețian (bd-he)

Neogenul dezvoltat în depresiunea Brezoi-Titești și depresiunea getică este reprezentat prin termenii Miocenului inferior (Burdigalianul și Helvețianul) ; separate ca entități litologice distincte doar în depresiunea getică, sînt figurate împreună în depresiunea Brezoi-Titești din lipsa datelor paleontologice.

Transgresive peste formațiunile cristalofiliene și paleogene, depozitele atribuite Burdigalian — Helvețianului sînt constituite, începînd din bază, dintr-un pachet de conglomerate cu elemente subangulare, predominant din șisturi cristaline, prinse într-o matrice nisipoasă de culoare verzuie, uneori roșcată, cu intercalații de microconglomerate și chiar nivele discontinui grezoase.

În partea de est a depresiunii, conglomeratele sînt substituite prin gresii în bancuri metrice de culoare alb-cenușie, uneori slab cimentate, de marne cenușii ce alternează cu marne cafenii cu pete roșii sau verzui cu biotit, gresii gipsifere, gipsuri alb-cenușii, lamelare, și cu totul sporadic tufuri.

O limită cartografică nu s-a putut trasa ; depozitele pelitice cu gipsuri și tufuri ar putea fi atribuite Helvețianului, iar con-

glomeratele și depozitele arenacee ar putea reveni Burdigalianului.

În ansamblu, întregul complex miocen inferior este caracterizat printr-o mare sărăcie faunistică.

La est de valea Doamnei, ca și în restul depresiunii getice, Burdigalianul și Helvețianul s-au putut separa cartografic. Astfel Burdigalianului îi revin conglomeratele, pietrișurile și marnele cenușii. Spre deosebire de conglomeratele din bazinul Brezoi-Titești, cele dezvoltate în depresiunea getică, sînt poligene, în afară de rocile cristaline participînd și elemente de calcare jurasice, cretacice și eocene. Helvețianul este alcătuit din marne cenușii și roșii, tufuri albicioase în alternanță cu pachete de gresii și pietrișuri cu structură torențială.

ELEMENTE STRUCTURALE

Carpații Meridionali

Cristalinul Sebeș-Lotru. Munții Lotrului constituie un vast anticlinoriu prebaicalian, ușor deversat spre nord; axa structurii este orientată E — W, afundîndu-se spre E cu oca 20° (O. Schmidt, 1930; H. Savu, 1961—1964). Structura de anticlinoriu este bine evidențiată de diagrama structurală rezultată prin proiectarea polilor foliațiilor. În această diagramă se constată o centură bine exprimată, în care apar două maxime, care indică cele două flancuri ale anticlinoriului. Afundarea axială este evidentă în diagrama structurală în care s-au proiectat valorile lineatiilor; acestea formează un maxim în partea de E, maxim din care rezultă o afundare de 10°—30° în această direcție. Suprapunerea acestui maxim peste polul din diagrama foliațiilor indică că structura de anticlinoriu este primară.

Ulterior, edificiul cutat al munților Lotrului a fost afectat de faze germanotipe, care au produs sisteme de fracturi diferit orientate. Perpendicular pe structură s-a format un sistem de fracturi N — S. Fracturile NE — SW și NW — SE au produs slabe decroșări ale pachetelor de șisturi cristaline. Faliile direcționale, de mică amploare, au determinat deplasări pe verticală.

În munții Cibinului direcția predominantă a șisturilor cristaline este NW — SE, cu înclinări de 30°—80° spre NE. Formațiunea intens metamorfozată a seriei de Sebeș este cutată; în axele anticlinalelor apar de obicei gnaise mixte, iar în sinclinale amfibolite, micașturi și paragnaise (Șt. Ghika-Budești, 1940; V. Arbore și E. Rișă, 1966).

Seria de Sibîșel, baicaliană, constituie la W de Olt o serie de sinclinale înguste, orientate NW — SE. Discordanța față de fundamentul prebaicalian de Sebeș — Lotru este astfel foarte evidentă. Depozitele seriilor de Cisnădioara și de Rășinari, al căror metamorfism regional s-a desăvîrșit în ciclul caledonian, s-au depus pe fundamentul baicalian consolidat.

Cartările efectuate la W de Olt au infirmat ipoteza unei pînze getice unitare (Gh. Munteanu-Murgoci, 1905; Șt. Ghika-Budești, 1940). Din urmărirea relațiilor structurale dintre formațiunile cristalofiliene aparținînd diferitelor serii a rezultat o tectonică complicată de cute, imbricații, încălecări și falii care s-au produs în diferite etape.

Șisturile cristaline au fost repartizate la două mari unități tectonice: unitatea Sebeș-Lotru la constituția căreia participă seriile de Sebeș, Lotru, Sibîșel, Cisnădioara și Rășinari și unitatea Oltului alcătuită din formațiunea gnaisică prebaicaliană de Măgura, suportînd o serie de șisturi cu porfiroblaste de albit. Unitatea Oltului este net delimitată, începînd din bazinul văii Vasilat pînă în valea Uria-Cîineni. Între valea Lotrioara și valea Sadului este mai puțin evidentă, datorită unui sistem de fracturi orientate N — S, care au ridicat horstul Stroești, constituit din formațiuni gnaisice prebaicaliene, intens brecifiate. Planul de dislocație este marcat prin roci cataclazate, milonitizate, uneori chiar prin filonite. Paralel cu linia principală de încălecare s-au produs o serie de linii secundare, care compartimentează ambele unități într-o serie de duplicaturi și digitații (pînza de Rîușoru Cisnădioarei, imbricațiile din bazinul văii Uria-Cîineni).

Absența depozitelor mezozoice, începînd de la Rășinari pînă în valea Lotrului, pe de o parte, și pensarea depozitelor slab metamorfozate ale Paleozoicului inferior sub planul de șariaj, pe de altă parte, a determinat atribuirea unității Oltului uneia dintre fazele de cutare paleozoice. Descoperirea depozitelor triasice la terminația sudică a acestui sistem ruptural, în

Valea lui Stan (Denisa Lupu și M. Lupu, 1967), a confirmat reluarea lui în ciclul alpin și a ridicat problema extinderii acestui ciclu în întregul edificiu al Carpaților Meridionali. S-a conturat astfel o unitate superioară pânzei getice — unitatea supragetică — de vîrstă austriacă, corelabilă cu pînza bucovinică din Carpații Orientali (Al. Codarcea et al., 1967). Planul de dislocație al unității supragetice nu coincide cu acel menționat de A. Streckeisen (1934) la vest de Olt; calcarele considerate mezozoice de acest autor, sînt în realitate mai vechi, aparținînd seriilor cristalofiliene prealpine.

Edificiul poliociclic al cristalinelui Sebeș-Lotru de la vest de Olt a fost afectat, în timpuri mai recente, de diverse sisteme de fracturi. Falii N — S l-au compartimentat în blocuri. Faliile E — W au coborît în trepte fundamentul cristalofilian sub depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei.

Cristalinul Coziei. Direcția structurii cristalinelui prebaicalian al Coziei este aproximativ E — W, curbîndu-se în partea estică a masivului spre NE. Falia Brezoiului a produs ridicarea fundamentului gnaisic vechi și scufundarea bazinului Loviștei. Lungimea faliei este de 80 km. Ea constituie, prin deplasarea pe verticală de cca 1000 m, unul din accidente majore ale Carpaților Meridionali (Șt. Ghika-Budești, 1958). Urmărită longitudinal, se dovedește a fi, la capătul de E, o flexură. Aici ea afectează conglomeratele și marnele eocene, dar se manifestă și între cristalini și marne (G. Murgeanu, 1941). După aceste raporturi rezultă deci că falia Brezoiului este eocenă. Reluarea ei postmiocenă a produs îndeosebi deplasarea verticală în bloc a masivului Coziei, deplasare care a continuat și în Cuaternar. Astfel, începînd din Eocen, creasta Coziei începe să se ridice, constituind un horst impresionant.

Fracturi N — S mai recente compartimentează cristalinelul Coziei producînd ridicarea lui în trepte de la E spre W cu decroșări puțin importante. Toate aceste elemente fac dificilă urmărirea structurii de detaliu a cristalinelui Coziei; cîte anticlinale și sinclinale au fost puse în evidență pe suprafețe reduse. Cea mai importantă structură anticlinală se dezvoltă la S de creasta Coziei, fiind întreruptă de sistemul de falii transversale.

Spre W, cristalinelul Coziei vine în contact cu formațiunea epimetamorfică din Valea lui Stan, de-a lungul unui plan de șariaj, puternic redresat, reprezentînd continuarea unității Oltului de la N de valea Lotrului.

Cristalinul Iezer-Păpușa. Pe foaia Sibiu este figurată terminația periclinală sud-vestică a sinclinalului Călușu. Acest sinclinal este orientat WSW — ENE; axa structurii prezintă o înclinare pronunțată spre E (N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966).

Sinclinalul Călușu este asimetric, flancul său nordic fiind foarte înclinat sau redresat la verticală. În axă apar rocile tufoase ale zonei de Călușu; pe flancuri se dispun succesiv și sisturile cristaline ale zonei de Lerești-Tămaș și ale amfibolitului bazal. Grosimea zonei de Lerești-Tămaș de pe flancul nordic este mult mai redusă decît pe flancul sudic. Acest flanc este complicat, în regiunea Lălu-Pojorîta, printr-un anticlinal orientat WNW — ESE, și un sinclinal de direcție E — W; la constituția acestor structuri participă și sisturile cristaline ale zonei de Lerești-Tămaș.

Structura plicativă a cristalinelui Iezer-Păpușa este afectată de o tectonică germanotipă mai recentă, care a generat mai multe sisteme de fracturi. Sistemul principal de falii figurat pe hartă este orientat E — W; el afectează și depozitele vracono-cenomaniene.

Elementele microtectonice au confirmat tectonica generală bazată pe studiul foliațiilor. S-a constatat că elementele lineare se pot grupa după orientarea lor în două sisteme. Primul sistem, reprezentat prin dungii de clorit, striatii fine și microcute centimetrice este orientat WNW — ESE; al doilea sistem, mai recent, format în special din microcute decimetrice are orientarea NE — SW, în concordanță cu sinclinalul Călușu. Axele microcutelor celui de al doilea sistem indică o afundare de 15°—20° spre ENE. Axele centurilor petrostructurale ale cuarțului din sisturile cristaline ale diferitelor zone și din granitul de Albești (N. Gherasi, R. Dimitrescu, 1964), se corelează cu aceste două sisteme.

Rezultatele obținute în urma cercetărilor complexe efectuate recent în masivul Iezer-Păpușa au condus la stabilirea existenței a două subetaje structurale, corespunzînd celor două

zone de șisturi cristaline. Elementele macrostructurale ale etajului inferior sînt orientate WNW — ESE pînă la NW — SE; în subetajul superior aceste elemente au orientarea NE — SW pînă la ENE — WSW. Elementele lineare mai recente se regăsesc în subetajul inferior; faptul că elemente aparținînd sistemului mai vechi apar și în subetajul superior a determinat recunoașterea caracterului polimetamorfic al zonei Călușu.

Corelarea zonelor de șisturi cristaline din masivul Iezer-Păpușa cu acele care participă la constituția părții centrale și vestice a Carpaților Meridionali și a Munților Apuseni a permis atribuirea subetajului structural inferior al seriei de Leaota etapei inițiale a ciclului baicalian *s.l.* — Biharianul, care ar corespunde Dalstrandianului din scutul baltic; subetajul structural superior al acestei serii revine ciclului caledonian (Marcela Dessila-Codarcea, 1967).

Cristalinul Făgăraș. Cristalinul Făgărașului apare ca un vast anticlinoriu (A. I. Z. Manea, 1960) prebaicalian, flancat spre N și S de sindrinale constituite din formațiunile baicaliene ale seriei de Leaota și zonei de Poiana Neamțului (Marcela Dessila-Codarcea, 1964, 1967). Axa principală a structurii este reprezentată prin anticlinoriul Cumpăna-Holbav, orientat WSW — ENE, care se urmărește din bazinul văii Olutului, pînă la limita estică a hărții (R. Dimitrescu, 1962, 1964, 1967). Inegalitatea celor două flancuri a fost explicată prin înecarea unei mari părți a flancului sudic sub depozitele sedimentare ale depresiunii getice; acesta ar fi reprezentat numai în masivul Iezer-Păpușa. Flancul nordic prezintă o dezvoltare mai completă, fiind constituit din seria prebaicaliană de Făgăraș *s.s.* (alutiană) și din zona sau seria baicaliană de Poiana Neamțului. Peste asimetria structurii se suprapune deci și o asimetrie petrografică.

Această situație nu trebuie privită însă în accepția vechii ipoteze a continuității de sedimentare și metamorfism (Șt. Ghika-Budești, 1940), ipoteză argumentată în ultimul timp pe baza studiilor microstructurale și petrostructurale (R. Dimitrescu, 1964). Încă din anul 1962 (Marcela Dessila-Codarcea, 1964, 1967), s-a arătat că la constituția edificiului cristalofilian al masivului Făgăraș participă formațiuni aparținînd mai multor geosinclinale precambriene,

la cutarea și metamorfozarea cărora au concurat diferite cicluri tectonice. Echivalarea strictă a seriilor sau zonelor de șisturi cristaline de pe cele două flancuri ale „anticlinoriului” Făgărașului nu este posibilă. Fundamentul lotrian de Cumpăna (etajul structural inferior după R. Dimitrescu, 1967), suportă formațiunile mezometamorfice, uneori diaforizate, ale seriei de Făgăraș *s.s.*, alutiană — prebaicaliană (etajul structural mediu). Partea bazală a seriei de Leaota din masivul Iezer-Păpușa (zona de Lerești-Tămaș corespunzînd etajului structural superior), care se dispune spre sud direct peste fundamentul de Cumpăna ar reprezenta într-o nouă concepție formațiunea inițială a ciclului baicalian *s.l.* — Biharianul (Marcela Dessila-Codarcea, 1967). Zona de Poiana Neamțului de pe versantul nordic al masivului aparține părții terminale a Proterozoicului superior, fiind echivalentă cu seria de Gârbova. În constituția acestor serii participă o formațiune de fliș — „metaflișul intracarpatic” (Marcela Dessila-Codarcea, 1966). Metamorfozarea și cutarea ei s-a desăvîrșit în faza finală, antecambriană, a ciclului baicalian sau assyntic.

Prezența în regiunea Rășinari a unei formațiuni inițiale slab metamorfozată aparținînd Cambrianului inferior și echivalarea acesteia cu partea superioară a seriei de Leaota (zona de Călușu-Tămășel), considerată drept un subetaj structural independent, dă indicații asupra manifestării ciclului caledonian în Carpații Meridionali centrali. Astfel problema, foarte controversată în ultimul timp, a metamorfozării seriilor epimetamorfice aparținînd Proterozoicului superior în decursul aceleiași faze, assyntică sau caledoniană (R. Dimitrescu, 1967), este elucidată prin delimitarea termenilor celor două cicluri tectonice menționate.

Ipoteza manifestării ciclului varistic în masivul Făgăraș a fost bazată pe valorile izotopice obținute prin metoda K/Ar. Analizarea datelor K/Ar, pe întregul ansamblu al Carpaților Meridionali, a condus la concluzia generalității procesului de regenerare varistică în această unitate carpatică (Marcela Dessila-Codarcea, H. Savu, 1967).

Edificiul structural al Făgărașului a fost afectat ulterior de faze tectonice cu caracter ruptural. În urma transunerii și asamblării datelor pe foaia Sibiu a reieșit clar fracturarea masei

cristalofiliene prebaicaliene după un sistem principal orientat NNW — SSE. Acest sistem este paralel cu direcția structurilor baicaliene de la W de Olt; el a fost generat foarte probabil de faza finală a ciclului baicalian, reprezentând manifestarea acesteia în fundamentul consolidat mai vechi. Afectarea zonei de Poiana Neamțului de acest sistem ruptural indică reluarea liniilor de dislocație în ciclul caledonian.

Depresiunea Transilvaniei

Fundamentul cristalin al depresiunii Transilvaniei a fost interceptat prin forajele de la Ilimbav și Nucet la adâncimea de 1355 m și respectiv 1870, acoperit de o stivă groasă de formațiuni mezozoice și terțiare care alcătuiesc cuvertura sedimentară.

Faza de diastrofism mezocretacic a avut drept consecință apariția a două accidente tectonice importante, ce determină căderea în trepte, a fundamentului spre nord. Un prim accident tectonic cu direcția E — W (M. Paucă, 1965; M. Săndulescu, 1966) separă compartimentul masivului Făgăraș la S, în poziție înaltă, de un compartiment nordic, platforma Făgărașului, mai coborât. Al doilea accident tectonic, dedus de I. Atanasiu, în urma observațiilor macroseismice (fide Sc. Stoenescu, 1960) și trasat pe baza cercetărilor gravimetrice de Sc. Stoenescu (1960), delimitează platforma Făgărașului, la S, de un sector mai coborât, la N, reprezentând adevărata treaptă de coborâre spre depresiunea propriu-zisă.

După apariția acestor denivelări a urmat o fază de eroziune intensă, care a creat un relief sculptural, acoperit apoi parțial de sedimente paleogene și miocen-inferioare și în cele din urmă de depozitele Tortonianului, care se extind departe spre S, mascând aproape complet formațiunile terțiare mai vechi.

Depozitele tortoniene prezintă o structură homoclinală, cu căderi de 45° la contactul cu șisturile cristaline, dar, care scad repede spre N. Aranjamentul tectonic se complică pentru depozitele de deasupra formațiunii salifere tortoniene, situate la N de valea Oltului, prin structuri în formă de domuri (Ilimbav) sau cute anticlinale disarmonice (Ocna Sibiului).

Depresiunea Brezoi-Titești

Separarea completă a depresiunii Brezoi-Titești de depresiunea getică, a avut loc în timpul Oligocenului superior (faza savică). Acest fapt este argumentat de absența participării elementelor calcaroase în conglomeratele burdigaliene din depresiunea discutată, spre deosebire de cele depuse sincron, la sud de munții Coziei (M. Ștefănescu, 1965).

În timpul diverselor faze de mișcări, formațiunile sedimentare paleogene și neogene dispuse pe un fundament de șisturi cristaline au suferit doar ușoare cutări influențate în parte de relieful preexistent.

Depozitele eocene prezintă o structură simplă, homoclinală, cu căderi în jur de 45°.

Discondanța între termenii paleogeni cauzată de mișcările pireneene, este tradusă prin lipsa unor termeni, fie ai Eocenului superior, fie ai Oligocenului inferior.

La sfârșitul Paleogenului, are loc o puternică eroziune ca urmare a mișcărilor din faza savică, eroziune ce a creat un nou relief, peste care se dispun discordant primii termeni ai Miocenului, Burdigalianul și Helvețianul.

În depozitele eocene din depresiunea Brezoi-Titești s-au identificat câteva structuri mai importante (M. Ștefănescu, 1965):

Anticlinalul Băiașu în NE localității Perișani, cu flancurile constituite din conglomerate eocen-superioare, iar sîmburele din roci cristalofiliene;

Sinclinalul Golul Cireșului, dezvoltat la N de localitatea Spini, prezintă flancurile asimetrice, cel sudic fiind mai redus;

Sinclinalul Cerbului la nord de Boișoara.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Andrae C. (1853) Salsen von Reussen bei Hermannstadt und über die geol. Beschaffenheit des Berges Búdós und seiner Umgebung. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* IV, Viena.
- Andrae C. (1855) Tertiäre Flora von Szákadat und Thalheim in Siebenbürgen. *Abh. d. k. k. geol. R. A.*, II.
- Alexandrescu Gr., Șoigan P. (1962) Observații geologice în reg. Tâlmăciu-Sibiu. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, București.
- Arabu N. (1940) Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvain. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXIV, București.
- Arbore V., Rișa E. (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru elemente rare și disperse în Munții Lotru-Cibin. *Arh. Inst. Geol.*, București.
- Arion M., Anton O., Ceaușu N., Teucă I., Rădulescu L., Rădulescu I. (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în Munții Făgăraș, sectoarele: R. Vîlsan—R. Doamnei, Arpaș, Nimaia. *Arh. Inst. Geol.*, București.
- Arion M., Popa Gh., Ceaușu N., Ignat V., Pitulea G., Ignat D., Andrei A., Teodorescu V. (1965) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase și elemente rare și disperse în reg. Izvoarele Argeșului—Rîul Vîlsan (Munții Făgăraș). *Arh. Inst. Geol.* București.
- Bîrlogeanu M. (1958) Raport geologic asupra cercetărilor geologice din regiunea de la E de Sibiu. D.G.G.M. Mediaș.
- Bombiță Gh. (1963) Contribuții la corelarea Eocenului epicontinental din R.P.R. Ed. Acad. București.
- Bucur I., Grăf I. (1958) Cercetări geologice în regiunea Șeica Mare—Sibiu—Avrig—Ilimbav. M.I.P.Ch., *Arh. Com. Geol.*
- Bucur I. (1966) Asupra prezenței Burdigalianului din zona Sebeșul de Jos. *D. S. Com. Geol.*, LII/1 (1964—1965), București.
- Cantuniari Șt. (1926) Studii geologice în reg. Porumbacu-Arpaș. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, IX, București.
- Cernea G. (1951) Raport geologic asupra reg. Noul Român—Rodbav—Felmer, Făgăraș. *Arh. Com. Geol.*, București.
- Chivu C., Teucă I. (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în reg. V. Arpașul Mic—V. Laița (M. Făgăraș). *Arh. Inst. Geol.*, București.
- Ciocănelea R., Hîrlea N. (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice tehnice pentru calcare și dolomite cristaline pe versantul nordic al Munților Făgăraș—reg. Brașov. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Ciocănelea R., Hîrlea N. (1965) Raport geologic tehnic preliminar asupra zăcămintului de marmură de pe V. Porumbacului, Raion Sibiu, reg. Brașov. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Ciupagea G. (1935) Nouvelles données sur la structure du bassin Transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, București.
- Ciupagea D. et al. (1962) Perspective de țitei și gaze ale depresiunii Transilvaniei. *Arh. Com. Geol.* București.
- Codarcea Al., Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) *Ghidul excursiilor Cong. U. al Asoc. Carp.-Balc. Carpații Meridionali*, București.
- Codarcea Al., Lupu M., Codarcea-Dessila Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpații meridionali. *Stud. și Cerc. de geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 12, 2. București.
- Codarcea-Dessila Marcela, Dragomir N. (1960) Raport geologic asupra regiunii Brezoi-Călinești (munții Lotrului). *Arh. Inst. Geol.* București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1961) Contribuții la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților Meridionali centrali la vest de Olt. *Stud. și Cerc. de geol., geof., geogr., Ser. geol.*, VI/3, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1962) Cartări, revizuri și coordonări în cuprinsul foii 85—Cîineni. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1962) Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi—Călinești—Robești. *Com. Acad. R.P.R.*, XII, 5, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1963) Cercetări geologice în regiunea Tălmăcel (Carpații meridionali centrali). *Arh. Inst. Geol.* București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1964) Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (reg. Rășinari—Cisnădioara—Sadu). *An. Com. Geol.*, XXXIV, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1965) Studiul stratigrafic, litologic și tectonic al șisturilor cristaline din bazinul inferior al văii Lotrioara (reg. Turnu Roșu). *Arh. Inst. Geol.* București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1965) Cîteva probleme privind stratigrafia precambrianului din Carpații românești. *Stud. și cerc. de geol., geof., geogr., ser. geol.*, 10, 2, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1965) Studiul geologic și petrografic al reg. Rășinari—Cisnădioara—Sadu. *Mem. Com. Geol.*, VI, București.

- Codarcea-Dessila Marcela (1966) Studiul stratigrafic, litologic și tectonic al șisturilor cristaline din bazinul râului Vadul. Arh. Inst. Geol. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1966) Problema orizontării și răspândirii Rifeanului în România. *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rev. roum. de Géol., Géophys. et Géogr., Série de Géol.*, 11, 1, București.
- Codarcea-Dessila Marcela, Iliescu Violeta (1967) Asupra prezenței depozitelor metamorfizate ale Paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali. *Stud. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geol.*, 12, 2, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) Contribuții la evoluția prealpină a unora dintre masivele cristalofiliene din România. *Stud. și cerc. de geol., geof., geogr., Seria geol.*, 12, 2, București.
- Codarcea-Dessila Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații meridionali. *Stud. și Cerc. de geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 12, 2, București.
- Dimitrescu R. (1958) Raport asupra cercetărilor geologice din estul Munților Făgăraș. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimitrescu R., Pitulea G., Manea A., Trifulescu M. (1957) Raport asupra cercetărilor din masivul cristalin al Făgărașului. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimitrescu R. (1959) Raport geologic asupra lucrărilor de cartare și prospecțiuni din masivul Făgăraș. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimitrescu R. (1960) Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice în Munții Făgărașului. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimitrescu R. (1961) Raport asupra prospecțiunilor din Munții Făgăraș, sectorul Ezer-Păpușa. Arh. Inst. Geol. București.
- Dimitrescu R. (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *D. S. Com. Geol.*, XLVII, București.
- Dimitrescu R. (1963) Structura părții centrale a Munților Făgăraș. *Asoc. geol. Carp.-Balc., Congr. U. Comunic.*, II, București.
- Dimitrescu R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Dimitrescu R. (1967) Mineralizațiile plumbo-zincifere de la Arpaș și Porumbacu în cadrul structurii munților Făgărașului. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/2, București.
- Dimitrescu R. (1967) Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș. *Comunic. Soc. Șt. Nat. și Geogr.*, IV, București.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Radu Otilia, Zotta Victoria, Chirițescu Maria (1963) Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de K, în Bazinul Transilvaniei, Reg. Câța, Racoșul de Jos, Canara, Vlădeni-Făgăraș. Arh. Com. Geol. București.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Cehlarov Aura, Radu Magdalena, Tiutiuca Silvia (1964) Raport de prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în SV bazinului Transilvaniei între Noul Român și valea Mureșului. Arh. Com. Geol. București.
- Dimofte C., Mareș I. (1957) Raport asupra prospecțiunilor geologice și geochimice executate în extremitatea vestică (versantul nordic) al munților Făgăraș (1956—1957). Arh. Inst. Geol., București.
- Dimofte C. (1958) Raport asupra cercetărilor geologice în Cristalinul versantului nordic al Munților Făgăraș între valea Oltului și Vf. Surul. Arh. Inst. Geol. București.
- Dragoș V. (1949) Raport geologic asupra cercetărilor executate în V. Argeșului în vederea amenajărilor hidroelectrice. Arh. Com. Geol., București.
- Dragoș V. (1954) Asupra structurii geologice dintre R. Doamnei și R. Tîrgului. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București.
- Gheorghian M., Gheorghian Mihaela (1965) Urmărirea de profile deschise pe rama de sud a Bazinului Transilvaniei. Arh. Inst. Geol. București.
- Gheorghian Mihaela, Gheorghian M., Iva Mariana (1967) Aspecte microfaunistice și considerații paleogeografice cu privire la Tortonianul din împrejurimile Sibiului (Bazinul Transilvaniei). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1, București.
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. Geol.*, XLIX, București.
- Gherasi N., Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Stat Geol.*, XXXV, București.
- Ghika-Budești Șt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. Carpates Méridionales, Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- Ghika-Budești Șt. (1935) La transgression tertiaire sur le bord des Carpates Méridionales entre l'Olt et le Vîlsan. *C. R. Inst. Geol. Rom.*, XXXII, București.
- Ghika-Budești Șt. (1940) Les Carpates méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Paring et le Negoii. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- Ghika-Budești Șt. (1958) Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia. *Acad. R.P.R., Stud. și cerc. geol.*, III, 1—2, București.
- Giurcă V. (1966) Briozoarele tortoniene de la Tălmăcel și Cisnădioara-Sibiu (VIII). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Ser. Geol.-Geogr.*, fasc. 1, Cluj.
- Hauer Fr., Stache G. (1963) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Hauer Fr. (1868) Über das Alter der Schichten von Szakadát und Talheim. *Jahrb. d. k. k. geol., R. A.*, XI, Budapesta.

- Ichim Tr. (1959) Cercetări geologice în reg. Ocna Sibiului — Sebeș — Alba Iulia. I.P.G.G., București.
- Ilie M. (1953) Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Aind, Teiuș, Alba Iulia, Ocna Sibiului). *D. S. Com. Geol.*, XXXVII (1949—1950). București.
- Ilie M. (1954) Cercetări geologice în regiunea Sebeș — Sibiu — Avrig. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București.
- Ilie M. (1955) Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (reg. Alba Iulia, Sibiu, Făgăraș, Rupea). *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.
- Ilie M., Stoenescu Sc. (1955) Structura geologică în SW cuvetei Transilvaniei. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București.
- Koch A. (1894—1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgische Landesteil. Budapesta.
- Lobonțiu E., Selagian V. (1926) Asupra problemei sării în Transilvania. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VIII. București.
- Lupu Denisa, Lupu M. (1967) Prezența Werfenianului în Carpații Meridionali centrali (Valea lui Stan). *Stud. și Cerc. geol., geof., geogr., Seria Geol.*, 12, 2. București.
- Manea A.I. (1962) Studiu geologic și petrografic în regiunea Sîmbăta-Arpaș (masivul Făgăraș). *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960). București.
- Mareș I. (1958) Raport asupra cercetărilor geologice în Cristalinul din bazinul Rîului Porumbac-Munții Făgăraș.
- Mareș I. (1960) Raport asupra cercetărilor geologice din reg. cursului superior al văii Topologului (Munții Făgăraș). *Arh. Com. Stat Geol. București.*
- Marinescu C., Marinescu Magda (1963) Raport geologic tehnic asupra calcarelor de pe versantul de Nord al Munților Făgăraș în zona Breaza-Arpaș. *Arh. Com. Stat Geol. București.*
- Mészáros N. (1960) Stratigraphie und Molluskenfauna d. Eozänablagerungen von Porcești, *N. Jb. Geol. Paläont.*, Nr. 5. Stuttgart.
- Mrazec L. (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Științe București*, An. VI. București.
- Mrazec L. (1900) Contribution à l'étude de la Dépression Subcarpatique. *Bul. Soc. Științe București*, An. IX. București.
- Mrazec L. (1904) Asupra vârstei brecei de Brezoi. *Bul. Soc. Științe An.* XIII, 1 și 2. București.
- Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure de bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des excursions Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates*. București.
- Munteanu Murgoci G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Karpates méridionales. *C. R. Ac. Paris*. 4. Paris.
- Murgeanu Gh. (1941) Recherches géologiques dans Valea Doamnei et valea Vîlsanului (Munténie Occidentale). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVI. București.

- Naumova Sofia Nicolaeva, Codarcea Dessila-Marcela, Iliescu Violeta (1962) Asupra prezenței Rifeanului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali. *Com. Acad. R.P.R.*, XII, 11, București.
- Nedelcu E. (1959) Aspecte structurale și litologice în morfologia glaciară a Munților Făgăraș. *Probl. de geografie*, VI. București.
- Neugeboren L. (1851) Die vorwettichen Squalidenzähne aus den Grobkalk bei Portsesd. *Arh. Ver. f. siebenb. Landeskunde*, Bd. IV, H. 2—3. Sibiu.
- Neugeboren L. (1851) Bemerkungen über die fossilen Fische von Szakadat. *Verh. u. Mitt. Siebenb. Ver. Naturw.*, III. Sibiu.
- Pavelescu L. (1955) Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII. București.
- Pavelescu L. (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *An. Rom. Sov. București.*
- Paucă M. și colab. (1963) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în zona de sud a bazinului Transilvaniei. (Făgăraș — Noul Român — Avrig). *Arh. Com. Geol. București.*
- Paucă M., Clemens A., Tiutiuca S. (1965) Cercetări geologice pe marginea de S a depresiunii Transilvaniei. *D. S. Com. Geol.*, LI/1 (1963—1964). București.
- Paucă M., Dinescu Silvia (1967) Date noi privind geologia ramei Munților Cibinului între Rășinari și Sibiușel. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1 (1965—1966). București.
- Paucă M., Cehlarov Aura (1966) Asupra prezenței unor blocuri de micașist pe Valea de Mijloc la Săcădate-Sibiu. *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/1, (1964—1965). București.
- Popescu Voitești I. (1919) La nappe du conglomérat de Bucegi dans la vallée de l'Olt avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, VII (1914). București.
- Popescu-Voitești I. (1908) Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelor dintre Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.* II. București.
- Posepny Fr. (1869) Anhidrit im Steinsalz von Vizakna (Ocna Sibiu) in Siebenbürgen. *Verh. k. k. geol. R. A.* Budapest.
- Pitulea G., Arion M., Ionescu D. (1960) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru aur în masivul Cozia-Frunții. *Arh. Inst. Geol. București.*
- Pitulea G., Arion M. (1960) Raport asupra prospecțiunilor pentru disten în Munții Făgăraș. *Arh. Inst. Geol. București.*
- Pitulea G. (1960) Raport asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice în Masivul Făgăraș (Zona de izvoare a R. Doamnei). *Arh. Inst. Geol. București.*
- Pitulea G. (1961) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru mine-reuri neferoase în reg. Moldovanu-Urlea-Breaza-Munții Făgăraș. *Arh. Inst. Geol. București.*

- Primics G. (1835) Die geologische Verhältnisse an Fogorascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirge. *Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Anstalt.* Bd. VI. Budapesta.
- Reinhard M. (1906) Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpanten. *Bul. Soc. Științe. București*, XV. București.
- Reinhard M. (1911) Die Kristallinen Schiefer des Făgăraș Gebirges in den rumänischen Karpaten. *An. Inst. Geol. Rom.*, III. București.
- Redlich K. (1896) Geologische Studien in Rumänien. *Verh. d. k. k. geol. R. A.* Wien.
- Redlich K. (1898) Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzthales in Rumänien. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.*, Bd. 49. Wien.
- Savu H. (1961—1962) Studii geologice în cuprinsul foii 85 (Cîineni) sc. 1:100.000. Studiul geologic și petrografic al bazinului V. Păscoaia (Munții Lotrului). *Arh. Inst. Geol. București*.
- Savu H. (1962) Cartări, revizuri și coordonări în cuprinsul foii 85 Cîineni. Raport geologic asupra cercetărilor din reg. Mălaia (Munții Lotrului). *Arh. Inst. Geol. București*.
- Savu H. (1964) Studiul geologic complex al Carpaților meridionali. Studiul șiturilor cristaline din zona Voineasa-Rudaru (1:200.000, XVI-Sibiu). *Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu M. (1966) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalin al Făgărașului. *D. S. Com. Stat Geol.*, LII/2. București
- Schmidt O. (1930) Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII. București.
- Schrodt F. (1893) Die Foraminiferenfauna des miocänen Molassensandstein von Michelsberg (Cisnădioara) unweit Hermannstadt (Sibiu). *Ber. Senkenb. Naturf. Ges.*
- Stoenescu Sc. (1960) Asupra semnificației unor raporturi gravimetrice majore în sudul bazinului Transilvaniei. *Acad. R.P.R. St. și Cerc.* V/3. București.
- Stoenescu Sc. (1962) Prospekțiuni gravimetrice în SW Transilvaniei *Stud. Tehn. și Econ. Seria D*, 4. București.
- Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII. București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, București.
- Stur D. (1867) Fossile Pflanzen von Vale-Scobinos bei Kornicee (Cornățel) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*
- Ștefănescu M., Ștefănescu Marina, Ștefănescu Cecilia, Avram E. (1965) Prospekțiuni pentru hidrocarburi în zona depozitelor cretacee și paleogene dintre Valea Dîmboviței și Valea Oltului. *Arh. Inst. Geol. București*.
- Ștefănescu S. (1897) Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. Lille.
- Șuraru N., Șuraru Maria (1966) Asupra unor resturi de pești eoceni din Bazinul Transilvaniei. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, Serie geol.-geogr.* fasc. 1. Cluj.
- Șuraru N., Gábos L., Șuraru Maria (1967) Contribuții la cunoașterea Clipeastridelor eocene. *Acad. R.S.R. Studii și Cerc., Ser. geol. geof. geogr.* 12, 1. București.
- Teucă I. (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în partea de E a masivului Făgăraș — sectorul Nimaia. *Arh. Inst. Geol. București*.
- Tocorjescu Maria, Gheorghian M., Gheorghian Mihaela Contribuțiuni la cunoașterea Cretacului de la Cisnădioara (Sibiu). *D. S. Com. Stat Geol.* (sub tipar).
- Turculeț L. (1955) Cartare geologică între Rîurile Topolog și Argeș (reg. Sălătruc — Curtea de Argeș). *Arh. Inst. Geol. București*.
- Vancea A. (1960) Neogenul din Bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Vlaicu Nița Tătărim (1965) Date noi asupra Paleogenului de la Porcești. Ses. științ. a cadrelor didactice Univ. București. Fac. Geologie.
- Wachner H. (1931) Geomorphologische Studien im Flussgebiet des Olt. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj*, IV. Cluj.