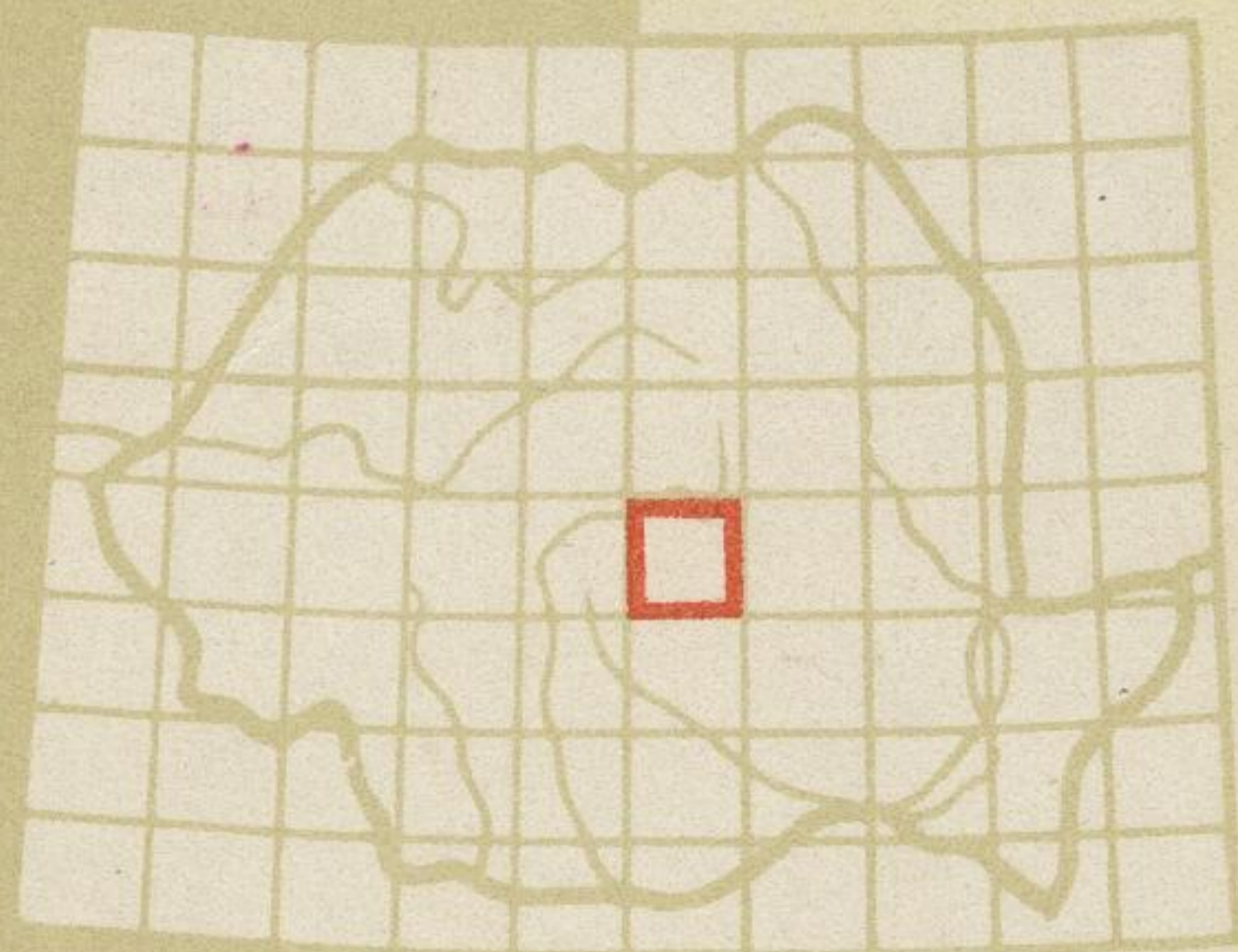


REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

28

HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000

BRAȘOV



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

9/2:526 (R)
B-N

REPUBLICA SOCIALISTĂ
ROMÂNIA

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1:200.000

BIBLIOTECA
SOC. DE ȘTIINȚE GEOGRAFICE
DIN R. S. R.
Nr. 377 Anul 1979

BIBLIOTECA
SOC. DE ȘTIINȚE GEOGRAFICE
DIN R. S. R.
Nr. 377 Anul 1979

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

1:200.000 BUCUREȘTI
1968

B-8
1978:10

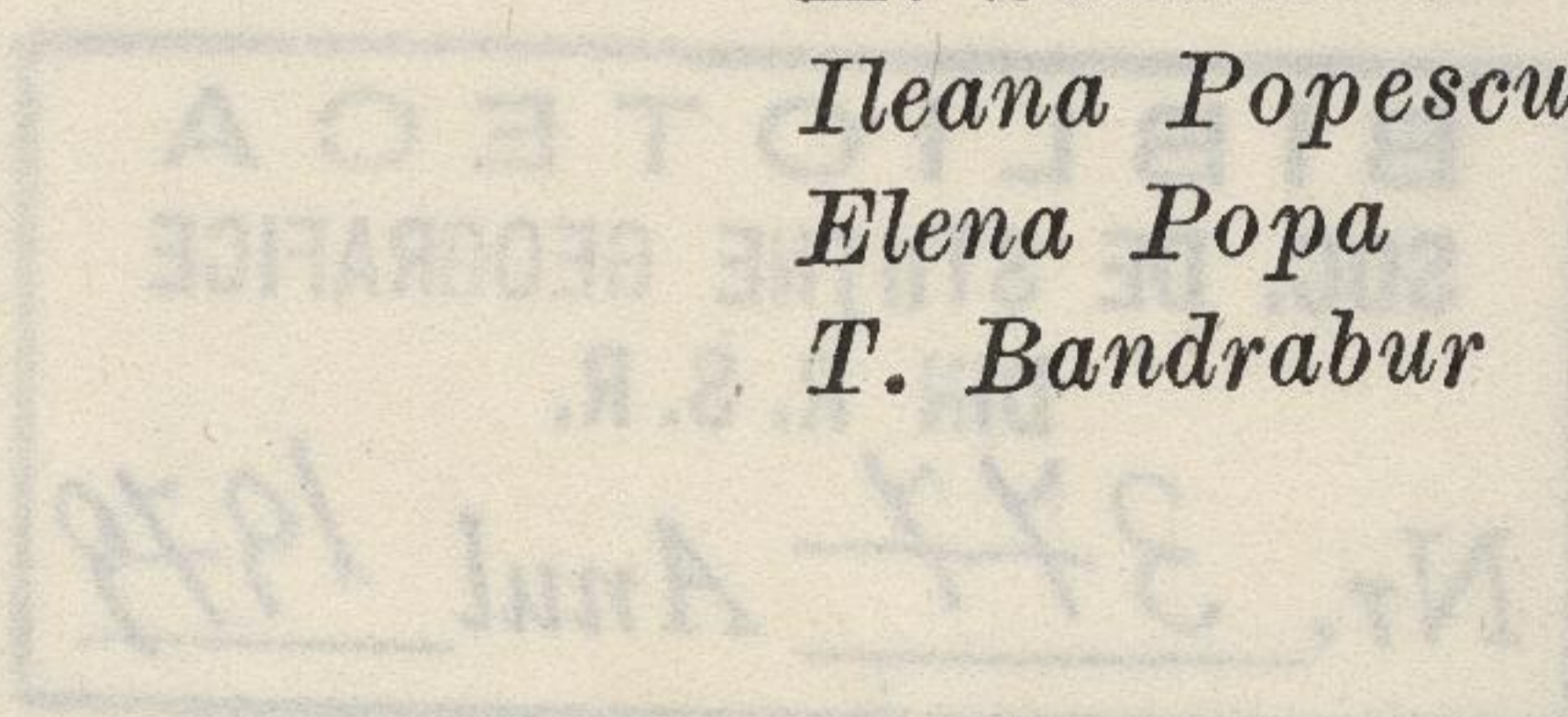
REDACTIA HARTII BRAȘOV

Redactori coordonatori :

D. Patrulius
R. Dimitrescu
Marcela Dessila-Codarcea

Redactori :

D. Patrulius
N. Gherasi
M. Săndulescu
Ileana Popescu
Elena Popa
T. Bandrabur



HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1 : 200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ
R O M Â N I A

CUPRINSUL

Introducere	HARTA GEOLOGICĂ	7
Istoricul cercetărilor		7
Caracterizare morfologică	Scara 1 : 200.000	12
Caracterizare geologică		14
Stratigrafie, petrografie, magmatism		18
Ante-Proterozoic superior	L-35-XX	15
Proterozoic superior - Paleozoic (ante-Carbonifer)		16
Paleozoic		20
Carbonifer	20. BRAȘOV	20
Permian (P)		21
Magmatite precambriene și paleozoice		21
Mezozoic		23
Pinza transilvăneană (sau a munților Perșani)		23
Campilian (ca)		23
Anisian (an)		24
Ladinian (ld)		24
Carnian - Norian (ca + no)		24
Hettangian - Sinemurian (he + si)		25
Pliensbachian - Toarcian (pl + to)		25
Bathonian - Callovian (ba + ca)		25
Mădăria (Mădăria) - (Mădăria) - (Mădăria)		25
Săliște (sa)		26
Campilian - Anisian (ca + an)		26
Toarcian - Ladinian (to + la)		27
Callovian (ca)		27
Neocomian (ne)		28
Barremian - Aptian inferior (ba + ai)		28
Aptian superior (ap)		28
Albian (al)		29

Notă explicativă
de : *D. Patrulius*
R. Dimitrescu
N. Gherasi

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC
BUCUREȘTI
1968

ROMANIA

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1:200.000

Redactori coordonatori:

L-38-XX

D. Patrulius

SO. BRAȘOV

Redactori:

Notă explicativă

de: D. Patrulius

R. Demitrescu

N. Ghervas

D. Patrulius

N. Ghervas

M. Săndulescu

Ilona Popa

Elena Popa

T. Bandraș

Redactori: MARGARETA PELTZ și MAGDALENA IORDAN

Traducător: L. DUMITRIU, D. PATRULIUS

Data la cules: iunie 1968. Bun de tipar: iulie 1968. Tiraj: 2.000 ex. Hârtie cartografică tip. III 50 g/m². Format 69x100. Coli tipar: 8 3/4. Com.: 267. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

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

Introducere	Pag. 7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	12
Caracterizare geologică	14
Stratigrafie, petrografie, magmatism	15
Ante-Proterozoic superior	15
Proterozoic superior — Paleozoic (ante-Carbonifer)	18
Paleozoic	20
Carbonifer (C)	20
Permian (P)	21
Magmatite precambriene și paleozoice	21
Mezozoic	23
Pinza transilvană (sau a munților Perșani)	23
Campilian (wc)	23
Anisian (an)	24
Ladinian (ld)	24
Carnian — Norian (cr + no)	24
Hettangian — Sinemurian (he + si)	25
Pliensbachian — Toarcian (pl + tc)	25
Bathonian — Callovian (bt + cl)	25
Masivul Girbova (unitatea bucovinică) — Culoarul Vlădeni — Masivul Făgăraș	25
Seisian (ws)	26
Campilian — Anisian (wc + an)	26
Toarcian — Aalenian (tc + aa)	27
Callovian (cl)	27
Neocemian (ne)	28
Barremian — Apțian inferior (br + ap ₁)	28
Apțian superior (ap ₂)	28
Albian (al)	29
Vraconian — Cenomanian (vr + cm)	30
Turonian — Senonian (tu + sn)	30
Culoarul Dimbovicioarei și masivele Bucegi (partea de vest) și Postăvaru — Piatra Mare	31
Triasic inferior (T ₁)	32
Anisian (an)	32

	pag.
Ladinian (ld)	32
Jurassic inferior (J ₁)	33
Aalenian — Bajocian (aa + bj) și Aalenian-Bathonian (aa — bt)	34
Callovian — Oxfordian (cl + ox)	35
Callovian — Tithonic (cl-th) și Kimmeridgian-Tithonic (km + th)	36
Neocomian (ne)	38
Barremian — Apțian inferior (br + ap ₁) și Neocomian Apțian inferior (ne - ap ₁)	39
Apțian superior (ap ₂)	39
Albian (al)	40
Vraconian — Cenomanian (vr + cm)	40
Turonian — Senonian (tu + sn)	41
Pinza de Ceahlău și unitatea de Bobu	42
Neocomian (ne)	42
Barremian — Apțian inferior (br + ap ₁) și Apțian superior (ap ₂)	43
Barremian — Apțian (br + ap)	43
Albian (al) și Barremian — Albian (br-al)	44
Vraconian — Cenomanian (vr + cm)	45
Turonian — Coniacian (tu-co)	46
Santonian — Maestrichtian (st-ma)	46
Pinza flișului curbicortical sau de Teleajen	46
Albian — Vraconian (al + vr)	46
Vraconian — Cenomanian (vr + cm)	47
Turonian — Coniacian (tu + co)	47
Vraconian — Coniacian (vr - co)	48
Santonian — Maestrichtian (st - ma)	48
Magmatite mezozoice	49
Neozoic	50
Paleocen — Ypresian (Pg ₁ + y)	50
Lutețian — Priabonian (lu + pr) și Priabonian (pr)	50
Oligocen (ol)	51
{ Helvețian (he)	51
Tortonian (to)	52
Sarmatien (sm)	52
→ Levantin (lv)	52
Pleistocen inferior (qp ₁)	53
Pleistocen mediu (qp ₂)	54
Pleistocen superior (qp ₃)	54
Holocen inferior (qh ₁)	55
Holocen superior (qh ₂)	55
Magmatite neozoice	56
Elemente structurale	57
Unitățile zonei cristalino-mezozoice	57
Unitățile zonei flișului	60
Depresiunile intracarpătice	62
Indicații bibliografice	63

INTRODUCERE

Teritoriul reprezentat pe foaia Brașov este limitat la W de meridianul 25° longitudine estică care trece la W de localitățile Lovnic și Hîrseni; la N de paralela 46° latitudine nordică care trece la N de localitățile Lovnic, Hoghiz, Aita-de-Mijloc; la E de meridianul 26° longitudine estică care trece la E de localitățile Dalnic și Vama Buzăului; la S de paralela 45°20' latitudine nordică care trece la S de localitățile Sinaia și Dragoslavele. În cadrul acestui teritoriu sînt reprezentate multiple unități structurale și formațiuni foarte diverse, anume: șisturi cristaline ante-carbonifere, depozite paleozoice, depozite mezozoice carbonatate și detritice (ultimele formînd, în parte, serii groase de fliș), depozite neozoice, inclusiv formațiuni cuaternare larg dezvoltate, în sfîrșit magmatite precambriene și paleozoice, mezozoice și neozoice.

Istoricul cercetărilor

Sînt puține regiuni carpatice care să fi făcut obiectul unor referințe atît de numeroase în literatura geologică, ca teritoriul reprezentat pe foaia Brașov. Cercetarea geologică a acestui teritoriu s-a desfășurat pînă acum în patru mari etape.

În prima etapă (1780—1863) se înscriu observații izolate, mineralogice, stratigrafice, paleontologice, mai ales sub formă de note de călătorie, datorite lui Fichtel, Boué, Lillienbach, Staszyc, Andrae, Hauer, Bielz, Meschendorfer (bibliografie mai completă în V. Popovici-Hatzeg, 1898). Lucrarea cu caracter de sinteză a lui Fr. Hauer și G. Stache, apărută în 1863 și cuprinzînd o hartă geologică în culori cu separațiuni geognostice și cronostatigrafice, marchează începutul unei noi etape.

În această a doua etapă (1863 —1927) în afară de note cu observații stratigrafice și mineralogice izolate, mici inventare paleontologice, informații sumare privind formațiunile de fliș, datorite lui Fr. Herbich, E. Suess, Fr. Hauer, Gr. Ștefănescu, C. M. Paul, E. Tietze, Gr. Cobălcescu, V. Uhlig, F. Wähler, N. Andrusov, K. Redlich, V. Popovici-Hatzeg, I. Simionescu, Fr. Toula, K. Redlich (bibliografie în V. Popovici-Hatzeg, 1898), E. Vadász (1911), sînt elaborate și lucrări paleontologice cu caracter monografic (Fr. Herbich, 1878, 1888; I. Simionescu, 1898, 1899, 1905; V. Popovici-Hatzeg, 1899, 1905; E. Vadász, 1909; E. Jekelius, 1915—1916), studii geologice mai detaliate privind anumite masive muntoase (E. Jekelius, 1914, 1915, 1916, 1919, 1926; D. M. Preda, 1925), ca și lucrări de sinteză geologică regională (Fr. Herbich, 1878, V. Popovici-Hatzeg, 1898). Cel de al doilea Congres al Asociației pentru avansarea geologiei Carpaților (1927), marchează, prin sinteza cunoștințelor acumulate pînă atunci, sfîrșitul acestei etape care înscrie un progres substanțial privind stratigrafia formațiunilor mezozoice carbonatate și detritice din „zona cristalino-mezozoică”, dar nu oferă decît date sumare privind formațiunile cristalofiliene (M. Reinhard, 1911 a și b) și formațiunile de fliș din teritoriul figurat pe foaia Brașov.

În cursul celei de a treia etape (1927 —1950) sînt elaborate lucrări geologice de sinteză ilustrate cu hărți detaliate (E. Jekelius, 1938, N. Oncescu, 1943) ca și ample monografii paleontologice (E. Jekelius, 1932, 1936). O nouă concepție este avansată cu privire la structura munților Perșani de către D. M. Preda și M. Ilie (1940) care demonstrează existența unei pînze de șariaj în această regiune. Cunoștințele cu privire la formațiunile cristalofiliene, completate cu observațiile lui O. Schmidt (1930 a și b) și N. Oncescu (1942), ca și cele privind formațiunile de fliș, rămîn totuși puțin evaluate.

Cea de a patra etapă de cercetare marchează un progres substanțial al cunoștințelor prin sporirea considerabilă a inventarului paleontologic privind în special faunele formațiu-

nilor cretacice (D. Patrulius, 1952, 1963 a; G. Murgeanu, D. Patrulius, 1957; Jana Săndulescu, 1967; T. Neagu, 1966), prin studii stratigrafice de detaliu referitoare la formațiunile de fliș (Gr. Popescu, 1958; G. Murgeanu, D. Patrulius, 1959; G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959; G. Murgeanu et al., 1961; G. Murgeanu et al., 1963; M. G. Filipescu, T. Neagu, 1956; M. G. Filipescu et al., 1963; M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963), prin cercetări sedimentologice (N. Panin et al., 1963; D. Patrulius, 1963 b; G. Murgeanu et al., 1963), prin cercetările detaliate privind stratigrafia și structura formațiunilor cristalofiliene și sedimentare din masivele muntoase ale zonei cristalino-mezozoice (N. Gherasi, R. Dimitrescu, 1963; R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966; M. Ilie, 1953, 1954; M. Săndulescu, 1964, 1965, 1967; S. Pauliuc, 1968; D. Patrulius, Elena Dimian, Ileana Dimitriu-Popescu, 1966; Ileana Popescu, 1967), ca și petrografia magmatitelor mezozoice (V. Manilici, 1956; G. Cioflica et al., 1966), prin studii aprofundate privind formațiunile cuaternare (E. Liteanu et al., 1962; T. Bandrabur, 1964; D. Patrulius, N. Mihăilă, 1966) și geomorfologia masivului Bucegi (Valeria Michalevici-Velcea, 1961) și a depresiunii Brașovului (M. Iancu, 1957).

Pe măsură ce au progresat cunoștințele privind stratigrafia formațiunilor mezozoice, s-au modificat și concepțiile asupra structurii acestui teritoriu. În timp ce V. Popovici-Hatzeg (1898), G. Macovei și I. Atanasiu (1927) consideră că masivul Bucegi are o structură normală, J. Bergeron (1904), E. Jekelius (1938), N. Oncescu (1943) admit existența în acest teritoriu a unui șariaj mezocretacic (pînza Bucegilor), șariaj căruia D. M. Preda (1939) îi acordă o amploare încă mai mare (pînza moldavă căreia îi sînt atașate conglomeratele albiene din masivul Ciucaș-Zăganu). Ideea unui accident tectonic de importanță regională („linia central-carpatică”), care în sectorul de curbură al Carpaților ar corespunde cu șariajul „pînzei Bucegilor” a fost promovată și de I. Băncilă (1959). O dată demonstrată vîrsta eocretacică

a numeroase klippe considerate mai înainte drept klippe de rabotaj formate din calcare jurasice (Piatra Arsă—Bucegi, Tesla—Ciucaș-Zăganu), existența unei pînze mezocretacice a Bucegilor a fost pusă la îndoială. În schimb atenția cercetătorilor s-a îndreptat asupra unei alte unități tectonice: pînza de Ceahlău, constituită din depozitele flișului cretacic cel mai intern și șariată peste formațiunile neocretacice care în teritoriul reprezentat pe foaia Brașov, apar pe marginea de E a munților Bodoc (Dalnic), în semifereastră de la Teliu și la S de masivul Ciucaș-Zăganu, în cursul superior al văii Teleajenului. Într-o primă interpretare (M. G. Filipescu, 1936) formațiunile neocretacice menționate au fost considerate ca apărînd în cadrul unei ferestre tectonice; într-o a doua interpretare (M. G. Filipescu, 1955) ca formînd cuvertura unei digitații inferioare (pînza internă inferioară) și suportînd depozitele eocretacice mai grosiere ale unei digitații superioare (pînza internă superioară). Mai tîrziu Gr. Popescu (1958) demonstrează că depozitele neocretacice ocupă un sinclinal care se interpune între o zonă cu fliș grezos și grezos-conglomeratic (flișul de Bobu), la interior, și o zonă de fliș șistos-grezos (flișul curbicortical) la exterior, și că peste flișul de Bobu și depozitele neocretacice ale sinclinalului este șariat masivul Ciucaș-Zăganu, respectiv pînza de Bratocea. Studiile efectuate mai tîrziu la N de depresiunea Brașovului au arătat că flișul din munții Baraoltului prezintă unele afinități cu cel din pînza de Ceahlău a Carpaților Moldovei (G. Murgeanu et al., 1961), în timp ce flișul din munții Bodocului, are o compoziție net diferită (M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963). Cercetările efectuate ulterior la N de teritoriul reprezentat pe foaia Brașov, au pus în evidență existența a două digitații în cadrul pînzei de Ceahlău (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965): digitația de Ciuc care cuprinde flișul din munții Baraoltului și digitația de Bodoc, care este constituită din depozitele flișului mai extern.

Un alt obiect de studiu, a cărui cunoaștere mai aprofundată a influențat evoluția ideilor asupra structurii terenurilor detritice ale Cretacului, l-a constituit modul de zăcămint al klippelor de șisturi cristaline și de calcare jurasice, considerate în repetate rînduri, fie drept vîrfuri ale unui relief îngropat fie direct klippe tectonice jalonînd încălecări. Natura

terenurilor gazdă constituite din conglomerate și breccii, sau reprezentînd terenuri de Wildflysch argilo-șistos, a condus la ideea că în majoritatea cazurilor este vorba de klippe puse în loc prin alunecare gravitațională, respectiv de olistolite (D. Patrulius, 1954, 1963 b). Ca aparținînd unei pînze de decolare gravitațională au fost de asemenea considerate (M. Ilie, 1953) marile klippe din partea de vest a munților Perșani, care stau pe terenuri de Wildflysch și sînt constituite din rocile alohtone atribuite de V. Uhlig pînzei transilvane (D. Patrulius et al., 1966).

Materialul cartografic utilizat pentru redactarea acestei foi cuprinde pe lîngă o serie de hărți publicate (Gr. Popescu, 1958; G. Murgeanu, D. Patrulius, 1959; G. Murgeanu et al., 1959; M. G. Filipescu et al., 1963; D. Patrulius, 1963 a; M. Săndulescu, 1964; M. Ștefănescu, Marina Zamfirescu, 1964; D. Patrulius et al., 1966; M. Săndulescu, 1967; Ileana Popescu, 1967; V. Manilici, 1955; R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi et al., 1966; E. Liteanu et al., 1962; T. Bandrabur, 1964) și hărți inedite și anume: o machetă la scara 1:100.000 (foaia Sf. Gheorghe) cuprinzînd teritoriul munților Baraoltului și Bodocului, redactată de D. Patrulius, Jana Săndulescu și T. Bandrabur; hărți la scara 1:25.000 ridicate de D. Patrulius în partea de E a culoarului Dîmbovicioarei (între Rucăr și Bran) și pe teritoriul masivului Bucegilor pînă în împrejurimile Predealului; harta geologică 1:20.000 a părții de E a muntelui Piatra Mare ridicată de D. Patrulius și L. Contescu; harta geologică 1:25.000 a părții centrale a munților Perșani, ridicată de D. Patrulius, Elena Popa și Ileana Popescu; harta 1:25.000 a împrejurimilor Budilei ridicată de M. Săndulescu; harta 1:25.000 a părții de N a masivului Leaota, ridicată de N. Gherasi și R. Dimitrescu; hărțile geologice 1:25.000 ridicate de Gr. Popescu, A. Butac, Cecilia Butnăreanu, M. Ștefănescu, Marina Zamfirescu, A. Lăcătușu, E. Avram (1962) în bazinul superior al văii Teleajenului și de M. Ștefănescu, Cecilia Butnăreanu, Marina Zamfirescu, V. Matei, E. Avram (1963) în bazinul superior al văii Doftanei.

Caracterizare morfologică

Teritoriul reprezentat pe foaia Braşov acoperă: (1) lanţurile muntoase care ocupă partea internă a curburii Carpaţilor Orientali; (2) colţul de SE al depresiunii transilvane cu relief aproape tabular şi pe care este grefată (3) depresiunea cuaternară, mai joasă, a Făgăraşului; (4) cea mai mare parte a depresiunii Braşovului (sau a Bîrsei) legată de depresiunea transilvană prin culoarul Vlădenilor (5) şi care se prelungeşte spre S prin culoarul Branului (6). Lanţurile muntoase constituie două grupuri separate prin depresiunea Braşovului — culoarul Vlădenilor. La N de depresiune, de la W la E se succed lanţurile munţilor Perşani, munţilor Baraoltului şi Bodocului, orientate N—S şi de altitudine relativ joasă (în general sub 1100 m). Munţii Baraoltului şi Bodocului, constituiţi din depozite de fliş cretacic prezintă un relief monoton, în contrast cu morfologia mult mai variată a munţilor Perşani unde culmile dominante sînt constituite din conglomerate şi calcare eocretacice, sau din calcare triasice formînd mari klippe. Tufurile bazaltice dezvoltate în partea de W a munţilor Perşani ocupă un podiş dominat de cîteva culmi împădurite, constituite din scorii bazaltice.

La S de depresiunea Braşovului, golful Rîşnovului — prelungire meridională a acestei depresiuni — ca şi culoarul Branului care-l prelungeşte spre S, dincolo de pragul morfologic al Branului, constituie împreună graniţa morfologică între Carpaţii Meridionali (la W) şi Carpaţii Orientali (la E).

Pe teritoriul Carpaţilor Meridionali se succed de la NW la SE masivele cristaline Făgăraş şi Iezeru-Păpuşa care în acest teritoriu depăşesc 2300 m înălţime şi prezintă o morfologie relativ uniformă. Ca o dependentă morfologică a Carpaţilor Meridionali se prezintă de asemenea masivul calcaros al Pietrii Craiului, cu relief în parte carstic şi corespunzînd unui mare sinclinal a cărui parte axială, ocupată de conglomerate, constituie o depresiune mărginită de două creste calcaroase asimetrice. Zona depresionară care desparte Carpaţii Meridionali de Carpaţii Orientali corespunde cu partea axială a unei unităţi structurale paleogeografice, mai largi, denumită culoarul Dîmbovicioarei şi care cuprinde la E masivul Piatra Craiului şi muntele Măgura Codlei, iar la W, munţii calcaroşi

Dragoslavele, Ghimbavul, Zacotele (la E de Rucăr şi Podu Dîmboviţei), munţii Preduşul şi Pîntecele constituiţi din conglomerate cretacice (la SE de Bran), ca şi contraforturile vestice ale masivului Postăvaru — Piatra Mare (la E de Rîşnov). Partea de N a culoarului Dîmbovicioarei este caracterizată printr-un relief de platformă, care ocupă o suprafaţă largă la S de Bran şi de o parte şi de alta a golfului cuaternar al Rîşnovului (sectorul Poiana Mărului — Vulcan — Codlea la W; Poiana Braşovului la E). Treapta cea mai înaltă a acestui relief de eroziune, sau platforma Branului, are altitudini cuprinse între 900 şi 1100 m. O platformă secundară mai joasă se dezvoltă între 750 şi 850 m. În partea de S a culoarului (Fundata — Rucăr) morfologia este dominată de relieful carstic cu chei adînc săpate de Dîmboviţa şi afluenţii ei, dar cu endocarst puţin dezvoltat.

La E de depresiunea morfologică reprezentată de golful Rîşnovului şi culoarul Branului, pe teritoriul Carpaţilor Orientali, se succed de la W la E următoarele lanţuri muntoase: (1) masivul cristalin al Leaotei cu relief monoton; (2) masivele Bucegi şi Postăvaru — Piatra Mare, separate printr-un sector (Dihamu) cu altitudini mai joase; (3) munţii Baiului, cu relief monoton, constituiţi din flişul eocretacic al anticlinoriului Zamura; (4) masivul Ciucaş — Zăganu, constituit din fliş şi conglomerate eocretacice, cu forme îndrăzneţe de relief; acest masiv este prelungit spre S de munţii Grohotişu şi Bobu, iar spre N de culmea Dobîrlăului.

Masivul Bucegilor reprezintă forma dominantă de relief a acestui teritoriu (2507 m în vîrfurile Omul). Partea de W a masivului, cu mase puternice de calcare jurasice, oferă forme de relief carstic; partea de E, constituită din conglomerate cretacice, prezintă un relief aproape tabular accidentat de cuestas ce scot în evidenţă falii transversale. Văile din partea de N a masivului îmbracă în cursul lor superior forme de relief glaciatic. Sectorul Dihamu îşi datoreşte relieful său mai coborît lipsei conglomeratelor albiene îndepărtate prin eroziune înaintea Vraconianului. Acest sector corespunde în parte cu un golf înaintat spre E al culoarului Dîmbovicioarei, umplut cu depozite neocretacice şi peste a cărui extremitate estică s-a grefat o mică depresiune cuaternară (depresiunea Timişului de Sus).

Depresiunea Braşovului (sau a Bîrsei) prezintă un contur foarte capricios, cu ramificaţii ce se insinuează între lanţurile muntoase (culoarul Căpenilor şi golful Sf. Gheorghe la N, golful Rîşnov la S) sau transversale în raport cu axul unităţilor structurale majore (culoarul Vlădenilor la W; golful Breţcului la E). Partea centrală a depresiunii este ocupată de un larg şes aluvial; în părţile marginale se remarcă sectoare cu relief de piemont (piemonturile Săcele, Sohodol, Crizbav). În cadrul depresiunii se disting numai două nivele de terasă: (1) inferioară, cu altitudine relativă de 15—20 m (valea Bîrsei şi valea Turcului la N de Bran), corelabilă cu unica terasă a văii Oltului, dezvoltată în golful Sf. Gheorghe; (2) joasă, cu altitudine relativă de 5—10 m (valea Bîrsei şi valea Turcului).

Caracterizare geologică

Teritoriul figurat pe foaia Braşov cuprinde colţul de SE al depresiunii transilvane, extremitatea meridională a pînzei transilvane şi a unităţii bucovinice (munţii Perşani), extremitatea de E a masivului cristalin getic (masivele Făgăraş şi Iezeru-Păpuşa), unitate majoră a Carpaţilor Meridionali, unităţile cele mai externe ale zonei „cristalino-mezozoice” anume culoarul Dîmbovicioara şi anticlinoriul Leaota — Postăvaru şi în fine unităţile interne ale zonei flişului. Aşadar, cea mai mare parte a acestui teritoriu, corespunde cu sectorul de joncţiune a Carpaţilor Orientali cu Carpaţii Meridionali. Sisturile cristaline ocupă o largă suprafaţă în partea de SW a teritoriului, unde constituie partea nordică a masivelor Leaota şi Iezeru — Păpuşa, terminaţia estică a masivului Făgăraş precum şi masivul Gîrbova situat în partea de sud a munţilor Perşani.

În clasificarea lui G. Murgoci, şisturile cristaline aparţin grupului getic; după gradul lor de metamorfism precum şi pe considerente litologice, ele au fost repartizate la 4 serii cristaline: seria de Cumpăna, seria de Făgăraş, seria de Leaota şi seria de Gîrbova.

Un element structural particular în aria terenurilor sedimentare îl constituie depresiunea transversală a Braşovului (sau Bîrsei), vastă arie de înecare axială, care se suprapune

peste toate unităţile interne ale curburii Carpaţilor întreprinzând continuitatea lor în suprafaţă. Depresiunea Braşovului se prelungeşte spre W prin culoarul Vlădeni care o pune în conexiune cu depresiunea transilvană. Unităţile reprezentate la N de depresiunea Braşovului şi culoarul Vlădeni, prezintă deosebiri notabile faţă de cele situate la S; face excepţie numai unitatea cea mai externă din acest teritoriu şi anume pînza flişului curbicortical (sau de Teleajen). La N de depresiunea Braşovului, se succed de la W la E următoarele unităţi carpatice: (1) pînza transilvană (sau a munţilor Perşani) care reprezintă în acest teritoriu unitatea carpatică cea mai internă; (2) unitatea bucovinică (munţii Perşani) care cuprinde micul masiv cristalin al Gîrbovei precum şi terenurile mezozoice limitrofe formînd autohtonul, parautohtonul şi acverura pînzei transilvane; unele din faciesurile mezozoice ale acestei unităţi se urmăresc spre S pînă pe teritoriul masivului cristalin getic (partea de N a munţilor Făgăraş); (3) pînza de Ceahlău cu două digitaţii: (a) digitaţia de Ciuc — Baraolt (munţii Baraoltului) şi (b) digitaţia de Bodoc (munţii Bodocului); (4) pînza de Teleajen sau a flişului curbicortical (partea de E a munţilor Bodocului).

La S de depresiunea Braşovului şi de culoarul Vlădeni, unităţile care se succed de la NW la SE sînt următoarele: (1) masivul getic cu subunităţile Făgăraş — Holbav şi Iezeru — Păpuşa; (2) culoarul Dîmbovicioarei; (3) anticlinoriul de Leaota; (4) pînza de Ceahlău a cărei parte internă este ocupată de anticlinoriul Zamurei şi a cărei parte externă (pînza de Bratocea după Gr. Popescu, 1958) pare să reprezinte prelungirea meridională a digitaţiei de Bodoc; (5) unitatea de Bobu; (6) pînza flişului curbicortical.

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

Ante-Proterozoic superior

Seria de Cumpăna

Pe teritoriul principalelor masive cristaline (Făgăraş, Iezeru — Păpuşa şi Leaota), seria de Cumpăna care reprezintă formaţiunea cea mai veche, ocupă axul unui anticlinoriu, cele două flancuri ale acestuia sînt însă constituite dintr-o

altă succesiune cristalină: seria de Făgăraș pe flancul nordic și cea de Leaota pe flancul sudic, ceea ce a îngreuiat descifrarea relațiilor dintre ele. Admitem însă astăzi că seria de Leaota este mai tânără decât cea de Făgăraș.

În seria de Cumpăna au fost grupate toate complexele de roci prezentînd caractere clare mezometamorfe. Criteriul adeptat pentru delimitarea seriei a fost apariția biotitului brun roșcat, dezvoltat larg (V. Manilici, 1957; R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966).

a) Termenul inferior al seriei este reprezentat prin zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav, formată din migmatite metatectice și metablastice și care constituie o individualitate bine conturată în întreg masivul Făgăraș. Această zonă se urmărește de la W de localitatea Codlea, trece în bazinul văii Bîrsei și urmărește apoi cursul superior al văii Dîmbovița; ea mai apare și într-o mică butonieră anticlinală imediat la S de vîrfurile Bătrîna, în masivul Iezeru—Păpușa. Gnaisurile tipice de Cumpăna—Holbav sînt migmatite cu textură rubanată (lit-par-lit) sau lineară, frecvent observîndu-se însă și dezvoltări metablastice, oculare, ale feldspatului potasic. În compoziția lor intră microclinul, albit-oligoclazul, cuarțul și biotitul, uneori și puțin muscovit. Geneza acestor gnaisuri este explicată printr-un proces de migmatizare metatectică suprapunîndu-se celui de metablasteză.

Alături de gnaisurile rubanate, zona de Cumpăna—Holbav mai cuprinde intercalații de paragnais micacee, uneori granatiferă și de gnaisuri amfibolice.

b) Spre nord, gnaisurile de Cumpăna—Holbav trec treptat la zona de Măgura Ciinenilor (Șt. Ghika-Budești, 1940; R. Dimitrescu, 1964) formată din micașisturi faneroblastice cu staurolit și granat larg dezvoltat. Această zonă cuprinde și cîteva intercalații de amfibolite, rare calcare marmoreene precum și unele lentile de gnaisuri oculare; ea se urmărește din versantul nordic al Dîmboviței pînă în bazinul Bîrsei.

c) Pe ambele flancuri ale anticlinoriului, urmează o succesiune de roci cu caractere asemănătoare: zona de Iezeru—Șerbota avînd aproximativ 2000 m grosime stratigrafică. Această zonă este constituită din paragnais micacee și din

micașisturi cu granați, cu intercalații subțiri de amfibolite (R. Dimitrescu, 1964; N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966). Pe flancul nordic, tranziția între zona de Iezeru—Șerbota și cea de Măgura Ciinenilor este gradată; în lungul crestei principale a munților Făgăraș se poate urmări o succesiune caracteristică de amfibolite și de calcare cristaline. În bazinul văii Bîrsei, acestea sînt însoțite de parankerite. La S de Strîmba, paragnaisurile granatiferă prezintă porfiroblaste lenticulare de oligoclaz („gnaisuri de Strîmba” O. Schmidt, 1930). Pe flancul sudic al anticlinoriului, în masivul Iezeru—Păpușa, paragnaisurile micacee și micașisturile frecvent granatiferă ale zonei de Iezeru—Șerbota acoperă gnaisurile de Cumpăna—Holbav, trecerea făcîndu-se brusc.

d) Termenul superior al seriei de Cumpăna, care se poate urmări în masivul Iezeru—Păpușa începînd de la izvoarele Rîului Tîrgului, peste valea Dîmboviței pînă în bazinul Bîrsei (Plaiul Foi — Poiana Mărului) este constituit din zona de Voinești—Păpușa (N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966). În compunerea ei intră paragnaisuri cu două mîce, uneori cu clorit; procese metablastice ce conduc pe alocuri la formarea unor nodule de oligoclaz, granatul este dezvoltat cu totul local. Un nivel foarte caracteristic îl constituie, la partea terminală a zonei Voinești—Păpușa, o bandă de gnaisuri oculare (probabil de origine psefitică), însoțite pe alocuri de gnaisuri ocelare și de șisturi cuarțitice cu biotit. Această zonă aflurează în masivul Leaota (butonierele anticlinale din văile Băngăleasa, Brăteului, Ghimbavului), precum și în insula cristalină de la Codlea—Concordia. Gradul ei de metamorfism corespunde în general zonei cu biotit. Grosimea stratigrafică a acestei zone este în jurul a 2500 m.

Seria de Făgăraș

Pe versantul nordic al munților Făgăraș, seria de Cumpăna este acoperită de seria de Făgăraș (R. Dimitrescu, 1964) de aproximativ 2700 m grosime stratigrafică. Ea este alcătuită preponderent din șisturi sericito-cloritoase care uneori conțin o oarecare cantitate de biotit fin, brun-gălbui. Cu totul sporadic apar intercalații de șisturi amfibolice, calcare cris-

taline, porfiroide și cuarțite, uneori grafitoase, dintre care unele au fost separate pe hartă. Seria de Făgăraș prezintă caractere retrometamorfice; în prezent, ea se încadrează în faciesul de șisturi verzi. Nu este însă exclus ca ea să nu reprezinte decât un echivalent, mai slab metamorfic, al zonei de Iezeru—Șerbota, iar poziția superioară să și-o datoreze unei cutări izoclinale (R. Dimitrescu, 1967).

Proterozoic superior — Paleozoic (ante-Carbonifer)

Seria de Leaota

În masivele Iezeru—Păpușa și Leaota, seria de Cumpăna este acoperită de seria de Leaota a cărei succesiune stratigrafică a fost stabilită numai în ultimul deceniu (N. Gherasi, V. Manilici, R. Dimitrescu, 1966). Seria aparține în întregime faciesului de șisturi verzi.

a) Amfibolitul bazal constituie un nivel-reper excelent care delimitează net seria de Leaota față de zona de Voinești—Păpușa, din culcușul său. Pe teritoriul masivului Leaota acest nivel aflurează în butonierele Bângăleasa, Brătei și Ghimbav. El este format din amfibolite cu epidot, asociate uneori cu șisturi muscovitice cu hornblendă. Grosimea sa stratigrafică este de 10—50 m.

b) Deasupra urmează un pachet de aproximativ 3000 m grosime stratigrafică constituit din șisturi muscovito-cloritice cu porfiroblaste de albit, cu câteva intercalații de amfibolite: este zona de Lerești—Tămaș, care se poate urmări plecând din Plaiul Foi (pe versantul vestic al Pietrii Craiului), trecând prin valea Dîmboviței și versantul sudic al muntelui Păpușa, pînă în Văcarea. El reapare mai la S pe Rîul Tîrgului și pe Dîmbovița între Rucăr și Dragoslavele; de aici spre E trece în masivul Leaota pe care îl constituie în cea mai mare parte. Din muntele Lalu, peste Strîmtu pînă în valea Frasinului (Dragoslavele), a fost delimitat un orizont de gnaise albe (cu albit, puțin microclin și muscovit); benzi asemănătoare se întîlnesc și în masivul Leaota. Local (muntele Iezeru), șisturile cu porfiroblaste sînt slab granatifer.

c) Ultimul termen al seriei de Leaota este reprezentat de zona de Călușu—Tămășel, care ocupă partea axială a unui sinclinal ce se urmărește din bazinul Rîul Tîrgului trecînd

prin valea Argeșelului și pînă în valea Dîmboviței (Sătic). Zona este constituită din șisturi tufogene bazice, clorit-albitice cu actinot, asociate cu șisturi clorit-albitice cu sericit sau cu epidot, cu rare șisturi amfibolice și șisturi grafitcase. Dezvoltarea mineralelor componente este mai redusă decât la șisturile zonei de Lerești—Tămaș, evidențiind astfel un grad de metamorfism mai scăzut. Se pare că și aici intervin fenomene de retrometamorfism. Grosimea stratigrafică întrece 2000 m.

Șisturile zonei de Călușu—Tămășel apar de asemenea în partea de N a masivului Leaota (în jurul localității Moeciu și la sud de valea Bângăleasa) precum și în culcoarul Dîmbovicioara.

Între zona de Lerești și cea de Călușu au fost întîlnite într-un singur punct, conglomerate metamorfozate cu elemente de gnaise albitice și o matrice clorit-albitică.

În succesiunea formațiunilor descrise mai sus, există trei limite geologice care, datorită caracterului lor tranșant și schimbării bruște intervenind la nivelul lor în faciesul metamorfic, capătă o semnificație mai profundă în ceea ce privește evoluția geotectonică. Este vorba de limita dintre zona gnaiselor de Cumpăna—Holbav și zona de Iezeru—Șerbota, limita dintre zona de Voinești—Păpușa și amfibolitul bazal al seriei de Leaota și limita dintre zona de Lerești—Tămaș și zona de Călușu—Tămășel.

În ceea ce privește vîrsta sedimentării complexelor cristaline, Marcela Dessila-Codarcea și Violeta Iliescu (1967) au adus recent o contribuție valoroasă, stabilind pe baze microfloristice vîrsta cambriană a unei formațiuni echivalente zonei de Călușu—Tămășel, prezente în regiunea Rășinari—Cisnădioara.

Seria de Gîrbova

Seria de Gîrbova apare de sub mantaua de sedimente mezozoice a munților Perșani. Această serie acoperă transgresiv un fundament vechi constituit din gnaise și din cuarțite feldspatice (Marcela Dessila-Codarcea, Adela Drăgulescu, M. Borcoș, 1965).

Gnaisele care formează o butonieră în bazinul văii Comana conțin oligoclaz (faciesul amfibolitic). Cuarțitele felds-

patice ocupă suprafețe restrânse în extremitatea de S a masivului cristalin al Gîrbovei. Cuarțitele sînt biotitice, iar aspectul lor le apropie de cele din seria de Făgăraș.

În seria de Gîrbova a fost stabilită o succesiune care începe cu un complex de metagraywacke, urmat de un complex de șisturi cuarțitice sericitice, peste care se găsește un complex de filite.

a) Complexul de metagraywacke se reazemă pe gnaislele cu oligoclaz sau apare în axul unor anticlinale. Cuarțite sericitice și șisturi cuarțitice se asociază la metagraywacke, observîndu-se un caracter ritmic al depozitelor, mai evident în partea superioară a complexului.

b) Complexul de șisturi cuarțitice sericitice este format dintr-o alternanță de șisturi cuarțitice sau muscovitice cu pachete de filite. Caracterul ritmic este pregnant, observîndu-se și la scară microscopică.

c) Complexul filitelor este constituit din șisturi blastodetractice, filite clorito-sericitice, șisturi sericitice, șisturi muscovitice.

Din punct de vedere metamorfic, seria de Gîrbova aparține faciesului de șisturi verzi. Prezența de metagraywacke în seria de Gîrbova a permis să fie considerată ca reprezentînd depozite de geosinclinal, iar frecvența ritmurilor îi conferă un caracter de fliș.

Seria de Gîrbova este atribuită provizoriu Precambrianului pe baza asemănărilor cu șisturile cristaline din fundamentul depresiunii transilvane, dintre care o serie aparține, după conținutul microfloristic, Proterozoicului superior.

Paleozoic

Carbonifer (C)

Formațiunile atribuite Carboniferului au o dezvoltare sporadică în regiunea de la sud (c1) și est (b2) de Șinca Nouă. La alcătuirea lor iau parte șisturi argiloase cărbunoase și cuarțite grafitoase, negre. Inițial aceste depozite au fost înglobate la „seria de Ciuta” (O. Schmidt, 1930; V. Manilici, 1956). Dar mai tîrziu rocile metamorfice din seria de Ciuta au fost recunoscute ca aparținînd la seria de Făgăraș (R. Dimitrescu, 1964).

Permian (P)

Depozitele permiane s-au păstrat în cîteva sinclinale prinse între formațiunile cristaline ale masivului Făgăraș (c1, b2). În majoritatea cazurilor ele sînt reprezentate de breccii-conglomerate polimictice, formate din fragmente de șisturi cristaline mezo- și epizonale; cimentul este grezos de culoare roșu-vișinie. În depozitele grosiere se găsesc local intercalate și șisturi roșu-vișinii sau cenușiu-verzui, nisipoase (la ENE de Șinca Nouă; b2).

Magmatite precambriene și paleozoice

Activitatea magmatică pre-mezozoică a fost redusă, ea limitîndu-se la intruziuni acide minore.

a) Cea mai veche manifestare magmatică în teritoriul reprezentat pe foaia Brașov pare a fi intruziunea unui granit biotitic anterioară metamorfismului regional al seriei de Leaota; devenind ortognais, acest corp eruptiv cu mici enclave biotitice ovoide, aflorează în masivul Leaota, pe valea Mitarca.

b) În partea de NE a teritoriului ocupat de șisturile cristaline, la S de Șinca Nouă, poate fi urmărit pe o lungime de 9 km între valea Șutilei și Dealul Frasinului masivul granodioritic de Bîrsa. Forma acestuia, ușor sinusoidală, este puternic alungită pe direcția EW; lățimea sa nu depășește 1 km. În lungul masivului apar și cîteva apofize granitice.

După cercetările lui V. Manilici (1955, 1957), structura masivului pare a fi zonală. Nucleul granodioritic este deschis în lungul văii Bîrsa Fierului, iar acolo unde eroziunea a fost mai puternică apar chiar și diorite. Învelișul periferic, ca și apofizele sînt constituite din granite; ca facies marginal se dezvoltă microgranite. În apariția zonalității procesul de diferențiere gravitațională pare să fie acela care a jucat rolul predominant.

Din punct de vedere al constituției mineralogice se poate observa o trecere gradată între granite, roci puternic leucocrate conținînd abia 1—6% clorit (provenit probabil din biotit), granodiorite, în care proporția de minerale melanocrate (reprezentate prin biotit și hornblendă) crește la 6—12% și diorite, caracterizate atît prin conținuturi ridicate în biotit (12—20%), cît și prin prezența augitului (cca 6%). Natura

plagioclazului este în acord cu această variație : albit în granite, el devine oligoclaz în granodiorite și andezin în diorite. Proportia de cuarț și de microclin scade treptat odată cu bazicitatea rocilor, rămânând însă din fiecare un minimum de aproximativ 2%, chiar și în diorite. Structura rocilor este în general echigranulară, uneori trece însă la cea porfirică, cu fenocristale de feldspat. Frecvent apar zone de zdrobire și de milonitizare. După V. Manilici, vârsta masivului granodioritic de Bîrsa ar fi paleozoică.

Intruziunea a provocat fenomene de contact termic în șisturile cristaline ale seriei de Cumpăna pe care le străbate. Corneenele conțin biotit, andaluzit și turmalină și mai păstrează textura șistoasă inițială. R. Dimitrescu (1964) a observat însă și prezența unor migmatite (diadysite și agmatite) în zonele marginale ale masivului.

c) Intruziunile specifice părții de S a domeniului cristalin (masivele Iezeru—Păpușa și Leaota) sînt reprezentate prin granitele de tip Albești—Brătei. Acestea formează mici filoane care străbat sporadic atît șisturile cristaline ale seriei de Cumpăna cît și pe cele ale zonei de Lerești—Tămaș (din seria de Leaota). Filoanele sînt frecvent concordante față de foliația șisturilor cristaline, uneori pot fi însă și discordante. Cercetările executate de N. Gherasi, V. Manilici și R. Dimitrescu (1966) au arătat că megascopie se pot distinge două tipuri de granite, după culoarea feldspatului potasic : roze sau alb-cenușii. Granitele alb-cenușii sînt cele mai frecvente ; cele roz apar doar în valea Bughița și în muntele Lalu, în partea sud-vestică a munților Iezeru. Toate aceste roci sînt biotitice și conțin granule de cuarț de culoare albăstruie caracteristică.

Printre caracterele microscopice particulare ale granitelor de Albești se semnalează transformarea locală a biotitului în muscovit, prezența unor plaje compacte de sericit, și apariția unui granat cenușiu-roz, sub forma unei aureole de reacție constituită din granule extrem de fine în jurul lamelelor de biotit (M. Reinhard, 1912).

Textura granitului, de obicei masivă, poate deveni gnaisică la marginea filoanelor, datorită unei laminări puternice. În acest caz foițele de biotit capătă o orientare paralelă, cuarțul prezintă extincția puternic onduloasă și este granulat

iar întreaga rocă este străbătută de benzi sericitice provenind din feldspați.

Corneenele produse prin metamorfismul de contact al filoanelor granitice se pot grupa în două tipuri principale. Corneenele micacee granatifere provin din paragneise ; în constituția lor se poate constata microscopic prezența aceluiași granat mărunt cenușiu-roz, grupat uneori în rozete, ca și în însăși granitele de Albești, iar în granulele de cuarț și plagioclaz se observă ace fine de sillimanit. Corneenele amfibolice provin din amfibolite ; ele conțin uneori și clinozoizit.

Mezozoic

PÎNZA TRANSILVANĂ (SAU A MUNȚILOR PERȘANI)

Această unitate, desemnată și ca „pînza mezozoică a munților Perșani” (M. Ilie, 1953), este desmembrată în cîteva mari klippe, dintre care cele mai întinse se găsesc în partea de SW a munților Perșani (sectorul Comana—Cuciulata—Lupșa). Din aceeași zonă de sedimentare provin klippe de dimensiuni mai reduse, încorporate ca olistolite formațiunii eocretacice de Wildflysch care reprezintă parautohtonul pînzei. Formațiunile mezozoice din lambourile pînzei și din olistolite constituie împreună seria transilvană. În teritoriul figurat pe foaia Brașov, aceste formațiuni aparțin Triasicului, precum și Jurasicului inferior și mediu. Printre rocile alohtone din partea centrală a munților Perșani se numără și marnele și calcarenitele neocomiene denumite strate de Carhaga. Apartenența la pînza transilvană a acestor roci, care constituie un mic lambou la N de Apața (a3), nu a putut fi încă demonstrată.

Campilian (we)

Acest etaj este reprezentat de calcare în plăci și șisturi marnoase nisipoase, cenușiu-albăstrui, cu *Eumorphotis telleri* Bitt. și *Myophoria costata* Zenk. Depozitele Campilianului au pînă la 100 m grosime.

Anisian (an)

Anisianului îi revine o succesiune groasă pînă la 700 m de calcare în lespezi și bancuri, în majoritate cenușii pînă la negricioase, în parte vermiculate. În bază se găsesc local dezvoltate dolomite, iar la diferite nivele, dar în special la partea superioară, se întîlnesc și calcare roșii, uneori subnodule și cu accidente silicioase, sau calcare cenușii și roșcate, masive, cu specii de *Flexoptychites*, *Gymnites*, *Paraceratites*, *Mentzelia* (zona *Trinodosus*).

Ladinian (ld)

Acestui etaj îi sînt atribuite—în afară de roci efuzive bazice (bazalte cu structuri de pillow-lava și serpentinite)—sisturi argiloase satinat roșii și verzui, calcare noduloase cu Halobiidae, ca și jaspuri bogate în oxizi de fier. Rocile sedimentare, a căror grosime nu depășește cîțiva metri se găsesc deseori placate pe rocile eruptive. Ansamblul rocilor raportat la Ladinian nu depășește 100 m grosime.

Carnian—Norian (er + no)

Peste rocile eruptive atribuite Ladinianului urmează fie calcare roșii noduloase sau în plăci avînd pînă la 10—15 m grosime și suportînd calcare albe masive, fie direct calcare albe și cenușiu deschis, masive, avînd local în bază un nivel conglomeratic cu mici galeți de calcare cenușii, diseminați în masa calcarului alb. Calcările roșii și calcările albe (partea bazală) reprezintă două faciesuri în intervalul Carnian—Norianului inferior. Calcările albe ale Carnianului conțin în împrejurimile Comanei de Sus (a2) o bogată faună cu foraminifere (*Aulotortus*), corali, echinoderme, lamelibranhiate și gasteropode (*Fedaiella*), rari amoniți (*Lobites*), crustacei (*Cyclocarcinus*), foarte numeroase brahiopode printre care: *Tetractinella diactys* Bitt., *Neoretzia schwageri* (Bitt.), *Deurtella cornaliana* (Bitt.). Din intervalul Norianului provin: *Monotis haueri* Kittl și *Neoretzia fastosa* (Bitt.). De remarcat și prezența unor structuri algale stromatolitice, de tipul *Evinospongia*. Calcările masive ale Carnian—Norianului au 70—80 m grosime.

Din valea Lupșei (a2) sînt citate și blocuri de calcare negre cu Megalodonte de talie foarte mare, atribuite Rhetianului (D. M. Preda, M. Ilie, 1940)

Hettangian—Sinemurian (he + si)

Aceste etaje sînt reprezentate de calcare de tip Adneth, noduloase și marnoase, roșii, precum și de calcare roșcate, în lespezi și bancuri, cu specii de *Ectocentrites*, *Juraphyllites*, *Charmasseiceras*, *Arietites* și *Arnioceras*. Calcările Hettangian—Sinemurianului au cîțiva metri grosime și constituie un olistolit izolat, la E de Comana de Sus (valea Stanciului).

Pliensbachian—Toarcian (pl + te)

Succesiunea depozitelor atribuite acestor două etaje cuprinde de jos în sus: gresii cuarțitice și calcaroase, calcare în parte spatice, cenușii, verzui și roșcate cu *Gryphaea cymbium* Lk., marne și siltite marnoase gălbui și violacee cu belemniti, Grammoceratinae și Hammatoceratinae. Aceste depozite, care au cel puțin 100 m grosime (valea Racilei, la E de Comana de Sus), stau direct pe alocuri, pe calcările anisiene din marile klippe.

Bathonian—Callovian (bt + cl)

Partea superioară a Jurasicului mediu (pînă la Callovianul inferior inclusiv) cuprinde siltite, marne și calcare marnoase cu *Bositra buchi* (Roemer) și *Paroecotraustes* sp. Aceste depozite constituie un mic olistolit în bazinul văii Lupșa.

MASIVUL GÎRBOVA (UNITATEA BUCOVINICĂ) — CULOARUL VLĂDENI — MASIVUL FĂGĂRAȘ

Formațiunile mezozoice dezvoltate pe marginea masivului cristalin al Gîrbovei și formînd autohtonul și parautohtonul pînzei transilvane prezintă faciesuri similare celor pe care le îmbracă, în Carpații Moldovei, formațiunile mezozoice ale pînzei bucovinice. Faciesurile Triasicului se extind spre S pînă pe teritoriul munților Făgăraș.

Formațiunile mezozoice ale seriei bucovinice din munții Perșani aparțin Triasicului, Jurassicului inferior și mediu, Neocomianului, Barremian — Aptianului inferior (formațiunea de Wildflysch cu funcție de parautohton). Cuvertura comună a unităților bucovinică și transilvană se compune din formațiuni aparținând Aptianului superior — Senonianului.

Seisian (ws)

Acest etaj este reprezentat pe marginea de NW a masivului cristalin al Gârbovei (la S de Comana de Sus) prin breccii conglomerate cu elemente de șisturi cristaline și matrice argiloasă roșie, argile nisipoase vișinii și gresii cuarțitice microconglomeratice gălbui sau violacee. Grosimea acestor depozite este de 10 — 50 m (D. Patrulius et al., 1966). Gresii cuarțitice microconglomeratice aparținând Seisianului, apar și în extremitatea de nord a munților Făgăraș, unde aceste depozite au 25 — 30 m grosime (M. Săndulescu, 1967).

Campilian — Anisian (wc + an)

Peste depozitele detritice ale Seisianului, sau direct peste fundamentul de șisturi cristaline, urmează de obicei dolomite masive ce au pînă la 250 m grosime. Pe marginea de S a masivului Gârbova, aceste dolomite conțin în bază specia *Myophoria costata* Zenk., identificată de S. Pauliuc. Pe marginea de NW a aceluiași masiv la S de Comana de Sus Campilianul îmbracă local (dealul Măguri) un facies diferit, reprezentat prin calcare și marnocalcare cenușii, în plăci, cu *Myophoria costata* Zenk. și specii de *Anodontophora* și *Gervilleia*. Dezvoltarea acestui facies în partea cea mai internă a unității bucovinice anunță vecinătatea domeniului de facies din care provine pînza transilvană. În același sector, dolomitele anisiene sînt în mare parte substituite prin calcare în bancuri groase, subnoduloase, cenușii și roșcate, cu accidente silicioase.

Într-o ivire izolată, direct peste dolomitele anisiene, stau cu discordanță (extremitatea de nord a masivului Gârbova) calcare cenușii, în plăci și lespezi, cu accidente silicioase stratiforme și specii de *Halobia* din grupele *Halobia styriaca* M o j s. și *H. rugosa* G e m m. Aceste calcare care nu au

decît 3 — 4 m grosime, sînt direct acoperite de depozite de Wildflysch, așa încît apartenența lor la seria bucovinică ar putea fi pusă la îndoială.

Toarcian — Aalenian (tc + aa)

Pe marginea de NW a masivului Gârbova, calcarele sau dolomitele Triasicului mediu suportă cu discordanță următorii termeni ai Jurassicului inferior și mediu (D. Patrulius et al., 1966):

(1) Calcare roșii ale Pliensbachianului terminal (Domegian superior), cu bogată faună cuprinzînd printre altele speciile: *Pleuroceras solare* (P h i l l.), *Spiriferina alpina* O p p., *Zeilleria cornuta* (S o w.), *Homeorhynchia acuta* (S o w.), ca și numeroase forme de *Chlamys* și *Entolium*;

(2) Marne și siltite micacee, cenușii sau negricioase cu intercalații de marnocalcare, avînd pînă la 10 — 12 m grosime și reprezentînd probabil Toarcianul inferior;

(3) Marne și calcare marnoase, cenușii și gălbui, reprezentînd Toarcianul superior (zona Thouarsense) cu numeroși amoniți printre care: *Grammoceras thouarsense* (O r b.), *Pseudogrammoceras quadratum* (H a u g.), *P. fallaciosum* (B a y l e), *P. subfallaciosum* B u c k., *P. cotteswoldiae* (B u c k.), *Pseudolioceras compactile* (S i m p.), *Polyplectus discoides* (Z i e t.) (E l e n a P o p a, 1967);

(4) Calcare aaleniene, oolitice, brune sau cenușiu închis, avînd cîțiva metri grosime și conținînd la partea inferioară a intervalului speciile *Leioceras comptum* (R e i n.), *Tmetoceras scissum* (R e i n.), *Hudlestonia affinis* (S e e b.) (zona Opalinum), iar la partea superioară numeroase forme de *Ludwigia*, *Brasilia*, *Graphoceras* (zona Murchisonae).

Calcarele Pliensbachianului terminal fiind de grosime foarte redusă și discontinui, pe hartă nu au fost reprezentate decît depozitele Toarcian — Aalenianului (tc + aa).

Callovian (cl)

Peste depozitele Pliensbachianului superior — Aalenianului, sau direct peste dolomitele și calcarele Campilian — Anisianului, se aștern gresii cuarțitice alb-gălbui, calcare criptocristaline sau pseudoolitice cu foraminifere, calcare oncolitice

(local cu macroncolite), calcare oolitice și spatice, calcarenite și calcirudite. Succesiunea acestor depozite are pînă la 60 m grosime. Varietățile de calcare detritice conțin resturi de echinoide și mici gasteropode (*Promathilda*, *Nerinella*); pe dealul Fața Măgurii, aproape de bază, se găsește intercalat un banc de calcar subnodulos verzui cu *Calliphyloceras disputabile* (Neum.) și *Lunuloceras compressum* (Quenst.) D. Patrulius et al., 1966).

Neocomian (ne)

Neocomianul seriei bucovinice din munții Perșani, cuprinde 2 termeni: în bază (1) un orizont gros de 10—60 m, constituit din siltite argiloase, argilite și jaspuri roșii cu rare intercalații de calcarenite și calcirudite, peste care urmează (2) un fliș gros pînă la 350 m, constituit la partea inferioară din șisturi argiloase și siltite cenușii și cenușiu-verzui, iar la partea superioară din șisturi alternînd cu calcarenite prezentînd accidente silicioase lentiliforme și stratiforme și conținînd în abundență spiculi de spongieri și miliolide; la partea terminală se dezvoltă și gresii calcaroase în bancuri groase.

Barremian—Aptian inferior (br + ap₁)

Local (valea Comanei), peste flișul neocomian se aștern discordant șisturi argiloase și silicolite negricioase-verzui avînd numai cîțiva metri grosime. După toate aparențele, aceste depozite sînt legate de succesiunea formațiunilor care constituie autohtonul formațiunii de Wildflysch și al pînzei transilvane. Peste orizontul cu silicolite, sau direct peste flișul neocomian, pînă peste formațiunile triasice, se dispune o formațiune de Wildflysch constituită în principal din argile și siltite în parte foioase, cenușii și negricioase, cu intercalații subordonate de pelosiderite, gresii fine, calcaroase și gresii cuarțitice grosiere. În matricea argiloasă a acestei formațiuni se găsesc diseminate mici blocuri pînă la mari olistolite de roci alohtone. Formațiunea de Wildflysch are cel puțin 500 m grosime în partea meridională a munților Perșani.

Aptian superior (ap₂)

Primul termen al cuverturii pînzei transilvane — cuvertură care se extinde spre S pînă pe șisturile cristaline ale

masivului Gîrbova și ale munților Făgăraș — este constituit dintr-o gamă variată de depozite: calcare recifale deseori de culoare roșcată și avînd pe alocuri în culcuș pietrișuri cu elemente de șisturi cristaline și matrice nisipoasă roșie, marne nisipoase omogene (marnele de Comana) cu intercalații de breccii constituite din șisturi cristaline, fliș cu gresii în bancuri groase, fliș marno-grezos cu intercalații de calcarenite, local bogate în orbitoline, conglomerate polimictice. Calcarele recifale se găsesc dezvoltate în teritoriul cu fundamentul de șisturi cristaline în poziție ridicată (masivul Gîrbova, marginea de nord a munților Făgăraș). Pe partea de N a munților Făgăraș (Șinca; b1) partea inferioară a calcarelor prezintă intercalații stratiforme de jaspuri. Fauna calcarelor aptiene cuprinde orbitoline, pahiodonte (*Requienia*), specii de *Lamellovis*, nerinei, corali, *Chaetetopsis zonata* Patr. Marnele de Comana au o dezvoltare locală în extremitatea de N a masivului Gîrbova unde se găsesc asociate cu calcarele recifale. Flișul cu gresii grosiere, prezintă și el o dezvoltare locală, anume în bazinul văii Bogatei unde substituie partea inferioară a conglomeratelor polimictice. În conglomeratele polimictice, puternic dezvoltate la N de valea Măerușului, se intercalează local bare de calcare recifale cu pahiodonte. Flișul marno-grezos care urmează în continuitate peste conglomeratele polimictice conține orbitoline, inocerami (*Inoceramus* aff. *neocomiensis* Orb.), *Aucellina aptiensis* (Orb.), specii de *Chelonoceras* și *Acanthohoplites*. Succesiunea acestor depozite atinge 1200 m grosime.

Albian (al)

Cu discontinuitate evidentă peste flișul marno-grezos al Aptianului superior și discordant pe termenii mai vechi ai seriei bucovinice, pînă peste șisturile cristaline ale masivului cristalin al Gîrbovei, se așterne un complex de conglomerate polimictice avînd peste 1000 m grosime. Acest complex este cantonat în partea de S a munților Perșani. În ansamblu, conglomeratele menționate prezintă aceleași caractere stratonomice și aceeași compoziție litologică ca și conglomeratele albiene formînd acoperișul flișului aptian superior pe versantul estic al masivului Bucegi (conglomeratele de Bucegi medii).

Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

În partea de sud a munților Perșani, pînă pe marginea de nord a culoarului Vlădenilor, formațiunile detritice ale intervalului Neocomian — Albian sau direct formațiunile calcaroase ale Jurasicului (valea Sărății) suportă un complex constituit în principal din calcarenite gălbui și gresii calcaroase grosiere, în parte microconglomeratice (cu elemente bine rulate de cuarț), bogate în resturi de *Arhaeolithothamnium amphiroaeformae* (Rothpletz), dar cu faună săracă cuprinzînd ostrei de talie mare și specii de *Lopha*. Sub aceste depozite denumite „gresiile și calcarenitele de Bogata”, se găsesc local dezvoltate gresii puțin consistente și brezii-conglomerate cu elemente remaniate din substratul situat în vecinătate (marginea de NW a masivului Gîrbova). Pe marginea de S a masivului Gîrbova și pe terminația nord-estică a masivului Făgăraș gresiile și calcarenitele de Bogata sînt asociate cu conglomerate greu de deosebit de cele ale Albianului. Complexul gresiilor și calcarenitelor de Bogata atinge 200 m grosime în bazinul văii Bogata, unde prezintă dezvoltarea sa cea mai spectaculară.

Turonian — Senonian (tu + sn)

Pe teritoriul munților Perșani, și mai la S în culoarul Vlădenilor, Turonian — Senonianul este reprezentat prin depozite marnoase, în majoritate cenușiu deschis, rareori roșcate la partea inferioară a intervalului (Turonian mediu și superior — Coniacian), cenușiu deschis-alburii și roșii la partea lui superioară (Santonian — Maestrichtian).

Sucesiunea acestor marne cuprinde intercalații sporadice de gresii calcaroase, calcarenite și brezii calcaroase cu *Arhaeolithothamnium*, ca și conglomerate polimictice în care predomină elementele de calcare (marginea de S a culoarului Vlădenilor). Marnele Turonian — Senonianului acoperă cu discontinuitate depozitele calcarenitice și grezo-conglomeratice ale Vraconian — Cenomanianului și se aștern cu discordanță pe toți termenii mai vechi, pînă pe șisturile cristaline (marginea de sud a culoarului Vlădenilor).

Pe teritoriul părții de sud a munților Perșani sînt reprezentate numai Turonianul superior și Coniacianul ale căror marne

conțin inocerami și o asociație de foraminifere calcaroase dominată de *Globotruncana lapparenti* Brotzen și subspeciile sale. În culoarul Vlădenilor este reprezentat și restul Senonianului, în a cărui succesiune de marne Jana Săndulescu (1967) a identificat Santonianul cu *Praeglobotruncana concavata carinata* Dalbiez alături de grupul *Globotruncana lapparenti* Brotzen și de *G. arca* (Cush.), Campanianul cu *G. arca* (Cush.), *G. elevata* (Brotzen), *G. stuarti* (Lapp.), *G. conica* (White), Maestrichtianul cu *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli), *Globotruncana falso-stuarti* Sigal și *G. ganseri* Bolli.

Grosimea marnelor Turonian — Senonianului atinge 200 m în partea centrală a munților Perșani și 600 m în culoarul Vlădenilor.

CULOARUL DÎMBOVICIOAREI ȘI MASIVELE BUCEGI (PARTEA DE VEST) ȘI POSTĂVARU — PIATRA MARE

Formațiunile mezozoice dezvoltate în teritoriile învecinate masivului cristalin al Leaotei, constituie seria de Brașov ai cărei termeni de la Triasicul mediu și pînă la Aptianul inferior inclusiv se disting în mod net prin faciesul lor de termeni echivalenți din seria bucovinică. Într-un sector foarte restrîns din partea de N a masivului Bucegi (Poliție), mai apare încă o serie, seria de Pre-Leaota (D. Patrulius et al., 1967) care se distinge de seria de Brașov în special prin faciesul Jurasicului superior și dezvoltarea mai completă a Neocomianului.

O uniformizare a faciesurilor se realizează numai începînd din Aptianul superior, dar nu pe tot intervalul coloanei stratigrafice, pînă la limita Cretacic-Paleogen. La nivelul Vraconian — Cenomanianului se mențin încă deosebiri marcate de facies.

Formațiunile Aptianului superior, Albianului, Vraconianului și Cretacicului superior, depășind spre exterior limita zonei cristalino-mezozoice, împietează asupra unităților celor mai interne ale flișului fără schimbare notabilă de facies.

Triasic inferior (T₁)

Formațiunile triasice apar numai în segmentul de N al culoarului Dîmbovicioarei (sinclinoriul Vulcan—Cristian după M. Săndulescu, 1965) și pe teritoriul muntelui Postăvaru. La N de Brașov, ele se extind în fundamentul depresiunii Brașovului. Primul termen al cuverturii sedimentare din acest sector este reprezentat de o formațiune detritică, groasă pînă la 500 m, cu conglomerate cuarțitice la partea inferioară urmate de gresii albe și roșii cu intercalații de șisturi argiloase roșu-vișinii și cenușii. Aceste depozite detritice au fost atribuite exclusiv Triasicului inferior (D. M. Preda, 1941), Permianului și bazei Triasicului (P. Vîlceanu, 1960), Seisianului și cu rezervă Permianului (M. Săndulescu, 1967) sau exclusiv Permianului (Al. Semaka, 1962). Datele palinologice (E. Antonescu¹) confirmă vîrsta triasică a șisturilor roșii intercalate în gresii.

Peste depozitele vîrgate ale Seisianului urmează șisturi argilo-grezoase negricioase, șisturi marnoase și calcare în plăci cu *Myophoria costata* Zenk., groase de 25 m, atribuite de M. Săndulescu (1967) Campilianului inferior. Restul Campilianului este probabil cuprins în succesiunea de calcare a termenului următor.

Anisian (an)

Partea inferioară a acestui etaj cuprinde calcare bituminoase în plăci și lespezi cu intercalații de șisturi marnoase comparabile cu calcarele de Gutenstein. Spre partea superioară se dezvoltă calcare de culoare mai deschisă, în bancuri groase, local cu accidente silicioase (Cristian). Fauna, foarte săracă, a Anisianului superior cuprinde între altele speciile „*Rhynchonella*” *trinodosi* Bitt. și *Semiornites* cf. *cordevolicus* (Mojš.). Aceste calcare împreună cu depozitele Campilianului au cel puțin 500 m grosime.

Ladinian (ld)

Ultimul termen al Triasicului din seria de Brașov este reprezentat de calcare masive, alb-cenușii, cu bogată faună (Dealul

¹ Comunicare orală.

Melcilor—Brașov) inventariată de E. Jekelius (1935) și cuprinzînd spongieri (*Colospongia*), corali, gasteropode, lame-libranhiate printre care *Daonella lommeli* Wissm., foarte numeroase brahiopode și echinoderme, precum și rare cefalopode, anume: *Orthoceras campanile* Mojš., *Atractites boeckhi* Stürz., *Pleuromutilus marmolatae* Mojš., *Hungarites elsae* Mojš., *Arcestes barrandei* Laube, *Trachyceras coronense* Jekelius. Grosimea calcarelor ladiniene recifogene atinge 100 m.

Jurasic inferior (J₁)

Depozitele eojurasice acoperă în discordanță pe cele ale Triasicului, pe care le depășesc puțin spre W (Vulcan). Spre E se extind pînă în extremitatea de N a muntelui Piatra Mare (valea Baciului). Succesiunea lor care atinge 500 m grosime, cuprinde următorii termeni în partea de W a culoarului Dîmbovicioarei (Vulcan—Codlea) (P. Vîlceanu, 1960): (1) complexul cărbunos inferior, constituit din conglomerate și gresii cuarțitice-muscovitice, cu intercalații de șisturi argiloase, argile refractare și cărbuni cu dezvoltare lenticulară; (2) complexul vulcanoclastic (efuziv-piroclastic) compus în principal din tufuri și tufite porfirice și trahitice, străbătute de filoane de keratofire, trahite și porfirite bazice; (3) complexul cărbunos superior, separat printr-o discontinuitate de precedentul, avînd în bază material vulcanic remaniat, iar în rest constituit din gresii în parte arkoziene cu nivele piroclastice, intercalații de șisturi bogate în resturi de plante (zona cu *Nilssonina orientalis*) și intercalații de cărbuni printre care stratul principal, care are în acoperiș șisturi bituminoase cu fețe lucioase (Glanzschiefer) și conținînd concrețiuni sideritice; (4) un complex de gresii cuarțitice albe și gălbui, sau calcaroase și micacee cu patină de alterație brună și conținînd specii de *Pseudogrammoceras* și *Phymatoceras* în partea terminală (Toarcian superior). La E (Cristian) succesiunea depozitelor eojurasice cuprinde următorii 5 termeni (E. Jekelius, 1915), grupați în trei complexe (M. Săndulescu, 1964): (1) orizont argilos cu blocuri de calcare triasice în bază, intercalații de argile refractare, (Al. Semaka, 1965) mici lentile de cărbune, și resturi de plante a căror asociație este similară celei din complexul cărbu-

nos superior de la Vulcan (Sinemurian); (2a) gresii marnoase sau argiloase și siltite cu *Gryphaea cymbium* Lk. (Carixian inferior) și (2b) gresii calcaroase și calcare grezoase spatice închise cu *Liparoceras* sp., *Pholadomya idea* Or b. și numeroase brahiopode (Carixian mediu și superior); (3a) șisturi argiloase și marnoase cu *Amaltheus margaritatus* (M o n t.) și numeroase brahiopode (Domerian); precum și (3b) gresii calcaroase micacee și gresii fine pînă la siltite argilo-marnoase, cu *Dactylioceras* și numeroși belemniti (Toarcian), urmate de gresii grosiere cuarțitice în care E. J e k e l i u s (1938) semnaleză doi amoniți ai Toarcianului terminal: *Dumortieria levesquei* (O r b.) și *Hammatoceras* cf. *insigne* (Z i e t.).

Aalenian — Bajocian (aa+bj) și Aalenian — Bathonian (aa-bt)

Formațiunile medio- și neojurasice ale zonei Dîmbovicioara constituie două grupe bine distincte. Grupul inferior (Aalenian — Callovian inferior) cuprinde roci detritice, calcare deseori nisipoase și marne care în anumite sectoare constituie la partea superioară a intervalului un pachet omogen (marnele cu posidonii); grupul superior (Callovian mediu — Tithonic) este format în principal din calcare lipsite de material detritic, și din radiolarite care au o dezvoltare locală în bază, în intervalul Callovian mediu — Oxfordian. În partea de est a zonei Dîmbovicioara, pînă pe teritoriul masivului Postăvaru — Piatra Mare, cele două grupe sînt separate printr-o discontinuitate, însoțită de o lacună ce poate îmbrățișa în anumite sectoare întreg intervalul de la Bajocian la Kimmeridgian, și poate chiar și Kimmeridgianul.

Sucesiunea Jurasicului mediu pînă la Callovianul inferior inclusiv, atinge 100 m grosime în Piatra Craiului (I l e a n a P o p e s c u, 1967) și cuprinde următorii termeni:

(1) gresii și microconglomerate cuarțitice alb-gălbui, local cu mici lentile de cărbune intercalate (Bucegi); aceste depozite, au fost atribuite de E. J e k e l i u s (1938) Aalenianului, dar la S de paralela Branului, unde grosimea lor nu depășește cîțiva metri, este probabil să constituie numai un orizont de transgresiune la baza Bajocianului (D. P a t r u l i u s et al., 1967);

(2) șisturi argiloase negricioase cu *Inoperna plicata* (S o w.) urmate de gresii marnoase, șisturi siltitice marnoase, marne calcaroase și nisipoase cu concrețiuni sideritice, calcare cu numeroase lamelibranhiate, brahiopode și corali (*Montivaltia*); aceste depozite, groase de 15 m în masivul Bucegi, aparțin Bajocianului inferior și mediu;

(3) calcarenite și calcare pseudoolitice-oolitice nisipoase, gresii calcaroase, cu tentă de alterație brună, avînd pînă la 25 m grosime (Bucegi) și reprezentînd Bajocianul superior — Bathonianul inferior;

(4a) banc de calcar feruginos cu bogată faună de cefalopode (Bucegi) printre care: *Asphinctites transsylvanicus* (S i m.), *Oxycerites yeovilensis* (R o l l.), *Bullatimorphites costatus* A r h e l l, *Schwandorfia marginata* A r h e l l, *Prohecticoceras retrocostatum* (G r o s s.), *Strungia redlichi* (P o p. - H a t z e g), *Paralcidia mariorae* (P o p. - H a t z e g), *Eohecticoceras haugi* (P o p. - H a t z e g), specii de *Procerites*, *Wagnericeras*, *Siemiradzka*, *Choffatia*, pe lîngă numeroase Phylloceratidae (V. P o p o v i c i - H a t z e g, 1905; I. S i m i o n e s c u, 1905); aceste calcare bathoniene sînt local urmate de calcare oolitice ale Callovianului inferior cu *Macrocephalites macrocephalus* (S c h l o t.) Z i t t. și specii de *Bomburites* și *Proplanulites*;

(4b) marne, siltite și calcare marnoase cu posidonii, respectiv *Bositra buchi* (R o e m e r), cu specii de *Macrocephalites*, *Dolikephalites*, *Choffatia* și *Grossouvrria*, avînd local în culcuș argile nisipoase și feruginoase cu *Bositra buchi* (R o e m e r) și mici Parkinsonidae (Vulcan); acest facies al Bathonian — Callovianului inferior care are pînă la 100 m grosime (Cristian) este dezvoltat în partea de vest și de nord a culoarului Dîmbovicioarei, și în extremitatea de nord a masivului Postăvaru — Piatra Mare (Brașov).

Callovian — Oxfordian (cl+ox)

În partea de sud a culoarului Dîmbovicioarei peste șisturile cristaline stau calcare roșii, avînd pînă la 20 m grosime, cu brezii de șisturi cristaline în bază (Gruiu Lupului la W de Rucăr) cu faună de brahiopode și amoniți (I. S i m i o n e s c u, 1899), printre care: *Reineckeia anceps* (R e i n.) (Callovian

mediu) și specii de *Reineckeites* și *Kellawaysites*, *Kosmoceras mrazeci* S i m., *Collotia fraasi* (O p p e l) (Callovian superior), urmate de calcare fin granulare cu accidente silicioase (Oxfordian); sau șisturile cristaline suportă direct calcare marnoase cu accidente silicioase (între valea Ghimbavului și Fundata).

Callovian —Tithonic (el-th) și Kimmeridgian —Tithonic (km + th)

Masa de calcare neojurasice din seria de Brașov (împreună cu radiolaritele sau depozitele marnoase care constituie local culcușul) nu ocupă același interval stratigrafic pe toată întinderea acestei zone de facies. În unele sectoare succesiunea începe cu Callovianul mediu, în altele cu Oxfordianul mediu (zona Transversarium) sau Kimmeridgianul, iar uneori poate direct cu Tithonicul (Piatra Mare, Brașov). Separarea cartografică a radiolaritelor ca orizont distinct pe toată întinderea teritoriului nu este posibilă, dat fiind că aceste roci au o grosime de numai câțiva metri, iar pe alocuri sînt substituite prin calcare ce nu se disting de cele ale Kimmeridgian — Tithonicului.

Callovianul mediu și superior, avînd cel mult 20 m grosime (Piatra Craiului, Postăvaru, Codlea) este reprezentat de radiolarite negricioase și verzui, mai rar roșii, de calcare în lespezi, cu accidente silicioase, de marne cenușii și calcare noduloase cu amoniți printre care *Lissoceras voultense* (O p p e l), numeroase specii de *Hecticoceras*, specii de *Grossouvria*, *Subgrossouvria* și *Indosphinctes*, rare Macrocephalitidae (*Macrocephalites* și *Indocephalites*), Phylloceratidae în abundență (muntele Lespezi — Bucegi) (D. P a t r u l i u s, 1953). Oxfordianul, și el de grosime redusă, cuprinde: radiolarite, de obicei roșii, calcare albe sau roșcate compacte cu brahiopode și amoniți, printre care: *Gregoryceras riasi* (G r o s s.), *Proscaphites anar* (O p p e l), *Taramelliceras bachianum* (O p p e l), *Mirosphinctes kobyi* (L o r.), specii de *Properisphinctes* și *Prosoosphinctes* alături de Phylloceratidae în abundență (valea Horoabei — Bucegi) (D. P a t r u l i u s, 1953), calcare roșii în plăci și lespezi cu intercalații de marne roșii, uneori și cu benzi de jasp roșu, local cu numeroși crinoizi printre care *Cyrtocrinus nutans* (G o l d f.), *Pilocrinus moussoni* (D e s o r), *Pyramidocrinus vadaszi* (J e k.), specii de *Balanocrinus* și *Isocrinus* (valea Ța-

pului — Bucegi) (E. J e k e l i u s, 1916). În masivul Bucegi, zona Bimammatum (Oxfordian superior) pare să lipsească local.

Kimmeridgianul, de asemenea puternic condensat, este reprezentat de calcare brecioase sau noduloase, verzui sau roșcate, și de calcare roșii sau albe compacte, uneori cu accidente silicioase cenușii sau brune. Varietățile brecioase sau noduloase conțin pe alocuri amoniți. Fauna de la Poliție — Bucegi (E. J e k e l i u s, 1916) care provine din calcarele noduloase roșii ale seriei de Pre-Leaota cuprinde un amestec de forme ale Kimmeridgianului: *Streblites tenuilobatus* (O p p.), *Taramelliceras compsum* (O p p.), *Aspidoceras acanthicum* (O p p.) și ale Tithonicului inferior: *Glochiceras caracteis* (Z e u s c h.), *Simocosmoceras simum* (O p p.).

Tithonicul îmbracă două faciesuri:

(1) calcare alb-cenușii, mai rar roșcate, masive sau în bancuri, racifogene la partea superioară a succesiunii și atîngînd cel puțin 500 m grosime (seria de Brașov);

(2) calcare pelitomorfe cenușii, avînd pînă la 100 m grosime, cu calpionele la partea superioară a succesiunii (seria de Pre-Leaota).

Fauna calcarelor tithonice masive ale seriei de Brașov, în general puțin abundență, cuprinde în intervalul Tithonicului inferior (masivul Bucegi) speciile: *Sowerbyceras loryi* (M u n. - C h e l.), *Haploceras elimatum* (O p p.), *Parastreblites* aff. *circumnodosum* (F o n t.), *Lacunosella dilatata* (R o l l.), *Nucleata quenstedti* (R o l l.), iar la un nivel ceva mai ridicat: *Lacunosella suessi* (Z i t t.) și *Hynniphoria globularis* (S u e s s). Calcarele recifogene ale Tithonicului superior (facies de Stramberg) în special bine dezvoltate în masivul Postăvaru — Piatra Mare conțin corali, hidrozoare (*Ellipsactinia*), local gasteropode în abundență (Rîșnov, Giuvala) și rari amoniți semnalati de E. J e k e l i u s (1916) la Rîșnov printre care: *Haploceras elimatum* (Z e u s c h.), *Berriasella oppeli* (K i l.) și *B. carpathica* (Z i t t.). Printre microfosilele calcarelor tithonice sînt de notat: *Trocholina alpina* (L e u p.), *Tr. elongata* (L e u p.), *Conicospirulina basitensis* M o e h l., *Macroporella (Pianella) pygmaea* (G ü m b.), *Teutoporella socialis* P r a t., *Clypeina jurassica* F a v r e.

Atît din seria de Braşov cît și din seria de Pre-Leaota provin numeroase klippe încorporate sub formă de olistolite în flișul cretacic de pe versantul estic al Bucegilor, ca și în masa conglomeratelor albiene din masivul Bucegi (Mecetul Turcesc, muntele Scara, Velicanu Mare) și a conglomeratelor apțiene din Piatra Mare. Printre cele mai instructive din aceste klippe sînt de menționat : (1) klippa din valea Peleşului (Sinaia) cuprinzînd marne și calcare marnoase (Bathonian superior — Callovian inferior) cu *Bositra buchi* (R o e m e r) și specii de *Macrocephalites*, *Dotikephalites*, *Kamptokephalites* (Bathonian superior — Callovian inferior), radiolarite callovo-oxfordiene și calcare masive kimmeridgiene cu *Streblites tenuilobatus* (O p p.); (2) klippele conglomeratice din Valea Sgarburei — Valea Sf. Ana, constituite din megabrecii cu olistolite încorporate de calcare roșii sau albe aparținînd Kimmeridgian — Tithonicului inferior, cu *Glochiceras semicostatum* (B e r c k.), *Lacunosella suessi* (Z i t t.), *Hynniphoria globularis* (S u e s s); (3) mici olistolite de calcare de Stramberg (Sinaia) cu faună foarte bogată cuprinzînd corali, hidrozoare (*Sphaeractinia diceratina* S t e i n.), brahiopode, echinoderme, foarte numeroși crustacei, lamelibranhiate printre care *Heterodicerias communis* (B o e h m), gasteropode și rari amoniți, ca : *Haploceras tithonium* (O p p.), *Glochiceras caracteis* (O p p.) și specii de *Berriasella* și *Spiticeras*; (4) mici olistolite și blocuri de calcare fine (Bușteni, Piatra Arsă), cu *Saccocoma* (Kimmeridgian sau Tithonic inferior), sau cu calpionele (Tithonic superior), provenind din seria de Pre-Leaota.

Neocomian (ne)

O succesiune mai completă a Neocomianului este cea din seria de Pre-Leaota (Poliție — Bucegi) care cuprinde deasupra unui pachet de dolomite dezvoltat la limita Jurasicului cu Cretacicul următorii termeni : (1) calcare pelitomorfe, cenușii deschis cu calpionele, urmate de calcare galbene cu *Tintinnopsella carpatica* (M u r g. et F i l.) în abundență (Berriasian); (2) marne și marnocalcare cenușii cu *Olcostephanus* sp. (aff. *O. jeannoti* O r b.) și *Bochianites* sp. (Valanginian); (3) marne și marnocalcare cu *Phyllopachyceras infundibulum* (O r b.) și *Duvalia dilatata* (B l.) (Hauterivian). Neocomianul seriei de Braşov se așterne cu discontinuitate pe calcarele neo-

jurasice din partea meridională a culoarului Dîmbovicioarei și a masivului Bucegi (muntele Lespezi). Succesiunea lui care începe cu Hauterivianul inferior sau eventual cu Valanginianul terminal, cuprinde în bază un banc de calcar glauconitic urmat de marne și marnocalcare cu accidente silicioase mai frecvente spre partea terminală a intervalului; fauna depozitelor marnoase reprezentativă pentru Hauterivian cuprinde specii de *Lyticoceras* și *Crioceratites*, cu *Spitidiscus intermedius* (O r b.), *S. incertus* (O r b.) și *Duvalia dilatata* (B l.). Aceste depozite, groase la S de 25 m, constituie partea inferioară a marnelor de Dîmbovicioara.

Barremian — Apțian inferior (br + ap₁) și Neocomian — Apțian inferior (ne-ap₁)

Partea superioară a marnelor de Dîmbovicioara groasă de 150 m este constituită din marne și marnocalcare cu intercalații de calcare recifale și detritice. Fauna marnelor barremiene cuprinde specii de *Barremites* (în abundență), *Pulchellia*, *Pseudothurmannia*, *Nicklesia pulchella* (O r b.), *Imeries giraudi* (K i l.), *Heteroceras leenhardti* K i l., cea a marnelor bedouliene — specii de *Deshayesites*, *Ammonitoceras*, *Zurcherella*, *Prochelonoceras albrechti-austriacae* (H o h e n.). Calcarele recifale conțin corali și pahiodonte printre care : *Matheronia munieri* P a q. și *Requienia gryphoides* (M a t h.); calcarele detritice ale Bedoulianului sînt bogate în orbitolinide.

La Codlea și în împrejurimile Braşovului primele etaje ale Cretaciculului sînt reprezentate de o succesiune condensată de marne și marnocalcare (marnele de Braşov după M. Săndulescu, 1964) atribuită de E. Jekelius (1915, 1938) intervalului Valanginian superior — Apțian inferior. Majoritatea faunei descrise de acest autor cu *Olcostephanus sayni* K i l., *Lyticoceras transsylvanicum* (J e k.), *Spitidiscus intermedius* (O r b.), *S. lorioli* (K i l.) provine din Hauterivian. Prezența Apțianului ar fi indicată de specia *Aconeceras nisus* (O r b.).

Apțian superior (ap₂)

Depozitele Apțianului superior, reprezentate prin conglomerate calcaroase, denumite de Ileana Popescu (1967)

conglomeratele de Gura Rîului, constituie apariții restrînse la S de Zărnești (c2). Aceste conglomerate conțin în matricea lor orbitoline. Grosimea lor atinge 100 m.

Albian (al)

Acestui etaj îi sînt atribuite conglomeratele polimictice cu un procent ridicat de elemente calcaroase, care constituie pe flancul estic al culoarului Dîmbovicioarei (la SE de Bran), munții Pîntecele și Predușul.

Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

În culoarul Dîmbovicioarei depozitele acestor două etaje prezintă variații de facies atît transversale, cît și longitudinale. La S (segmentul Rucăr — Podu Dîmboviței) Vraconianul este reprezentat în partea axială a culoarului de gresii masive cu stratificație oblică, cu un orizont de breccii calcaroase intercalat aproape de bază și cu un nivel fosilifer spre partea superioară conținînd speciile: *Puzosia subplanulata* (Schlüt.), *P. takei* Pop. - Hatz., *Stoliczkaia dispar* (Orb.), *Pachydesmoceras alimănășteanui* (Pop. - Hatz.), *Subschloenbachia rostrata* (Sow.), *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.), *Scaphites meriani* Pict. et Camp., *Parahibolites tourtiaie* (Weig.), *Aucellina grypheoides* (Sow.). Lateral, în special spre W, gresiile sînt substituie prin conglomerate. La S de Rucăr (Valea lui Ecle) gresiile conglomeratice care constituie baza Vraconianului conțin o faună de moluște și cidaride cu *Trajanella munieri* Pop. - Hatz., *Chlamys raulinianus* (Orb.), *Exogyra haliotidea* Sow. etc. În același sector (Rucăr — Podu Dîmboviței) Cenomanianul este reprezentat prin marne cenușii cu inocerami, *Rotalipora monsalvensis* Morn. și numeroși radiolari.

Mai departe spre N gresiile din partea axială sînt și ele substituie prin conglomerate care ocupă întreaga lărgime a culoarului și capătă o grosime considerabilă împietînd probabil asupra Cenomanianului. Dincolo de pragul Branului, în sectorul Tohan — Rîșnov și spre E pînă în valea Timișului, Vraconianul și Cenomanianul inferior sînt reprezentate prin gresii în bancuri groase cu intercalații subordonate de conglome-

merate, mai dezvoltate spre bază. După M. Săndulescu (1964, 1967), conglomeratele (conglomeratele de Postăvaru) substituind gresiile capătă o dezvoltare importantă spre N, în împrejurimile Codlei și pînă în extremitatea meridională a munților Perșani, precum și pe teritoriul muntelui Postăvaru, pînă în valea Timișului. Faciesul marnos care reprezintă întreg Cenomanianul la S este restrîns aici la partea terminală a etajului.

Turonian — Senonian (tu + sn)

Acest interval stratigrafic, care atinge 1800 m grosime cumulată în sectorul Tohan — Rîșnov, cuprinde un complex de marne cenușii și în măsură mai redusă de culoare roșie, bogate în foraminifere, cu intercalații de gresii flișoide la diferite nivele începînd din Coniacian, cu un pachet foarte gros de conglomerate intercalat la Tohan în succesiunea marnelor Coniacian — Santonianului, cu calcare recifale, breccii, microconglomerate și gresii calcaroase puternic dezvoltate la N de Tohan în intervalul Campanian — Maestrichtian. Fauna cuprinde inocerami în intervalul Cenomanian — Campanian, *Belemnitella aff. hoeferi* Schloenb. în Campanian, specii de *Radiolites*, *Vermiculothecidea vermicularis* (Schlot.), craniide, cidaride și ostreide, alături de orbitoizi (*Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Siderolites*) în calcarele și depozitele detritice ale Campanian — Maestrichtianului. După Jana Săndulescu (1967) succesiunea depozitelor marnoase cuprinde următoarele zone cu foraminifere pelagice: (1) zona cu *Rotalipora reicheli* (Cenomanian superior); (2) zona cu *Rotalipora cushmani*, *R. turonica* și *Praeglobotruncana stephani* (Cenomanian superior — Turonian inferior); (3) zona cu *Praeglobotruncana schneegansi* și *P. helvetica* (Turonian mediu și superior); (4) zona grupului *Globotruncana lapparenti* (Turonian superior — Coniacian); (5) zona grupului *G. lapparenti*, împreună cu *G. fornicata* (Coniacian — Campanian); (6) zona grupului *G. lapparenti*, împreună cu *G. arca* (Campanian); (7) zona cu *G. arca* și *G. stuarti* (Maestrichtian inferior); (8) zona cu *G. falsostuarti* și *Abathomphalus mayaroensis* (Maestrichtian superior).

PÎNZA DE CEHLĂU ȘI UNITATEA DE BOBU

Neocomian (ne)

La compoziția acestor două unități participă puternice serii de fliș eocretacic. Primii termeni ai succesiunii sînt reprezentați de către stratele de Sinaia; fliș neocomian grezo-calcaros avînd cel puțin 2500 m grosime. După M. G. Filipescu et al. (1957) culcușul inițial al acestui fliș este constituit dintr-o brechie de șisturi cristaline, calcare și jaspuri jurasice și din calcare noduloase cu *Punctaptychus*, *Lamellaptychus*, *Laevaptychus* și calpionele (valea Cărbunarea la E de Teliu). Brechia și calcarele au fost considerate ca formînd o klipă tectonică la baza pînzei de Ceahlău. Condițiile de zăcămint ale acestei klippe al cărei acoperiș direct este format din flișul barremo-apțian, cu intercalații de depozite haotice conținînd blocuri mari de calcare neojurasice, indică că este vorba mai degrabă de un olistolit așa cum se întîlnesc și mai la sud în terenurile barremo-apțiene.

Succesiunea stratelor de Sinaia cuprinde pe teritoriul anticlinoriului Zamura trei termeni:

(1) stratele de Sinaia inferioare, formate din șisturi argilo-marnoase, grezo-calcare și calcare marnoase în parte nisipoase cu *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionellopsis oblonga* (Cad.), *Crassicolaria intermedia* (Dur.-Delga), *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.);

(2) stratele de Sinaia medii, caracterizate printr-un procent ridicat de gresii calcaroase (30—40%) și cuprinzînd la partea lor inferioară intercalații de „strate de Azuga”, anume de șisturi argiloase satinat roșii și verzi, de cuarțite și de jaspuri cu radiolari, roci care pe alocuri se găsesc intim asociate cu spilite; calcarele marnoase de la partea inferioară a acestor strate conțin *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpatica* și *Calpionellopsis oblonga*, iar din gresiile părții terminale provine specia *Peregrinella peregrina* (Buch) (valea Zamura);

(3) stratele de Sinaia superioare, formate mai ales din șisturi argilo-marnoase cu intercalații de calcarenite, brechii și conglomerate, în parte tilloide, care conțin pe alocuri blocuri foarte mari de șisturi cristaline (Bușteni), de calcare din Tithonic inferior cu *Saccocoma* și cefalopode printre care *Berriassella richteri* Opp. și *Subplanites concorsi* Donze et Enay

(în cursul superior al văii Doftana), din Tithonic superior cu calpionele (Bușteni) sau cu faună de Stramberg (Sinaia) și din Berriasian cu calpionele (Bușteni); fauna proprie stratelor de Sinaia superioare cuprinde pe teritoriul anticlinoriului Zamura formele *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) f. *typica*, *L. angulocostatus* f. *atlantica* (Hennig), *Pseudobelus bipartitus* (Orb.), *Hipolithes* aff. *subfusiformis* (Rasp.), *Crioceratites* sp.; în munții Baraoltului se mai semnalează încă, în același interval stratigrafic *Peregrinella peregrina* (Buch).

Barremian — Apțian inferior (br + ap₁) și Apțian superior (ap₂)

Pe teritoriul digitației de Ciuc — Baraolt stratele de Sinaia suportă o formațiune de fliș marno-grezos și grezos a cărui parte inferioară comportă intercalații de marnocalcare cu fucoide și a cărui grosime depășește 1000 m. E. Vadász (1911) semnalează în acest fliș o faună barremiană cu *Barremites psilotatum* (Uhl.), *Holcodiscus gastaldinus* (Orb.), *Pulchellia provincialis* (Orb.).

Pe același teritoriu termenul următor (ap₂) este reprezentat de un fliș grezos cu conglomerate în bază sau intercalate la diferite nivele. Acest fliș este local substituit de conglomerate masive, adesea tilloide, de aspect haotic cu mari blocuri de calcar urgonian alb sau roșcat conținînd *Chaetetopsis zonata* Patr. și pahiodonte. Flișul și conglomeratele au fost atribuite Apțianului superior (ap₂) prin corelare litostratigrafică cu formațiunile apțiene care constituie cuvertura pînzei transilvane pe teritoriul munților Perșani.

Barremian — Apțian (br + ap)

De jur împrejurul anticlinoriului de Zamura stratele de Sinaia suportă un fliș marno-grezos ruginiu („strate” de Piscu cu Brazi) a cărui grosime atinge 1500 m și care cuprinde la partea sa mijlocie un pachet discontinuu de conglomerate (orizontul Teslei) și de calcare urgoniene formînd bioherme izolate (Sinaia, Piatra Arsă la W de Predeal, Tesla la W de masivul Ciucaș); conglomeratele conțin local olistolite de calcare jurasice (versantul estic al masivului Bucegilor; Piatra Mare).

În baza acestui fliș se distinge în numeroase locuri un pachet cu grosime redusă de șisturi marnoase foioase conți-

nînd resturi de plante terestre și amoniți (Sinaia, Bușteni, muntele Diham, valea superioară a Doftanei). În anumite sectoare partea superioară a flișului marno-grezos este parțial sau complet substituită prin gresii în bancuri groase și breicii calcaroase (versantul estic al Bucegilor la Sinaia) sau prin conglomerate polimictice (versantul estic al Pietrii Mari). Fauna flișului marno-grezos barremo-apțian cuprinde mai ales amoniți printre care: *Barremites* spp. (Gura Mușitei — valea Doftanei), *Holcodiscus caillaudianus* (O r b.) (Purcăreni), *Macroscaphites yvani* (O r b.) (Babarunca — valea Tîrlungului), *Deshayesites consobrinoides* (S i n z.), *Aconeceras trautscholdi* (S i n z.), *Ptychoceras* cf. *puzosianum* (O r b.) (Brădet la N de Vama Buzăului), *Colombiceras subpeltoceratoides* (S i n z.) (Bușteni; extremitatea de NW a masivului Ciucaș — Zăganu). Depozitele marno-grezoase (Brădet) și gresiile calcaroase (Teliu; valea Zizin) conțin pe alocuri numeroase orbitoline. Fauna calcarelor urgoniene conține: *Chaetetopsis zonata* P a t r., corali, crustacei decapozi, specii de *Requienia* și pe alocuri orbitoline (Sinaia).

Albian (al) și Barremian — Albian (br-al)

Pe teritoriul care îmbrățișează pînza de Ceahlău și unitatea de Bobu, Albianul îmbracă două faciesuri: conglomeratic (extremitatea de S a munților Baraolt; partea estică a masivului Bucegi; masivul Ciucaș — Zăganu), și de fliș mai ales grezos (flișul de Bobu în sud, fliș șistos-grezos și grezos în nord, în sinclinalul Teliu — Dobîrlău). Faciesul grezos al Albianului se prelungește spre nord, dincolo de depresiunea Brașov pe teritoriul munților Bodoc, dar în ce privește limita inferioară a Albianului în acest ultim sector există încă incertitudini, astfel că terenurile Albianului și cele ale Barremian — Apțianului sînt reprezentate aici ca formînd un complex unic (br-al).

Conglomeratele Albianului sau conglomeratele de Bucegi, au o dezvoltare masivă. Grosimea lor este de 1000—1500 m.

Flișul de Bobu gros de 2000—3000 m comportă trei termeni (G r. P o p e s c u, 1958) și anume de jos în sus: (1) strate de pîriul Mogoș formate din gresii în lespezi în alternanță cu șisturi marnoase și gresii masive dezvoltate mai ales în partea inferioară a intervalului; (2) complex de gresii masive

și conglomerate; conglomeratele care sînt de tipul conglomeratelor de Bucegi, se dezvoltă progresiv spre N, substituind parțial gresiile în această direcție; (3) complexul marno-grezos micaceu cu intercalații de pelosiderite.

În gresiile flișului de Bobu au fost găsite la diferite nivele exemplare de *Neohibolites minimus* L i s t. La partea terminală G r. P o p e s c u semnalează în plus inocerami și exemplare de *Hamites*.

Flișul albian al sinclinalului de Teliu — Dobîrlău comportă la partea sa inferioară gresii în lespezi și șisturi argilo-marnoase de culoare închisă cu *Leymeriella tardefurcata* (O r b.).

Partea albiană a flișului de Bodoc cuprinde în bază gresii calcaroase în lespezi sau bancuri în alternanță cu șisturi argiloase sau marnoase micacee. Către partea superioară se dezvoltă pachete de gresii în bancuri groase. La E de Bodoc (valea Vasar) depozitele termenului inferior conțin formele: *Inoceramus concentricus* P a r k., *Douvilleiceras mammilatum* (S c h l o t.), precum și specii de *Hamites* și *Puzosia*.

Vraconian — Cenomanian (vr + c̄m)

În discordanță pe terenurile apțiene și albiene ale pînzei de Ceahlău, dar în continuitate pe flișul de Bobu, repauzează gresii calcaroase în alternanță cu marne micacee cenușii; partea superioară a intervalului este constituită aproape exclusiv din marne cenușii compacte (Cenomanian).

Marnele vraconiene conțin între altele următoarele forme: (G r. P o p e s c u, 1958; M. Ș t e f ă n e s c u, M a r i n a Z a m f i r e s c u, 1964): *Aucellina grypheoides* (S o w.), *Kossmatella* sp., *Lechites gaudini* P. et C., *L. moreti* B r e i s t., *Scaphites simplex* J. - B r o w n, *S. meriani* P. et C., *Mariella bergeri* (B r o n g.), *Mortoniceras* (*Durnovarites*) *postinflatum* S p a t h. La N de Vama Buzăului marnele Vraconian — Cenomanianului suportă un minuscul lambou de marne verzi și roșii cu microfaună turoniană.

În sinclinalul Pridvarea — Măgura Nebunii, care la S de masivul Ciucaș—Zăganu se prezintă ca parte integrantă a unității de Bobu, Vraconianul comportă marne nisipoase de culoare închisă și marnocalcare alburii cu *Parahibolites tourtiaei* (W e i g.). Cenomanianul este reprezentat de marnocalcare roșu-vișinii cu *Neohibolites ultimus* (O r b.) și rotalipore.

Depozitele vracono-cenomaniene ale pânzei de Ceahlău și ale unității de Bobu nu depășesc 200 m grosime. În partea de S a sinclinalului Pridvarea — Măgura Nebunii grosimea lor este de numai câțiva zeci de metri.

Turonian — Coniacian (tu-co)

Pe teritoriul munților Baraolt terenurile flișului suportă în discordanță marne cenușii și gălbui comparabile cu marnele Turonianului superior — Coniacianului de la Ormeniș (munții Perșani). Aceste marne, care formează câteva mici lambouri izolate, conțin în valea Arcușului: *Inoceramus costatus* O r b. și *Protexanites bourgeoisi* (G r o s s.).

În sinclinalul Pridvarea — Măgura Nebunii marnele cenomaniene suportă în continuitate de sedimentare șisturi argiloase și marnoase de culoare închisă (groase de 40 m). Termenul următor este reprezentat la S (Măgura Nebunii) de un fliș cu gresii verzui micacee și câteva intercalații de conglomerate și breccii cu elemente de marne cenomaniene, iar la N (sectorul Cheia — Pridvarea) prin argile roșii și verzi cu intercalații sporadice de gresii și de tufuri bentonizate. Vîrsta flișului și a gresiilor micacee nu a putut fi precizată. Acest fliș a fost provizoriu atribuit Turonian — Coniacianului dar nu este exclus ca el să fie puțin mai tînăr (eventual Paleocen). Cît despre argilele vîrgate a căror grosime atinge 400 m, vîrsta lor turonian — coniaciană este dovedită cel puțin de poziția lor stratigrafică, sub depozitele mai tinere ale Senonianului

Santonian — Maestrichtian (st-ma)

În centrul sinclinalului Pridvarea — Măgura Nebunii, argilele bariolate ale Turonian — Coniacianului sînt acoperite în împrejurimile Cheii de gresii marnoase și marne nisipoase gri deschis spre gălbui cu inocerami de talie mare și *Pachydiscus* sp.

PÎNZA FLIȘULUI CURBICORTICAL SAU DE TELEAJEN

Albian — Vraconian (al + vr)

Pe teritoriul pânzei de Teleajen acest interval stratigrafic este reprezentat printr-un fliș foarte caracteristic format din

gresii curbicortical în alternanță strînsă cu depozite argilomarnoase nisipoase cenușiu închise cu dungi verzui. La partea superioară a intervalului se dezvoltă gresii în bancuri groase, sau masive, în parte conglomeratice. În partea internă a pânzei succesiunea flișului curbicortical comportă și bancuri de gresii glauconitice. Aceste gresii conglomeratice conțin aici rare orbitoline. Fauna acestui fliș comportă în plus următoarele forme (determinate de D. Patrulius): *Metahamites* sp. (pîrîul Brădet), *Leptohoplites* sp. aff. *L. cantabrigensis* (gura pîrîului Brusturiș), *Subschloenbachia rostrata* (S o w.) (Plăețu), *Hamitoides* sp. (valea Telejenelului), *Neohibolites* cf. *minimus* L i s t. (valea Teleajenului), *Inoceramus crippsi* (M a n t.) (forma alungită), *Aucellina grypheoides* (S o w.) (în gresiile masive din Cheile Telejenelului).

Grosimea flișului curbicortical sau de Teleajen depășește 2000 m.

Vraconian — Cenomanian (vr + em)

În partea de NE a teritoriului reprezentat pe foaia Brașov, zona de afloriment a flișului curbicortical este mărginită în partea internă de o zonă sinclinală (Întorsura — Aninoasa) ale cărei depozite constituie o succesiune completă începînd cu Vraconianul superior și pînă la Maestrichtian inclusiv.

În semi-fereastra de la Teliu Vraconianul este reprezentat de marne cenușii moi cu *Aucellina grypheoides* (S o w.) și *Parahibolites tourtiaei* (W e i g.).

Cenomanianul comportă aici doi termeni. Partea sa inferioară este constituită din marne roșii cu *Neohibolites ultimus* (O r b.), *Rotalipora cushmani* M o r r., *R. reicheli* M o r n., și *Praeglobotruncana stephani* (G a n d.) (M. G. Filipescu, T. Neagu, 1956), partea sa superioară din marne și marnocalcare cenușii, în parte silicioase și bogate în radiolari cu *Mantelliceras mantelli* S o w., *Acanthoceras rotomagense* (D e f r.), *Turrilites* cf. *costatus* L k., *Inoceramus crippsi* M a n t.

Turonian — Coniacian (tu + co)

În același sector termenul următor este reprezentat de o formațiune marno-grezoasă cu o intercalație repetată de marno-calcare sideritice, de marne roșii și micacee, și de cinerite

în strate foarte subțiri. Fauna acestor depozite cuprinde: *Inoceramus labiatus* Schlot., *I. sturmi* And., *I. inconstans* Woods; microfauna este dominată de grupul *Globotruncana lapparenti* cu subspeciile. Grosimea acestei formațiuni depășește 200 m.

Vraconian — Coniacian (vr-co)

În prelungirea aceluiași sector spre N, dincolo de depresiunea Brașov, pe versantul de E al munților Bodoc flișul albian — vraconian al cărui ultim termen este reprezentat de un orizont șistos cu intercalații de pelosiderite trece gradat în sus la (1) depozite marno-calcaroase groase de aproximativ 100 m, cu *Stoliczkaia cf. notha* Seeley, *Hedbergella infracretacea* (Glaess.), *Valvulineria allomorphinoides* (Reuss) și *Haplophragmoides concava* Cush. (M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963). Urmează pe o grosime de 300—400 m depozite vărgate a căror succesiune comportă următorii termeni: (2) marne roșii cu *Rotalipora appenninica* (Renz.); (3) șisturi marno-nisipoase negre cu intercalații de argile roșii, verzi cineritice și cenușii; (4) marne și șisturi argiloase cenușii, roșii, verzui, rareori negre cu intercalații subțiri de gresii și marnocalcare.

Santonian — Maestrichtian (st-ma)

În zona sinclinală Întorsura — Aninoasa acest interval comportă următorii termeni (T. Neagu, 1966): (1) gresii în bancuri groase, pe alocuri și microconglomerate cu resturi sporadice de Radiolitide; (2) argile cenușii și roșii cu intercalații de cinerite și marne silicioase cu spiculi de spongieri și radiolari; (3) fliș marno-grezos cu cinerite în bază și a cărui faună cuprinde: *Inoceramus balticus* Boehm, *I. regularis* Orb., *I. lobatus* Münst., *I. planus* Münst., *I. salisburgensis* F. et K., *Belemnitella mucronata* Schlot., *Globotruncana arca* (Cush.), *Gl. fornicata* Plum.; (4) marnocalcare verzi și roșii cu *Inoceramus salisburgensis* F. et K., *Aschemonella carpathica* Neagu, specii de *Psammotodendron*, *Globotruncana arca* (Cush.); (5) marne cenușii cu *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *Gl. havanensis* (Voor), *Abatomphalus mayaroensis* (Boll). Grosimea Santonian — Maestrichtianului atinge

500 m în acest sector. Mai departe spre nord pe versantul de E al munților Bodoc (sectorul Dalnic — Cernatu), depozitele vărgate ale Vraconian — Coniacianului suportă o formațiune grezoasă cu gresii calcaroase curbicorticeale, gresii grosiere micacee în bancuri groase, marne și marnocalcare cenușii (M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963). Microfauna marnelor comportă grupul *Globotruncana lapparenti* cu subspecii, pe lângă *Gl. arca* (Cush.).

Magmatite mezozoice

Cele mai vechi magmatite mezozoice reprezentate pe acest teritoriu sînt de vîrstă triasică (prima fază ofiolitică a magmatismului alpin) și aparțin pînzei transilvane (D. Patrulius et al., 1966). Este vorba mai ales de bazalte în parte spilitizate cu structură de pillow-lava (G. Cioflica et al., 1965). Aceste roci constituie un mare lambou în sectorul Comana — Lupșa și mici olistolite în împrejurimile Apaței (munții Perșani). În aceleași sectoare se găsesc de asemenea cîteva olistolite de serpentinite. Bazaltele, care suportă normal calcare carniene, au fost atribuite Ladinianului.

Un alt grup de magmatite mezozoice aparțin Jurasicului inferior. Aceste magmatite eojurasice constituie intruziuni minore pe un vast teritoriu (masivul Postăvaru — Piatra Mare, sectorul Vulcan — Codlea și partea de E a munților Făgăraș). Grupul lor cuprinde bazalte (diabaze), camptonite, sienite (în parte sienite cuarțifere cu riebeckit), porfire sienitice, bostonite și trachite. Numeroase filoane constituite din aceste roci străbat șisturile cristaline ale munților Făgăraș. Roci eruptive de vîrstă certă eojurasică sînt reprezentate în sectorul Codlea — Holbav unde intervalul cuprins între Hettangian și Toarcian comportă piroclastite și tufite trachitice cu unele curgeri de trachite intercalate și traversate de porfire cu olivină; la Curmătura — Brașov (filonul de porfir granitic cu arvedsonit descris de M. Savul și Th. Kräutner, 1937) și în împrejurimile Baciului (trachit).

O reluare a activității vulcanice în cursul Jurasicului mediu este pusă în evidență de prezența unor cinerite asociate jaspurilor calloviene din muntele Postăvaru.

De o vîrstă încă mai recentă sînt spilitile care se găsesc intercalate în flișul neocomian al pînzei de Ceahlău. Aceste

roci constituie foarte mici lentile la diferite nivele ale stratelor de Sinaia medii începînd cu partea lor bazală și se găsesc constant asociate cu șisturile roșii și verzi ale „stratelor de Azuga”.

Erupții vulcanice în cursul Cretacicului superior sînt puse în evidență de prezența cineritelor acide în intervalul Turo-nian — Campanianului (sinclinalul Pridvarea — Măgura Nebunii, zona sinclinală Întorsura — Aninoasa și zona Dalnic — Cernatu).

Neozoic

Formațiunile neozoice ocupă o largă suprafață de aflori-ment în partea de nord-vest și centrală a teritoriului. Aceste suprafețe acoperă colțul de sud-est al depresiunii transilvane, culoarul Vlădenilor și depresiunea Brașovului (sau a Bîrsei).

Paleocen — Ypresian (Pg₁ + y)

Depozitele de această vîrstă, cantonate în partea de S a culoarului Vlădenilor și avînd aproximativ 300 m grosime, sînt reprezentate prin marne cenușii și roșii, gresii calcaroase microconglomeratice și conglomerate. După J a n a S ă n - d u l e s c u (1967) marnele conțin două asociații de foramini-fere pelagice, una reprezentativă pentru Paleocen, cu *Globorotalia angulata* White, *G. membranacea* (Ehr.), *G. marginodentata* Subb., *Globigerina triloculinoidea* Plumm.; alta pentru Ypresian, cu *Globorotalia velascoensis* (Cush.), *G. crassaformis* (Gall. et Wiss.) și *G. aragonensis* Nutt.

Lutețian — Priabonian (lu + pr) și Priabonian (pr)

Formațiuni raportabile la Lutețian și Priabonian sînt re-prezentate atît în culoarul Vlădenilor cît și în culoarul Dîmbovi-cioara, la N de Bran (c 2). În culoarul Vlădenilor Lutețianul cuprinde atît gresii și microconglomerate cu numuliți, marne și argile cu *Cyclammia amplexans* Grzib., cît și marne cenușii în care *Globorotalia velascoensis* și *G. crassaformis* sînt asociate cu *Globigerina pseudoecaene* Subb., și *G. frontosa* Subb. Priabonianul din același sector este dezvoltat sub facies marnos cu *Globigerinoides conglobatus* (Bradley), *Globigerina corpulenta* Subb., *Gl. inflata* Orb. etc.

La N de Bran, terenurile Eocenului cuprind următorii ter-meni : (1) șisturi argiloase și gresii calcaroase, urmate de breccii și microconglomerate cu discocieline sau de un banc de calcar detritic numulitic (cu *Nummulites distans* Desh.) care are pînă la 10 m grosime ; (2) pachet de gresii puțin consistente, în bancuri groase, pe alocuri cu trovanți ; (3) argile marnoase, cenușiu-verzui cu intercalații subțiri de gresii, în general spo-radice, cu excepția părții terminale flișoide, unde sînt mai frecvente ; (4) orizont subțire (0,50 — 1 m) de tufuri în parte bentonitizate, gresii alburii și marne cenușiu-verzui cu foarte numeroase globigerine de talie mare a căror asociație este re-prezentativă pentru Eocenul superior.

Peste orizontul cu cinerite urmează șisturi argiloase brune cu resturi sporadice de pești ; aceste șisturi ar putea să repre-zinte Oligocenul. Întreaga succesiune are pînă la 500 m grosime.

Oligocen (ol)

Depozitele Oligocenului, larg dezvoltate în partea de vest a culoarului Vlădeni (O. Schmidt, 1932) se compun din șisturi marnoase sau argiloase, brune sau cenușiu-negricioase, cu intercalații sporadice de gresii calcaroase, în lespezi și bancuri, local și cu intercalații de menilite și șisturi disodiliforme cu *Clupea* și *Balantium*. Grosimea acestor depozite atinge 1500 m.

× Helvețian (he)

Peste depozitele oligocene urmează marne cenușii cu intercalații de conglomerate mărunte conținînd resturi de mo-luște, apoi, cu discontinuitate, un puternic pachet de conglo-merate polimictice, cu intercalații argiloase și grezoase la partea superioară. Marnele din culcușul conglomeratelor, care ocupă o poziție stratigrafică similară stratelor de Cornu din sinclinalul de Slănic, au fost atribuite mai înainte Aquitanianului, dar mo-luștele inventariate de Victoria Zotta (1965) printre care *Chlamys scabrella* Lk. și *C. multistria* Polli pledează pentru o vîrstă helvețiană. Conglomeratele polimictice cu intercalațiile lor roșii, amintesc de conglomeratele de Brebu din sinclinalul de Slănic. Aceste rudite se extind în partea cen-trală a munților Perșani unde acoperă direct formațiunile me-zozoice. Grosimea depozitelor helvețiene atinge 1700 m.

Tortonian (to)

În succesiunea depozitelor tortoniene se disting patru subdiviziuni, aceleași care au fost recunoscute în zonele mai externe ale curburii Carpaților Orientali (sinclinalul de Slănic), anume de jos în sus: (1) marne cu globigerine și tufuri dacitice (tuful de Dej); (2) argile salifere; (3) șisturi cu radiolari; (4) marne cu *Spirialis*. Aceste entități stratigrafice prezintă o dezvoltare foarte inegală. Tuful de Dej atinge 150 m grosime. În partea de SW a munților Perșani (Comana — Lupșa) tipurile tortoniene sînt însoțite cu megabrecii de calcare triasice avînd matricea constituită din marne cu globigerine. Argilele salifere își trădează prezența prin cîteva izvoare sărate (Veneția). Orizontul șisturilor cu radiolari comportă intercalate gresii puțin consistente gălbui, limonitice, și șisturi argilo-marnoase negricioase (Ungra), urmate de un banc de tuf (Crihalma; a1). În ansamblu depozitele tortoniene ating 1000 m grosime.

Sarmațian (sm)

Depozitele Sarmațianului stau cu discontinuitate pe cele ale Tortonianului, pe care tind să le depășească spre E (Dopca). La compoziția depozitelor sarmațiene participă argile și marne cenușii, uneori foioase cu nisipuri, gresii, pietrișuri și conglomerate cuarțitice intercalate, mai dezvoltate la partea inferioară a succesiunii. Fauna acestor depozite cu *Cardium vindobonense* Partsch și *C. latisulcatum* Münster (la Dopca), arată că transgresiunea sarmațiană a început în Volhynian. Grosimea depozitelor sarmațiene se ridică la 800 m.

Levantin (lv)

Depozitele Levantinului sînt larg răspîndite în partea de N a depresiunii Brașovului (culoarul Căpenilor sau Baraoltului și golful Sf. Gheorghe) unde constituie un complex marnos, argilos și nisipos gros de 50 — 150 m cu numeroase strate de lignit care sînt grupate în 4 orizonturi dintre care cel de al treilea pornind de la bază reprezintă orizontul principal gros de 8 — 10 m la Vîrghiș. Fauna de mamifere a stratelor de lignit, provenind în majoritate din mina de la Căpeni, cuprinde speciile: *Equus primigenius* Mey., *Tapirus hungaricus*

Mey., *Parailurus anglicus* B. Daw., *Ursus boeckhi* Schloss., *Anancus arvernensis* (C. et J.), *Zygodon borsoni* (Hayes.). Acest complex cu cărbuni a fost atribuit succesiv Meoțianului, Levantinului, Dacianului și finalmente Levantinului superior, fiind corelat de E. Liteanu et al. (1962) cu Astianul superior. După M. Kretzoi (1956) fauna de la Căpeni caracterizează etajul bazal al Cuaternarului, etaj pe care-l denumește Barotian.

Pleistocen inferior (qp₁)

Depozitele Pleistocenului inferior prezintă patru tipuri de dezvoltare.

1. Faciesul lacustru profundal din culoarul Căpenilor, este reprezentat de un complex marnos-argilos, gros de 100 — 300 m cu unele intercalații de piroclastite andezitice în partea de nord a culoarului, bogat în ostracode (specii de *Paracypris*, *Pontocypris*, *Cythere*, *Cipridina*) și conținînd specia endemică *Limnocardium fuchsi* Neum.

2. Faciesul lacustru marginal, dezvoltat de o parte și de alta a aceluiași culoar (munții Baraoltului și munții Perșani), cuprinde nisipuri, argile nisipoase, diatomite și calcare, și conține numeroase moluște printre care: *Theodoxus semiplicatus* (Neum.), *Viviparus sadleri* (Partsch), *V. alutae* Jek., *V. graciosus* Jek., *V. fuchsi* Neum., *Valvata piscinalis* Müll., *V. eugeniae* Neum., *Hydrobia barzaviae* Jek., *Prososthenia budusi* Jek., *Pseudoamnicola (Corona) pagoda* Neum., *P. (C.) bithynoides* Jek., *P. (Aluta) trochiformis* Jek., *P. (Sandria) kochi* Brus., *Pyrgula eugeniae* (Neum.), *P. dacica* Jek., *Bulimus labiatus* (Neum.), *Melanopsis pterochila* Brus., *Radix alutae* Jek., *Coretus sulekianus* Brus., *Gyraulus transsylvanicus* Neum., *Dreissena exigua* Roth, *Limnocardium barzaviae* Jek., *Psilunio alutae* Jek., *Pisidium amnicum* Müll.; precum și resturi de *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Archidiskodon meridionalis* Nesti și *Anancus arvernensis* (C. et J.).

3. Faciesul fluviatil din împrejurimile Branului și din bazinul Timișului de Sus, este reprezentat de pietrișuri și conglomerate formînd la N de Bran două orizonturi separate printr-un pachet de argile și nisipuri cu *Eobania vermiculata* Müll.,

Perforatella bidens Chemnitz, *Archidiskodon meridionalis* Nesti, *Dicerorhinus etruscus* Falc. Depozitele acestui facies au 300—700 m grosime.

4. Faciesul lacustru-fluviatil din partea de vest a munților Perșani cuprinde pietrișuri și conglomerate, nisipuri și argile ce conțin la Fîntîna aceleași moluște ca și faciesul lacustru din munții Baraoltului. Local se întîlnesc și calcare lacustre cu *Theodoxus* (Comana de Sus). La N de Valea Lupșei pietrișurile și conglomeratele acoperă tufuri bazaltice și bazalte atribuite de unii autori Levantinului, iar de alții Pleistocenului inferior.

Pleistocen mediu (qp₂)

Depozite ce pot fi raportate cu certitudine Pleistocenului mediu, au fost semnalate numai în partea de S a culoarului Căpenilor, în sectorul Rotbav — Satu Nou — Bod. Aceste depozite constituie un complex argilos-nisipos, gros de 50—100 m, cu un orizont subțire de pietrișuri în bază, cu ostracode (*Xestolebris*, *Illyocypris*), *Valvata cobălcescui* Brus., *Lithoglyphus amplus* Brus., *Planorbarius sulekianus* Brus., *Oxychilus cellarium* Müll., *Archidiskodon wusti* Pavl., *Bison schoetensacki* Pavl., *Alces latifrons* John., *Hesperoloxodon* cf. *antiquus* Falc., *Equus* cf. *mosbachensis* Reich.

Pleistocen superior (qp₃)

Pleistocenului superior îi sînt atribuite numeroase tipuri de depozite, și anume:

1. Depozitele aluvionare ale terasei inferioare a Bîrsei și văii Turcului corelabilă cu unica terasă a Oltului dezvoltată în golful Sf. Gheorghe, terasă ale cărei aluviuni groase de 8—12 m conțin local blocuri mari de andezite și piroclastite andezitice (Coșeni) precum și resturi de *Bison priscus* Bj., *Mammuthus primigenius* Blum., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) (T. B a n d r a b u r, 1964).

2. Pietrișurile, nisipurile și argilele nisipoase care constituie în partea meridională a culoarului Căpeni, sub aluviunile subactuale ale Oltului, un complex gros de 20—60 m, cu faună de gasteropode (*Valvata*, *Planorbarius*, *Oxychilus*).

3. Depozitele deluviale și deluvio-proluviale, care acoperă formațiunile pleistocene inferioare și medii din culoarul Căpenilor, la poalele munților Perșani (pietrișuri și bolovănișuri provenite din conglomerate eocretacice) și ale munților Baraoltului (depozite deluviale, constituite din elemente de gresii cretacice) și care conțin resturi de *Mammuthus primigenius* Blum.; în aceeași categorie intră depozitele deluviale larg răspîndite în partea de est a depresiunii cuaternare a Făgărașului (sectorul Hoghiz—Șercaia—Hîrseni în bazinul văii Oltului).

4. Depozitele glaciare din partea de nord a masivului Bucegi (d2) și a masivului Iezeru-Păpușa (c1), raportate provizoriu la același interval stratigrafic.

Holocen inferior (qh₁)

Holocenului inferior i-au fost raportate următoarele categorii de depozite:

1. Aluviunile terasei joase a Bîrsei și Văii Turcului;
2. Depozitele deluvio-proluviale groase de 2—10 m care acoperă aluviunile terasei inferioare a Bîrsei și Văii Turcului, vastele conuri de dejecție formate la debușul văii Bîrsei și a văii Timișului (piemontul Săcele) în șesul depresiunii Brașovului, precum și depozitele proluviale care acoperă terasa dezvoltată în golful Sf. Gheorghe pe ambele părți ale Oltului;
3. Aluviunile subactuale ale văii Oltului, dezvoltate în partea meridională a culoarului Căpenilor, unde au 5—25 m grosime și conțin resturi de *Cervus elaphus* L.

Holocen superior (qh₂)

Părții terminale a Cuaternarului îi sînt atribuite:

1. Depozitele nisipoase aluvial-proluviale, care acoperă vastul șes al depresiunii Brașovului, la N de linia Ghimbav — sud Hărman — sud Prejmer;
2. Depozitele palustre din sectorul Hărman — Prejmer;
3. Aluviunile din lunca Oltului, dezvoltate începînd de la Hăghig (a3) spre N și din sectorul Dopca — Hoghiz (a1) spre SW;
4. Depozitele deluvial-coluviale cu blocuri larg dezvoltate pe versantul de vest al masivelor Bucegi și Piatra Craiului;

5. Depozitele eoliene, reprezentate prin nisipurile dunare care ocupă un sector restrâns la S de Reci (b 4);

6. Depozitele acumulate prin alunecări de teren și care ocupă suprafețe mai întinse în valea Cîrcinului (c 3) și în cursul superior al văii Zizinului (c 4).

Magmatite neozoice

În cuprinsul teritoriului figurat pe foaia Brașov, roci eruptive neozoice apar numai în partea de vest a munților Perșani. Este vorba anume de piroclastite și scorii bazaltice, precum și de curgeri de bazalte.

Piroclastitele bazaltice, care ocupă o suprafață relativ largă de afloriment la S de Olt, sînt reprezentate mai ales prin tufuri grosiere, cenușii sau brun-gălbui cu stratificație netă. Anumite nivele se fac remarcate prin granulația lor mai fină. Tufurile grosiere conțin în mod obișnuit o anumită cantitate de material detritic terigen. În materialul bazaltic se remarcă pe alocuri prezența unor fragmente de gresii calcaroase, calcare roșietice și violacee (probabil triasice), marne (probabil tortoniene) și tufuri dacitice.

Succesiunea piroclastitelor cuprinde două orizonturi separate printr-o curgere de bazalte. Piroclastitele orizontului inferior au în general o grosime mai redusă și sînt mai grosiere decît cele ale orizontului superior. Partea inferioară a curgerii de bazalte e în mod obișnuit compactă în timp ce partea superioară e vacuolară și cu separațiuni foliacee. Pe alocuri (valea Comanei) bazaltele prezintă separații sub formă de coloane prismatice avînd pînă la 10 m înălțime.

În ceea ce privește constituția petrografică, aceasta se prezintă relativ uniformă cu fenocristale de olivină și augit incluse într-o pastă microlitică constituită din plagioclazi bazici (labrador-bytownit, cu 50—75% anortit), augit, olivină, magnetit.

Scoriile bazaltice ocupă un nivel superior, formînd pe alocuri mici coline care domină prin relieful lor platoul constituit din piroclastite. Aceste roci, de culoare roșu-cărămizie, brună sau neagră cu reflexe albastrii reprezintă după toate aparențele aglomerate haotice de lapilli cimentate în faza lor de incandescență (A. I. Vasilescu, 1964).

După I. Atanasiu (1946), M. Ilie (1954), H. Wachner (1953) rocile bazaltice aparțin Pliocenului superior. D. M. Preda (1940) bazat pe prezența unor calcare lacustre cu vivipare și hidrobii în culcușul piroclastitelor, le atribuie o vîrstă levantin-inferioară. N. Orghidan (1953) însă, pornind de la considerații geomorfologice, raportează aceleași roci Pleistocenului. Dat fiind că fauna de moluște semnalată în culcușul piroclastitelor bazaltice este identică cu cea din munții Baraoltului, actualmente atribuită Villafranchianului, ultimul punct de vedere exprimat cu privire la vîrsta rocilor bazaltice a fost adoptat și pentru redactarea foii Brașov. Erupțiile de bazalte din munții Perșani par să reprezinte astfel etapa finală a magmatismului alpin pe teritoriul Carpaților Orientali.

ELEMENTE STRUCTURALE

Teritoriul figurat pe foaia Brașov prezintă o structură foarte complexă generată în cursul mai multor faze de diastrofism mezozoice și terțiare și rezultînd din juxta- și suprapunerea unor unități cu compoziție litologică foarte diversă. În limitele acestui teritoriu se disting trei mari categorii de unități structurale: (1) unitățile cele mai interne ale curbării Carpaților care se încadrează în „zona cristalino-mezozoică”, în sens larg, și care sînt formate din șisturi cristaline, depozite triasice și jurasice mai ales carbonatate și din depozite cretace marnoase, calcaroase și detritice (în parte fliș și Wildflysch); (2) unitățile interne ale zonei de fliș constituite din puternice serii de fliș eocretacic și din depozite neocretacice, în parte pelagice; (3) depresiunile intracarpatică și anume: depresiunea transilvană și depresiunea Brașovului (sau a Birsei) a căror umplutură este constituită din depozite de molasă aparținînd Paleogenului, Neogenului și Pleistocenului inferior.

Unitățile „zonei cristalino-mezozoice”

Pînza transilvană (sau a munților Perșani). Pînzei de decolare transilvane îi aparțin lambourile de calcare și magmatitele triasice (seria transilvană) care repauzează pe terenurile neocomiene și barremo-bedouliene ale unității bucovinice,

în partea de SW a munților Perșani. Punerea în loc a acestor lambouri a avut loc în cursul Apțianului.

Unitatea bucovinică. Fundamentul cristalofilian al unității bucovinice apare în micul masiv al Gârbovei (partea de S a munților Perșani), brahianticlinoriu a cărui structură de ansamblu are o orientare SW—NE. Formațiunile mezozoice proprii acestei unități constituie autohtonul (Trias—Neocomian) și parautohtonul (formațiunea de Wildflysch barremobedouliană) a pînzei transilvane. Parautohtonul reprezintă o duplicatură de un tip particular, formată prin decolarea gravitațională a formațiunii de Wildflysch. Aceasta din urmă împreună cu lambourile pînzei transilvane pe care le suportă a fost șariată către est pînă peste terenurile neocomiene ale pînzei de Ceahlău. Contactul între unitatea bucovinică și pînza de Ceahlău este după toate aparențele un accident tectonic profund, generat în cursul fazei austro-alpine, înaintea punerii în loc a pînzei transilvane și a parautohtonului ei.

Cuvertura mezozoică (Apțian superior — Senonian) a pînzei transilvane și a formațiunilor autohtone și parautohtone prezintă trei discontinuități de primul rang: între Apțianul superior și Albian, între Albian și Vraconian (fazele austrice), între Turonianul mediu (?) și Turonianul superior (faza mediteraneană). Depozitele mezozoice ale cuverturii precum și formațiunile miocene care le acoperă se înscriu în cute cu orientare E—W și sînt afectate de cîteva falii avînd aceeași direcție.

Unitatea bucovinică este intersectată la sud de culoarul Vlădeni ale cărui formațiuni cretacice și paleogene vin în contact abrupt la sud cu masivul cristalin getic, în lungul unei falii cu decroșare.

Masivul cristalin getic. Acest masiv constituie în ansamblu un anticlinoriu a cărui parte axială comportă un accident tectonic de primul rang, marcat de linia Holbav care separă subunitatea de Făgăraș — Holbav la N, de subunitatea de Iezeru — Păpușa la sud. Subunitatea Făgăraș — Holbav reprezintă după toate aparențele prelungirea unității bucovinice pe teritoriul Carpaților Meridionali iar linia de Holbav — prelungirea meridională a accidentului tectonic profund, generat

prin diastrofismul austro-alpin pe teritoriul munților Perșani, dar care mai la sud a fost reactivată după Paleogen.

Subunitatea Făgăraș — Holbav comportă în partea sa externă un anticlinal cu nucleul format din gnaisele seriei de Cumpăna („anticlinalul de creastă” al munților Făgăraș).

În sinclinalul care urmează acestui anticlinal la nord, se înscriu șisturile cristaline ale zonei de Șerbota și formațiunile paleozoice din împrejurimile localității Șinca Nouă (sinclinalul Șinca Nouă). Între seria de Cumpăna și seria de Făgăraș care ocupă partea internă a acestei subunități contactul este ezitant: normal la W, cu încălecarea seriei de Cumpăna peste seria de Făgăraș la E (împrejurimile localității Șinca Nouă).

Subunitatea de Iezeru — Păpușa comportă în partea sa internă (versantul de N al muntelui Păpușa) cute cu direcție SW—NE, iar în partea sa externă, cute cu direcția W—E (anticlinalul Lalu) pînă la SW—NE (anticlinalul Tămășel). Sinclinalul Călușu care se urmărește pe mai mult de 10 km începînd din muntele Huluba, în direcție ENE, pînă la versantul de W al masivului Piatra Craiului, reprezintă elementul plicativ cel mai important al acestei subunități.

Culoarul Dîmbovicioara. Această unitate, reprezentînd în ansamblu o largă zonă sinclinală cu direcția SW—NE, se interpune între unitatea getică și anticlinalul Leaota — Postăvaru. Partea de N a culoarului (sectorul Codlea — Cristian) constituie un sincliniu cu cute-solzi vergente spre axul culoarului. Urmează către S un hemi-sinclinal transversal cu direcție NW—SE (sinclinalul Tohan — Rîșnov) limitat la S de falia transversală a Brașovului. Compartimentul situat mai la S (compartimentul Bran — Rucăr) prezintă o tectonică atît plicativă cît și rupturală. Partea de W a acestui compartiment este ocupată de sinclinalul Piatra Craiului cu direcție NNE—SSW. În rest cutedele sînt puțin acuzate, iar faliile sînt cele care dau nota caracteristică edificiului tectonic. Se disting două sisteme de falii: unul cu falii transversale și altul cu falii longitudinale. În sectorul Dîmbovicioara — Rucăr faliile transversale au generat un sistem de mici grabene și hors-turi.

Anticlinoriul Leaota — Postăvaru. Structura masivului cristalin al Leaotei care ocupă partea de S a anticlinoriului comportă trei anticlinale de primul rang (Băngăleasa, Ghimbavu — Stoenеști și Brătei) cu nucleul format din roci mezo-metamorifice aparținând seriei de Cumpăna. Lineațiile și axele de microcute prezintă în majoritate înclinări spre N și NE, conforme cu sensul general de afundare a anticlinalelor. Dar se remarcă și elemente lineare cu direcție WNW—ESE generate în cursul unei faze de cutare mai veche.

Mai departe spre N axul major al anticlinoriului este marcat de creasta calcaroasă a muntelui Postăvaru care prezintă o structură în solzi cu vergență vestică. Între masivul Leaota și muntele Postăvaru se interpune un sector de înecare axială unde terenurile eocretacice încalcă spre interior formațiunile vracioniene și neocretacice din sinclinalul Tohan — Rîșnov.

Anticlinoriul de Leaota — Postăvaru este mărginit la exterior de zona sinclinală Bucegi — Piatra Mare care prezintă o ridicare axială la W de Predeal. Conglomeratele apțiene și albiene ale acestei zone repauzează în partea internă pe calcarele jurasice ale anticlinoriului Leaota — Postăvaru și în partea externă — pe flișul eocretacic al pînzei de Ceahlău, mascînd astfel contactul tectonic între „zona cristalino-mezozoică” și zona flișului. Ca și pe teritoriul munților Perșani, acest contact este reprezentat, după toate aparențele, printr-un accident tectonic profund, generat în cursul fazei austro-alpine (către sfîrșitul Hauterivianului) și care a fost reactivat în cursul Apțianului (Bucegi) și Albianului (Piatra Mare) fără a atinge totuși proporțiile unui șariaj.

Formațiunile eocretacice ale zonei sinclinale Bucegi — Piatra Mare înglobează olistolite de calcare jurasice dintre care unele reprezintă lambouri de decolare de mari proporții (Piatra Mare).

Unitățile zonei flișului

Pînza de Ceahlău. Această unitate comportă două digitații: (1) digitația de Ciuc — Baraolt în partea internă și (2) digitația de Bratocea — Bodoc în partea externă. Prima dintre digitațiile citate corespunde unității Carpaților Moldovei denumite „pînza de Ceahlău”. Pe teritoriul munților Baraolt

structura sa internă comportă un anticlinal de prim ordin (Aita — Belin) care se afundă către sud și căruiia îi urmează apoi către est cîte mai puțin pronunțate, generate în cursul unei faze post-cretacice.

Digitația de Bratocea — Bodoc este șariată pe unitatea de Bobu pe care o acoperă complet, astfel că începînd de la izvoarele Telejenelului către N ea încalcă direct pînza flișului curbicortical sau de Teleajen. Contactul anormal se urmărește către E pornind din flancul sudic al anticlinalului Zănoaga — Roșca, unde el are aspectul unei falii inverse, traversează regiunea izvoarelor Doftanei, unde încălecarea cîștigă brusc în amploare, și se îndreaptă apoi către N trecînd prin izvoarele văii Teliului, unde descrie conturul unei semi-ferestre. Mai departe digitația de Bratocea — Bodoc, se afundă sub digitația Ciuc — Baraolt care o acoperă complet (foaia Odorhei).

La extremitatea sa meridională digitația de Bratocea — Bodoc îmbrățișează un sinclinal larg cu umplutură de conglomerate albiene (masivul Ciucaș — Zăganu). Mai departe spre N (sectorul Dobîrlău — Teliu) ea comportă un sinclinal relativ larg al cărui flanc intern este deversat spre est. În sfîrșit pe teritoriul munților Bodoc, structura acestei unități este caracterizată prin cîte normale drepte sau ușor deversate către W.

La S de depresiunea Brașovului pînza de Ceahlău cuprinde la partea sa internă anticlinoriul Zamura care suportă pe flancul de vest conglomeratele eocretacice din masivele Bucegi și Postăvaru — Piatra Mare. Stratele de Sinaia care constituie nucleul acestui anticlinoriu sînt puternic cutate. Cutele mici sînt de tipul cutelor de dragaj, vergente spre E și SE pe cea mai mare parte a teritoriului. În partea internă, aproape de zona sinclinală Bucegi — Piatra Mare, se remarcă pe alocuri cîte deversate către W. Între Sinaia și Bușteni flancul intern prezintă în plus o structură în solzi cu vergență estică.

Unitatea de Bobu. Această unitate reprezintă în ansamblu un sincliniu. Accidentul tectonic care separă acest sincliniu de digitația de Bratocea — Bodoc, adică falia care urmărește flancul sudic al anticlinalului Zănoaga — Roșca, se atenuază progresiv spre SW astfel că în valea superioară a Doftanei nu se mai poate recunoaște un contact anormal între anticlinoriul Zamura și unitatea de Bobu.

Între unitatea de Bobu și pînza de Teleajen se interpune sinclinalul Pridvarea — Măgura Nebunii. În partea internă, depozitele neocretacice ale acestui sinclinal repauzează normal pe flișul de Bobu. În partea externă, o falie verticală le pune în contact cu flișul curbicortical al pînzei de Teleajen. Rezultă de aici că spre S raporturile între pînza de Ceahlău și pînza de Teleajen se normalizează.

Pînza de Teleajen. Edificiul tectonic al acestei pînze comportă mari cute normale, drepte sau ușor vergente către SE, precum și falii longitudinale.

Depresiunile intracarpatică

Depresiunea transilvană. Formațiunile neozoice ale acestei depresiuni constituie o succesiune foarte groasă ai cărei termeni inferiori (Oligocen) sînt depășiți, atît pe versantul nordic al masivului Făgăraș cît și pe versantul vestic al munților Perșani, de către formațiunile discordante ale Miocenului. În partea internă formațiunile miocene se înscriu în cute largi formînd un fascicol divergent spre NW (anticlinalul Felmer, sinclinalul Lovnic, anticlinalul Dăișoara și sinclinalul Crihalma — Ungra).

Depresiunea Brașovului. Formațiunile Levantinului superior — Pleistocenului inferior care constituie cea mai mare parte a umpluturii acestei depresiuni sînt dislocate în culoarul Căpeni prin falii longitudinale (puse în evidență prin foraje), generate în cursul fazei de diastrofism valahă. La extremitatea sudică a golfului Rîșnovului (la N și la E de Bran) aceleași formațiuni sînt de asemenea afectate de falii și prezintă căderi pînă la 20° spre SE. Prezența unei succesiuni complete a Cuaternarului în partea de sud a culoarului Căpeni (Hăghig — Feldioara — Hălchiu) arată că acest sector a fost supus unei mișcări continue de subsidență pînă în Holocenul superior.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- A t a n a s i u I. (1946) Fenomene magmatice. București.
- B a n d r a b u r T. (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe. *D. S. L/2* (1962—1963). București.
- B ă n c i l ă I. (1959) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică. București.
- B e r g e r o n J. (1904) Observations relatives à la structure de la Ialomitza et des Carpates Roumaines. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 4. Paris.
- C o d a r c e a D e s s i l a M a r c e l a, D r ă g u l e s c u A d e l a, B o r c o ș M. (1965) Studiul depozitelor din zona de curbura a Carpaților Orientali. Cercetări geologice în bazinul Gîrbova. *Arh. Inst. Geol.*
- C o d a r c e a D e s s i l a M a r c e l a, I l i e s c u V i o l e t a (1967) Asupra prezenței depozitelor metamorfozate ale paleozoicului inferior în Carpații meridionali centrali. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. Geol. Geof-Geogr. Ser. Geol.* XII. 2, București.
- C i o f l i c a G., P a t r u l i u s D., I o n e s c u J a n a, U d u b a ș a G. (1966) Ofiolitele triasice din munții Perșani. *Acad. RSR., Stud. cerc., seria Geol.*, 10/2. București.
- D i m i t r e s c u R., A r i o n M., P i t u l e a G. (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor din masivul Leaota. *Arh. Inst. Geol.* București.
- D i m i t r e s c u R. (1964) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *An. Com. Stat. Geol.* XXXIII. București.
- F i l i p e s c u G. M. (1936) Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (district de Prahova). *An. Inst. Geol.* XVII. București.
- F i l i p e s c u G. M. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. Parhon. Politehn.* 6—7. București
- F i l i p e s c u G. M., N e a g u T. (1956) Contribuții la orizontarea Cretacului de pe Valea Teliu. *An. Univ. Parhon.* 12. București
- F i l i p e s c u G. M., S ă n d u l e s c u J a n a (1963) Contribuții la cunoașterea flișului cretac din regiunea Cernatu (munții Bodoc). *Acad. RPR., Stud. cerc. Geol.* VIII/4. București.
- F i l i p e s c u G. M., S ă n d u l e s c u J a n a, I l i e s c u G h., C o p c e a I l i e s c u M a r i a, N e a g u T., V i n o g r a d o v C. (1963) Sur le Crétacé de la zone du flysch interne entre les rivières Teleajen et Trotuș

- et implications sur la structure des Carpates Orientales. *Assoc. geol. Carp.-Balc., Congres. V.* III/1. București.
- Gherasi N. (1962) Cartări, revizuirii și coordonări în cuprinsul foii 87 Zărnești sc. 1:100.000 Masivul cristalin al Leaotei, partea de N între Moeciu și V. Ghimbavului. *Arh. Inst. Geol. București.*
- Gherasi N., Dimitrescu R. (1963) Structure de l'extrémité orientale des Carpates méridionales. *Assoc. géol. Carp. Balk., VI-e. Congres (1963). Com. Scient. (résumés).* Varşovia.
- Gherasi N., Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. Stat. Geol. XXXV.* București.
- Ghika-Budești St. (1940) Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Geol. Rom. XX.* București.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) *Geologie Siebenbürgens.* Viena.
- Herbich Fr. (1878) Das Széklerland (mit Berücksichtigung der angrenzenden Landesteile). *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst. V. 2.* 1878. *Rf. Verh. d.k.k. geol. R. A.* 1878.
- Herbich Fr. (1888) Date paleontologice în Carpații românești. I. Sistemul cretacic din bazinul izvoarelor Dimbovița și II Sistemul jurasic din bazinul izvoarelor Ialomiței. *An. Biur. Geol. III,* 1885. I. București.
- Iancu M. (1957) Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bîrsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuesc, Baraolt). *Prob. Geografie. Ed. Acad. R.P.R.* București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a munților Perșani. I. Regiunea Căciulata-Lupșa-Comana-Veneția. *An. Com. Geol. XXVI.* București.
- Ilie M. (1954) Structura geologică a munților Perșani. II. Defileul Oltului. *An. Com. Geol. XXVII.* București.
- Jekelius E. (1914) Die mesozoischen Bildungen des Keresztényhavas. *Jb. d. k. ung. geol. A. f.* 1913. Budapest.
- Jekelius E. (1915) Die mesozoische Faunen der Berge von Braşov. I. Liasfauna von Keresztényfalva (Cristian); II. Neokomfauna von Brassó (Braşov). *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A. XXIII,* 2. Budapest.
- Jekelius E. (1916) A brassoi hegyek mezozoos faunája. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. XXIV,* 3. Budapest.
- Jekelius E. (1916) Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Csukas. *Jb. d. k. ung. geol. A. f.* 1915. Budapest.
- Jekelius E. (1919) Geologische Beobachtungen im Gebiet des Bucsecs und Rung. *Jb. d. k. ung. geol. A. f.* 1919. Budapest.
- Jekelius E. (1926) Geologia Pasului Bran. *D. S. Inst. Geol. Rom. VIII* (1919—1920). București.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Braşov. *Mem. Inst. Geol. Rom. II.* București.
- Jekelius E. (1936) Der weisse Triaskalk von Braşov und seine Fauna. *An. Inst. Geol. Rom. XVII,* 1932. București.
- Jekelius E. (1938) Der geologische Bau des Gebirges von Braşov. *An. Inst. Geol. Rom. XIX.* București.
- Kretzoi M. (1956) A villanyi hegység alsopliisztocen gerinces faunai. *Geol. Hung. ser. pal.* 27. Budapesta.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt). *Acad. R.P.R. St. Cerc. geol. VII/3—4.* București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1927) La zone interne du Flysch dans la région de la Haute Vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. Guide des excursions, IIème réunion de l'Assoc. pour l'avancement de la géologie de Carpates. București.
- Manilici V. (1955) Contribuții la cunoașterea rocilor intrusivă din masivul Făgăraș. *D. S. Com. Geol. XXXIX* (1951—1952). București.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive, mezozoice din regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă. *An. Com. Geol. XXIX.* București.
- Manilici V. (1957) Studiul petrografic al rocilor eruptive mezozoice din regiunea Poiana Mărului — Șinca Nouă — Holbav. *An. Com. Geol. XXIX.* București.
- Michalevici-Velcea Valeria (1961) Masivul Bucegi, studiu morfologic. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1957) Cretacicul superior de pe marginea Leaotei și vîrsta conglomeratelor de Bucegi. *Acad. R.P.R. Bul. științ. Secf. Geol.-Geogr. II,* 1. București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1959) Flișul cretacic din regiunea Pasului Predeluș. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol. VI/1.* București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L. (1959) Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol. IV.* București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D. (1961) Flișul cretacic din partea de sud a munților Baraoltului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. VI/2.* București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretacice din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. geol. Carpato-Balc. (Congresul V,* 1961). III/2. București.
- Murgeanu G., Ștefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de șisturi cristaline din regiunea Zamura-Prislop. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. IX./2,* București.
- Murgoci G. (1910) The geologica synthesis of the south Carpatians. *C. R. XI-e Congrès Internat. Geol.*
- Neagu T. (1966) Studiul micropaleontologic și stratigrafic al depozitelor Cretacicului superior între valea superioară a Buzăului și Rîul Negru. Auto-referat la lucrarea de dizertație pentru doctorat. București.
- Orghidan N. (1953) Ivirile de bazalt de pe marginea apuseană a munților Perșani din punct de vedere geomorfologic. *Arh. Com. geol.*
- Onceșcu N. (1943) Région de Piatra Craiului-Bucegi. *An. Inst. Geol. Rom. XXII.* București.
- Panin N., Mihăilescu H., Jipa D. (1963) Sur le mode de formation des conglomérates de Bucegi. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congr. V,* III/2. București.
- Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi versantul de E. *D. S. Inst. Geol. Rom. XXXVI* (1948—1949). București.

- Patruluius D. (1953) Noi contribuții la cunoașterea stratigrafiei din regiunea masivului Bucegi. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950). București.
- Patruluius D. (1954) Observații asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și din Perșani. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.
- Patruluius D. (1962) Raport asupra cartărilor și ridicărilor geologice efectuate în cadrul foii 1:100.000 Zărnești. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Patruluius D., Dimitriu Ileana (1962) Terenurile mezozoice și neozoice din culoarul Dimbovicioara între Rucăr și Bran. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Patruluius D. (1963 a) Schița stratigrafică a seriei neocomiene de Dimbovicioara: Hauterivian, Barremian și Bedoulian de facies pelagic și recifal. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congres. V*, III/2. București.
- Patruluius D. (1963 b) Olistolitele masivului Bucegi. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*. III/2. București.
- Patruluius D., Dimian Elena, Popescu Ileana (1965) Studiul depozitelor mezozoice din zona cristalino-mezozoică (foile XX Brașov și XIV Odorhei, sc. 1:200.000). Terenurile mezozoice din munții Perșani între izvoarele Hămăradiei și Merești. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Patruluius D., Dimian Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Stat Geol.* XXXV. București.
- Patruluius D., Mihăilă N. (1966). Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Birsei. *An. Com. Stat Geol.* XXXV. București.
- Patruluius D., Popa Dimian Elena, Dimitriu-Popescu Ileana (1967) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Com. Stat Geol.* XXXVI. (sub tipar). București.
- Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perșanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *Com. Stat Geol. Stud. tehn. econom. seria J*. 4, București.
- Popa Elena (1967) Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras thouarsense) din munții Perșani (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2 (1965—1966). București.
- Popescu Gr. (1958) Contribuții la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.*, III/3—4. București.
- Popescu Gr., Butac A., Butnăreanu Cecilia, Ștefănescu M., Zamfirescu Marina, Lăcătușu A., Avram E. (1962) Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în pînza de Tarcău și zona flișului cretacic din munții Buzăului. *Arh. Inst. Geol.* București.
- Popescu Ileana (1967) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a masivului Piatra Craiului. *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2 (1964—1965). București.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) Etude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia. Teză de doctorat. Paris.

- Popovici-Hatzeg V. (1899) Contribution à l'étude de la faune du Crétacé supérieur en Roumanie, environs de Cîmpulung et de Sinaia. *Mém. Soc. Géol. Fr.* 20, VIII/3. Paris.
- Popovici-Hatzeg V. (1905) Les céphalopodes du jurassique moyen de Mont Strunga (massif de Bucegi, Roumanie). *Mém. Soc. géol. Fr.* XIII. Paris.
- Preda M. D. (1925). Geologia și tectonica părții de răsărit a județului Prahova. *An. Inst. Geol. Rcm.* X. (1921—1924). București.
- Preda M. D., Ilie M. (1940) Présence de calcaires à Megalodus dans les monts Perșani (Roumanie). *C. R. Inst. Sci. Roum. (Acad. Sci. Roum.)* IV. 3—4. București.
- Preda M. D., Ilie M. (1940) Nouvelles contributions à la géologie de la couvette externe des Carpates de Bucovine. *C. R. Inst. Géol.* XXIV (1935—1936). București.
- Preda M. D. (1939) La nappe des conglomérats de Zăganu et Ceahlău (la nappe moldave). *Bul. Sec. Rcm. de Geologie.* IV (1937). București.
- Reinhard M. (1911 a) Cercetări în regiunile șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali și occidentali. *An. Inst. Geol. Rcm.* IV, 1. 1910. București.
- Reinhard M. (1911 b) Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der kristallinen Schiefer der Süd- und Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Roum.* IV. 1. 1910, București.
- Reinhard M. (1912) Rocile granitice-granulare ale pînzei transilvanice din Carpații de sud și est. *An. Inst. Geol. Rcm.* V. 1, 1911, București.
- Săndulescu Jana (1967) Biostratigrafia și faciesurile Cretacicului superior și paleogenului din Țara Birsei (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LII/2 (1964—1965). București.
- Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru — Runcu (munții Brașovului). *An. Com. Geol.* XXXIV/2. București.
- Săndulescu M. (1965) La structure de la Zone cristalline-mésozoïque de l'intérieur de la courbure des Carpathes. *Carpatho.-Eclik. Asoc.* VII — *Congres. Sofia 1965. Report I.* Sofia.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du Flysch dans la partie centrale des Carpathes Orientales. *Carpatho-Balkan Ass. (VII Congress — Scfia 1965)* Sofia.
- Săndulescu M. (1967) Structura geologică a terenurilor mezozoice de la exteriorul masivului cristalîn al Făgărașului. *D. S.* LII/2 (1964—1965). București.
- Schmidt O. (1930 a) Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale munților Făgăraș. *D. S. Inst. Geol. Rom.* (XV/1926—1927). București.
- Schmidt O. (1930 b) Scurtă expunere a rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVII (1928—1929). București.
- Semak A I. (1965) Zur Kenntnis der Nilssonia orientalis Flora in den Süd-karpathen. *Acta Paleobotanica.* VI, 2. Berlin.
- Simionescu I. (1898) Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici. I. Studii geologice asupra bazinului Dimbovicioarei II. Fauna neocomiană din bazinul Dimbovicioarei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi.* I. (1898—1900), 2. București.

- Simionescu I. (1899) Studii geologice și paleontologice din Carpații sudici III. Fauna calloviană din valea Lupului (Rucăr). *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*. I. (1898—1900), 3. București.
- Simionescu I. (1905) Studii geologice și paleontologice în Carpații sudici; IV. Fauna jurasică din Bucegi. *Acad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*. XIII. București.
- Simionescu I. (1905) Les ammonites jurassiques de Bucegi. *Ann. Scient. Univ. Jassy*. III, 3, Iași.
- Ștefănescu M., Butnăreanu Cecilia, Zamfirescu Marina, Matei V., Avram E. (1963) Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flișului dintre Teliu, Bratocea, Teșila și V. Prahovei. *Arh. Inst. Geol. București*.
- Ștefănescu M., Zamfirescu Marina (1964) Iviri noi de Vracomanian — Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucaș — Zăganu. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.* I/9. București.
- Streckeisen A. (1933) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. 1931, București.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Zitzb. d. k. Akad. Wiss. math. naturw. Kl.* CXI/1. Viena.
- Vadász E. (1909) Die unterliassische Fauna von Alsorakos. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. R. A.* XVI, 1907—1909.
- Vadász E. (1911) Petrefakten der Barreme-Stufe aus Erdély (Siebenbürgen) *Zentralbl. f. Min. Geol. u. Pal.* 1911, 6, Stuttgart.
- Vasilescu Al. (1964) Studiul eruptivului neogen din partea sudică a munților Harghita și Perșani. Foile 14 Odorhei și 20 Brașov. *Arh. Inst. Geol. București*.
- Vilceanu P. (1960) Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea. *Acad. R.P.R., Stud. Cerc. Geol.* V/1. București.
- Wachner H. (1953) Bazaltele și andezitele de pe marginea de apus a munților Perșani. *Arh. Com. Stat. Geol. București*.
- Zotta Victoria (1965) Contribuțiuni la stratigrafia Miocenului din sudul munților Perșani. *D. S. Com. Geol.* LI. București.

Notițe

82. Position des courbes géologiques
81. Epanchements
80. Source d'eau minérale
79. Gisement fossilifère d'invertébrés
78. Axe de synclinal
77. Axe d'anticlinal
76. Décollement
75. Faille normale. Limite d'horizont
74. Faille inverse. Faille
73. Nappe de charriage
72. Limite de formation transgressive
71. Limite morphogénique
70. Limite géologique-morphogénique
69. Limite géologique
68. Débris morcenaux
67. Débris éoliens
66. Débris détritiques-proluviaux
65. Débris détritiques-colluviaux et blocs
64. Débris glaciaires
63. Débris fluviatiles
62. Types géologiques de dépôts karstiques
61. Mignattites métatectoniques
60. Mignattites métatectoniques
59. M = Porphyroïdes
58. fa. roches varres pargolées
57. Arochidolites
56. fa. Schistes graphitiques
55. Quarzites
54. Calcaires gypsifères