

20

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000

ODORHEI



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL POLITEHNIC
BIBLIOTECA

Nr. cărții B H 334
Nr. de inventar 240759
Clasif. zecimală _____

1984

1985

B-3/11

11 SEP 1982

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1 : 200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ

R O M Â N I A

REDACTIA HARTII ODORHEI

Redactori coordonatori :

U. Ianovici
D. Rădulescu

Redactori :

M. Săndulescu
Al. Vasilescu
A. Popescu
M. Mureșan
Adela Arghir-Drăgulescu
T. Bandrabur

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1 : 200.000

L — 35 — XIV

20. ODORHEI

Notă explicativă

de : *Al. Vasilescu*
M. Mureșan
Ileana Popescu
Jana Săndulescu
A. Popescu
T. Bandrabur

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

BUCUREȘTI

1968

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	14
Caracterizare geologică	15
Stratigrafie, Petrografie, Magmatism	16
Zona cristalino-mezozoică	16
Ante-Proterozoic superior	16
Seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaş)	16
Seria de Bistriţa — Barnar	18
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts-Pz)	18
Mezozoic	19
Sectorul Perşani	19
Pînza transilvană	20
Triasic inferior (T ₁)	20
Anisian (an)	20
Ladinian (ld)	20
Triasic superior (T ₃)	21
Jurasic inferior (J ₁)	22
Jurasic mediu (J ₂)	22
Kimmeridgian — Apţian inferior (km-ap ₁)	22
Zona de Wildflysch	23
Neocomian (ne)	23
Barremian — Apţian inferior (br+ap ₁)	24
Cuvertura post-tectonică	24
Apţian superior (ap ₂)	24
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	25
Turonian — Senonian (tu+sn)	26
Sectorul Hăghimaş	26
Pînza de Hăghimaş	26
Kimmeridgian — Apţian inferior (km-ap ₁)	26
Pînza bucovinică	27
Triasic inferior şi mediu (T ₁₊₂)	27
Jurasic inferior (J ₁)	28
Jurasic mediu (J ₂)	28
Callovian — Oxfordian (cl+ox)	28
Tithonic — Neocomian (th+ne)	29
Barremian — Albian (br-al)	30

Redactori: MARGARETA FELTZ şi GABRIELA CAZABAN
 Traducător: MARGARETA HĂRJEU

Dat la cules: iulie 1968. Bun de tipar: august 1968. Tiraaj: 2.000 ex. Hîrtie cartografică tip III 50 g/m². Format 70×100. Coli tipar: 8³/₄. Com. 293. Pentru biblioteci indicele de clasificare 53.058

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informaţia“
 str. Brezoianu nr. 23-25, Bucureşti — România.

Z
 Z
 Z
 C

	Pag.
Pînza subbucovinică	31
Triasic inferior și mediu (T ₁₊₂)	31
Jurasic mediu (J ₂)	31
Cuvertura post-tectonică	32
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	32
Zona flișului	32
Meozoic	32
Pînza de Ceahlău	32
Neocomian (ne)	33
Barremian — Aptian (br+ap)	34
Barremian — Albian (br-al)	35
Pînza flișului curbicortical	36
Neocomian — Aptian (ne-ap)	36
Albian — Vraconian (al+vr)	37
Cenomanian (cm)	40
Vraconian — Coniacian (vr-co)	40
Magmatite mezozoice	41
Depresiunea Transilvaniei	42
Meozoic	42
Barremian — Aptian inferior (br+ap ₁)	42
Neozoic	42
Paleogen (Pg)	42
Helvețian (he)	43
Tortonian (to)	43
Buglovian (bg)	44
Volhinian — Bessarabian inferior (vh+bs ₁)	44
Pannonian (pn)	45
Magmatite neogene și cuaternare	45
Depresiuni intramontane	51
Bazinul Baraolt	51
Levantin (lv)	51
Pleistocen inferior (qp ₁)	52
Pleistocen mediu (qp ₂)	52
Pleistocen superior (qp ₃)	52
Holocen superior (qh ₂)	53
Bazinele Ciucului	53
Levantin (lv), Pleistocen (qp)	53
Holocen inferior (qh ₁)	53
Holocen superior (qh ₂)	53
Elemente structurale	53
Zona cristalino-mezozoică	54
Zona flișului	57
Depresiunea Transilvaniei	59
Zona vulcanică Gurghiu — Harghita	59
Depresiuni intramontane	60
Indicații bibliografice	61

INTRODUCERE

În ansamblul hărții geologice a României scara 1:200.000, foaia Odorhei reprezintă un teritoriu din partea centrală a țării, delimitat la S de o linie ce unește localitățile Rupea și Malnaș, la E de meridianul localității Lunca, la N de linia Bălan — Sovata, iar la W de linia Sovata — Rupea.

Istoricul cercetărilor

Varietatea formațiunilor geologice cuprinse pe foaia Odorhei a suscitat interesul cercetătorilor de foarte multă vreme. Astfel J. E. Fichtel (1794) a făcut primele observații asupra manifestațiilor vulcanice din Carpații Orientali, A. Bielz (1854) și F. Richthofen (1860) s-au ocupat de formațiunile cristaline și eruptive. Prima lucrare monografică aparține lui Fr. v. Hauer și G. Stache (1863) care se referă la formațiunile cristalofiliene, eruptive și sedimentare. Fr. Herbich și M. Neumayr (1875), M. Schlosser (1899) s-au ocupat de depozitele pliocene și cuaternare din depresiunile intramontane. Într-o lucrare mai cuprinzătoare, Fr. Herbich (1878) a făcut o serie de observații asupra depozitelor sedimentare din partea internă a Carpaților Orientali. Lucrarea de sinteză a lui A. Koch (1900) a pus bazele stratigrafiei depozitelor terțiare din depresiunea Transilvaniei, schemă aplicată ceva mai târziu celorlalte depozite din zona de sud-vest a foii, de către M. Pálffy et al. (1913).

Un moment important în evoluția cercetărilor l-a constituit apariția lucrărilor lui V. Uhlig (1903, 1907), în care autorul a recunoscut pentru prima dată structura în pînză a zonei cristalino-mezozoice. V. Uhlig a deosebit două pînze: pînza buco-

vinică alcătuită din șisturi cristaline și depozite mezozoice și pînza transilvană constituită din depozite mezozoice.

Ulterior, observații de detaliu au fost făcute de F. Trauth (1910) pentru terenurile cristaline, E. Vádasz (1915), H. Wachner (1918), E. Jekelius (1921) pentru terenurile mezozoice; ca lucrare de ansamblu menționăm „Ghidul excursiilor” (1927) care sintetizează toate informațiile existente la acea dată, privind formațiunile geologice de pe foaia Odorhei.

După această dată urmează o serie de lucrări al căror conținut se referă în detaliu la geologia unei singure unități structurale.

În cuprinsul zonei cristalino-mezozoice, pentru sectorul munților Peșani, D. M. Preda și M. Ilie (1940) menționează existența unei structuri în pînză, iar M. Ilie (1954) precizează că unitatea alohtonă este o pînză de decolare care provine dintr-o zonă situată la interiorul depresiei Transilvaniei și care a fost pusă în loc în cursul fazei de diastrofism mezocretacic (între Aptian și Cenomanian).

Precizarea stratigrafiei depozitelor mezozoice din munții Peșani se datorește mai multor cercetători: D. M. Preda și G. Răileanu (1953) au studiat fauna calcarelor de Adneth de pe valea Tepeia; D. Patrulius (1954, 1963, 1968) a pus la punct stratigrafia marilor klippe de calcare din defileul Oltului și a terenurilor neocomiene; M. Dumitriu și Cristina Dumitriu (1964) au semnalat prezența faciesului urgonian în Peșani; S. Pauliuc (1959, 1968) s-a ocupat în special de studiul depozitelor neocretacice, care alcătuiesc cuvertura post-tectonică a pînzei transilvane. Cele mai recente observații sînt consemnate de D. Patrulius et al. (1965) pe o hartă la scara 1:25.000, care a constituit documentarea de bază la întocmirea foii Odorhei pentru acest sector.

Pentru sectorul de S al Hăghimașului, I. Băncilă (1941) este autorul primei hărți moderne și al unei ample lucrări în care se descriu amănunțit cele două serii de șisturi cristaline (seria gnaisică și seria clorito-filitoasă). Formațiunile sedimentare sînt grupate în trei cicluri de sedimentare (Triasic — Liassic, Dogger — Malm și Aptian — Cenomanian); se separă „stratele cu *Aptychus*” în baza stratelor de Sinaia și se admite o structură normală în solzi cu vergențe estice și vestice pentru terenurile sedimentare și o structură în pînză pentru terenurile cristalino-

filiene. Ulterior, D. M. Preda (1943) a admis structura în pînză dar numai la nivelul seriilor sedimentare.

Cercetarea sistematică a formațiunilor cristalofiliene a fost reluată în ultimul timp de către P. Ciornei et al. (1956, 1958), care aduc precizări de ordin cartografic și petrografic, printre care este de menționat prezența migmatitelor în cuprinsul seriei de Hăghimaș și separarea unei mezozone vestice, alcătuită în principal din șisturi cu biotit și calcare.

Recent au apărut o serie de lucrări cu caracter de sinteză referitoare la stratigrafia și tectonica de ansamblu a rocilor cristaline din Carpații Orientali (Marcela Dessila-Codârcea et al., 1964; I. Bercia et al., 1967; Marcela Dessila-Codârcea, 1967 a, 1967 b; M. Mureșan, 1967; G. Pitulea, 1967) ale căror concluzii au servit la interpretarea datelor utilizate la întocmirea foii Odorhei.

Asupra seriilor sedimentare din sectorul Hăghimaș, contribuții recente se datoresc lui I. Băncilă (1958), care consideră că depozitele Barremian — Aptianului inferior se dezvoltă în facies de Wildflysch; pentru „stratele cu *Aptychus*” creează denumirea de „strate de Lunca” dispuse la baza stratelor de Sinaia și consideră linia central-carpatică la contactul Neocomian — formațiunea de Wildflysch. La această părere se alătură D. Patrulius et al. (1962), care atribuie stratelor de Lunca vîrsta tithonică. M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1965) arată că stratele de Lunca, de vîrstă tithonic — neocomiană, reprezintă un facies sincron stratelor de Sinaia, aparținînd unei alte unități tectonice. D. Patrulius et al. (1966) restrîng conținutul noțiunii de „strate cu *Aptychus*” la cîteva episoade de depozite pelagice intercalate în depozite neocomiene, iar fruntea pînzei bucovinice o plasează în fața anticlinalului Lunca.

Ulterior, M. Săndulescu (1968) grupează depozitele mezozoice din sinclinalul Hăghimaș în trei serii (seria transilvană, seria bucovinică și seria subbucovinică) care aparțin la unități tectonice independente. Pe baza studiilor micropaleontologice, Jana Săndulescu (1968) stabilește prezența Albianului în formațiunea de Wildflysch și a Vraconian — Cenomanianului în cuvertura post-tectonică.

Asupra zonei interne a flișului, în perioada 1926—1952 apar o serie de lucrări cu caracter general în care se dau, pentru aceste depozite, primele scheme stratigrafice moderne.

În 1926, G. Macovei și I. Atanasiu stabilesc în valea Bistriței următoarea schemă stratigrafică: Valanginian — Hauterivian, reprezentat prin strate de Sinaia (= strate cu *Aptychus*); Barremian cu două faciesuri — strate de Bistra la interior (faciesul vest intern) și strate de Audia la exterior (faciesul est intern); Aptianul reprezentat în partea terminală prin conglomeratele de Ceahlău.

Această schemă este recunoscută în valea Troțușului (D. M. Preda, I. Băncilă, 1928) și mai târziu este extinsă asupra întregii zone a Carpaților Orientali (G. Macovei, I. Atanasiu, 1934). Ulterior, această schemă suferă unele modificări: șisturile negre sînt atribuite Senonianului, iar depozitele considerate aptiene — Turonianului (D. M. Preda, I. Băncilă, 1937) sau Vraconian — Turonianului (D. M. Preda, 1936).

În bazinul văii Troțușului, I. Băncilă (1941) stabilește, în partea cea mai internă a flișului, următoarea succesiune: strate de Sinaia cu strate cu *Aptychus* în bază (Valanginian — Hauterivian), strate de Bistra (Barremian — Aptian) și o serie cu marne, gresii, conglomerate (Albian — Cenomanian). Mai târziu, ultimul termen a fost atribuit în cea mai mare parte Cenomanian — Turonianului (I. Băncilă, 1955) și alcătuieste digitația estică a pînzei interne (I. Băncilă, 1955).

M. G. Filipescu (1955 a, 1955 b) distinge în zona internă a flișului două subzone: una vestică, cu klippe de depozite jurasice, aparținînd digitației superioare și o a doua estică corespunzătoare digitației inferioare. Digitația superioară este alcătuită din strate de Sinaia (Valanginian — Hauterivian), strate de Bistra-Comarnic (Barremian—Aptian) și o serie marnogrezoasă — conglomeratică (Aptian superior — Albian). În digitația inferioară, succesiunea stratigrafică cuprinde termenii enumerați mai sus și în plus orizontul marnelor roșii inferioare (Vraconian — Cenomanian), marne cenușii (Cenomanian — Turonian inferior), argile și marne roșii și verzi (Turonian superior — Senonian). Ulterior, M. G. Filipescu et al. (1957) denumesc cele două digitații: pînza internă superioară și pînza internă inferioară.

I. Băncilă (1958) distinge în flișul intern trei zone faciale (vest-internă, est-internă și medio-internă) care corespund unor unități tectonice șariate de la vest către est. În zona vest-internă, cuprinsă pe foaia Odorhei, autorul separă: stratele de Lunca și stratele de Sinaia (Valanginian — Hauterivian), stratele de Bistra-Comarnic (Barremian — Aptian) și stratele de Ceahlău (Aptian — Albian), iar în zona est-internă: stratele de Palanca (Albian), gresia de Cotumba (Vraconian), marnogilele roșii (Vraconian — Cenomanian). Pentru zona est-internă această schemă stratigrafică este completată de J. German și M. Solcan (1959) care separă stratele de Torocleț în baza stratelor de Palanca. În această ultimă formă, schema stratigrafică prezentată mai sus a stat la baza lucrărilor efectuate în perioada 1958 — 1962 de către K. Muntz, V. Cristea, Șt. Albu, Gh. Dumitrescu, D. Turtureanu, I. Bucur, etc., care au adus contribuții de ordin cartografic.

În munții Bodocului, o serie de cercetări de detaliu (Jana Ion-Săndulescu, Elena Bratu, 1959; Elena Bratu, et al., 1959; M. G. Filipescu et al., 1963) au condus la stabilirea următoarei succesiuni stratigrafice pentru pînza internă superioară: strate de tip Comarnic (Barremian — Aptian inferior) și complexul grezos-conglomeratic (Albian — Cenomanian). Cercetările ulterioare (M. Săndulescu, 1965) au arătat că la Micfalău se găsește și Hauterivianul. Tot aici Barremian — Aptianul inferior se dezvoltă într-un facies de tranziție între cel cunoscut la N de munții Bodocului și cel cunoscut la S. În pînza internă inferioară (M. G. Filipescu et al., 1963) se separă: flișul șistos grezos și grezos (Aptian superior — Albian), orizontul marnelor cenușii și orizontul marnelor roșii și negre superioare (Cenomanian — Turonian). Ulterior, această schemă se completează și se modifică (Jana Săndulescu, 1962; M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963), putîndu-se separa: complexul grezos (Albian mediu — Albian superior), complexul șistos-grezos cu pelosiderite, cu marne cu *Stoliczkaia notha* Selley în partea terminală (Albian superior — Vraconian).

Cele mai recente cercetări din munții Bodocului (V. Nicolaescu, C. Gaiță, 1965, 1966) adoptă în general schemele stratigrafice prezentate mai sus.

Asupra munților Baraoltului au fost efectuate o serie de cercetări de detaliu (A. Zberca et al., 1959; G. Murgescu et al., 1961; L. Contescu, 1966) care au permis realizarea hărții geologice și a schemei stratigrafice, folosite la redactarea hărților geologice, scara 1 : 200.000.

În zona internă a flișului dintre valea Troțușului și valea Cașinului, cele mai recente cercetări efectuate de M. Săndulescu și Jana Săndulescu (1964, 1965) au constituit baza pentru redactarea acestui sector de pe foaia Odorhei. Contribuțiile aduse privesc în special orizontarea stratelor de Sinaia și a stratelor de Bistra, orizontarea și stabilirea variațiilor de facies în cadrul seriei flișului curbicortical, separarea stratelor de Torocleș, etc. Cercetările micropaleontologice efectuate de Jana Săndulescu (1965, 1967 a, 1967 b) aduc precizări asupra vârstei stratelor de Torocleș și a diferitelor orizonturi ale flișului curbicortical, precum și a depozitelor cretacic-superioare situate deasupra lui.

Pentru formațiunile neogene este de menționat contribuția lui C. Moțaș et al. (1929) care subliniază absența Meoțianului din depresiunea Transilvaniei și semnalează prezența tufului de Bazna la limita Sarmatian — Pliocen, probleme reluate de Z. Török (1930, 1933) în zona Tîrnavelor.

O serie de lucrări de detaliu, aducând precizări de ordin stratigrafic și tectonic asupra depozitelor neogene se datoresc mai multor cercetători: N. Oncescu (1948), M. Ilie (1953), P. Niță Pion (1954), A. Götz (1956), I. Bucur și K. Müntz (1957), M. Dumitriu et al. (1960), Victoria Zotta (1962).

De asemenea, menționăm lucrările de sinteză asupra depresiunii Transilvaniei, rodul a numeroși ani de cercetare, datorate lui M. Ilie (1958), A. Vancea (1960), D. Ciupagea et al. (1962).

În lanțul eruptiv Harghita-Călimani, I. Bánya (1927) precizează poziția post-ponțiană a vulcanitelor neogene, iar I. Szadeczky (1930) prezintă o lucrare completă asupra vulcanitelor neogene din întregul lanț eruptiv, în care demonstrează că manifestările vulcanice au început în Sarmatian și au continuat foarte probabil pînă în Pleistocen.

În ultimele decenii preocupările pentru găsirea de noi resurse minerale au făcut ca lanțul eruptiv Harghita-Călimani să

constituie obiectul a numeroase cercetări, care au avut ca punct de plecare harta întocmită de Șt. Ghika-Budești (1948), pe care sînt figurate pentru prima dată aparatele vulcanice din munții Gurghiu și Harghita. Dintre lucrările mai de detaliu sînt de menționat: cele ale lui C. Gheorghiu et al. (1953), care analizează raporturile dintre sedimentele terțiare și vulcanite, cu privire specială la manifestările vulcanice și legătura acestora cu zonele de mineralizare; D. Slăvoacă și C. Avramescu (1956), cercetînd zona de la Tușnad, pun la îndoială caracterul de orater al depresiunii în care se află lacul Sf. Ana.

Lucrări de interes cartografic sînt prezentate de I. Treiber (1955), A. Götz (1956), Lucia Tănăsescu (1955) și C. Avramescu și Maria Teodorescu (1955). Ultimii autori reușesc să separe produsele vulcanice ale aparatului Cucu de cele ale aparatului Mitacs.

În 1957, I. Grigore redactează un studiu monografic asupra munților Gurghiuului, în care sînt descrise aparatele vulcanice și produsele lor caracteristice, iar în ce privește vârsta erupțiilor le situează în intervalul Sarmatian — Pliocen superior. Într-o lucrare de sinteză asupra munților Gurghiu, D. Rădulescu et al. (1964) separă trei mari compartimente (fundamentul erupțiilor, formațiunea vulcanogen-sedimentară și formațiunile acoperitoare din suprastructură), figurate pe o hartă de ansamblu împreună cu principalele tipuri petrografice din suprastructură.

O altă serie de lucrări se referă la erupțiunile neogene din munții Harghita. Astfel, D. Rădulescu (1964) descifrează structura părții lor centrale, punînd în evidență existența mai multor aparate vulcanice. S. Peltz și Margareta Peltz (1964) își situează cercetările în partea de N a munților Harghita, iar Al. Vasilescu (1964) semnalează, pentru prima dată, prezența andezitelor cuarțifere în partea de S a munților Harghita. Precizări cartografice asupra zonei extrem sudice a munților Harghita au fost aduse de Aurelia Lazăr și Adela Arghir (1964).

În depresiunile intramontane sînt de menționat lucrările lui L. Rüger (1931), E. Jekelius (1932), M. Kretzoi (1956), Viorica Popovici (1959), care stabilesc prezența a trei complexe litologice a căror vîrstă pe baza faunelor de

moluște și mamifere este estimată între Meoțian și Cuaternar. Reanalizarea valorii stratigrafice a faunei de mamifere fosile citată în literatură, precum și găsirea unor noi puncte fosilifere în bazinul Baraolt au permis atribuirea vârstei sedimentelor cu cărbuni și celor acoperitoare, intervalului Levantin superior — Cuaternar (E. Liteanu et al., 1962).

Cercetări recente asupra bazinelor Ciucului aparțin lui Șt. Airinei et al. (1965).

Caracterizare morfologică

Aspectele morfologice ale teritoriului foii Odorhei reflectă diversitatea constituției sale geologice. Elementul dominant este reprezentat de lanțul eruptiv neogen, Gurghiu-Harghita, care traversează regiunea de la NW la SE. Punctele de maximă altitudine marchează crestele aparatelor vulcanice, cum sînt Harghita Mădărașului (1801 m), Ciumani (1695 m), Șumuleu Mare (1577 m), iar apoi înălțimile descresc spre S (Luci, 1290 m și Cucu, 1558 m). Aparatele vulcanice, cele mai multe de tip central, cu sau fără depresiune interioară, prezintă pante repezi uneori chiar extrem de abrupte, la interior, cline lungi și domoale la exterior, însoțind cursurile de apă care ferestruiesc placa de produse vulcanice. Hidrografia este de asemenea influențată de relieful tipic vulcanic al masivelor, interiorul multora din aparate fiind drenat de un curs principal de apă, ai cărui afluenți dispuși radial marchează forma quasicirculară a depresiunii (Șumuleu și Ciumani din munții Gurghiu, Harghita Mădărașului, Luci și Cucu din munții Harghita).

Față de osatura centrală a lanțului eruptiv, înălțimile scad spre E pînă în valea Oltului (650 m), unde o salbă de depresiuni recente marchează contactul dintre zona cristalino-mezozoică, zona flișului cretacic și lanțul eruptiv. În continuare spre E relieful se ridică culminînd cu munții Hăghimaș în partea de N, ale căror înălțimi sînt date de dolomitele și calcarele mezozoice (Nașcalat, 1551 m). Zona flișului cretacic prezintă o serie de culmi lungi și domoale, cu aspect de relief colinar înalt.

În partea de S a foii Odorhei se individualizează munții Perșani, al căror aspect morfologic este caracterizat de proeminențele date de klippele calcaroase din pînza transilvană (Tepeia Racoșului, Tepeia Ormenișului, vîrfurile Meghieș).

Față de lanțul eruptiv Gurghiu — Harghita, partea de SE a depresiunii Transilvaniei reprezintă un teritoriu cu relief scăzut, limita dintre formațiunile celor două zone fiind foarte clar exprimată morfologic. Depresiunea Transilvaniei este o regiune cu aspect colinar, cu înălțimi de 550—800 m.

Rețeaua hidrografică bogată este tributară mai multor râuri. Cel mai mare colector este râul Olt, care, de la izvoare, se dirijează N — S străbătînd în întregime teritoriul foii Odorhei. Reapare la Ormeniș, de data aceasta S — N, iar de la Augustin se dirijează E — W formînd pitorescul defileu al Oltului. În acest lung traseu colectează toți afluenții de pe partea estică a munților Gurghiu, din zona flișului și din partea de S a lanțului eruptiv și a depresiunii Transilvaniei. Colțul de NE al foii Odorhei este străbătut de cursul superior al râului Trotuș, iar în partea de N cursul superior al Mureșului drenează zona de SE a munților Gurghiu. În partea de W regimul hidrografic este controlat de cele două Tîrnave.

Caracterizare geologică

La alcătuirea geologică a teritoriului foii Odorhei iau parte mai multe unități structurale, care se succed de la E spre W astfel :

1. Zona flișului este constituită din depozite cretacice de diferite faciesuri, aparținînd la unități tectonice diferite, de tipul pînzelor de șariaj.

2. Zona cristalino-mezozoică se dispune la W de zona flișului și cuprinde formațiuni cristalofiliene de vîrstă Ante-Proterozoic superior, Proterozoic superior — Paleozoic și formațiuni sedimentare mezozoice. Structura zonei cristalino-mezozoice este caracterizată de prezența mai multor pînze suprapuse.

3. Zona vulcanitelor neogene ocupă o mare parte din foaia Odorhei și reprezintă produsele unei activități vulcanice desfășurate în intervalul Pannonian — Pleistocen mediu, în exclusivitate de natură andezitică.

4. La W de zona vulcanitelor se dezvoltă depresiunea Transilvaniei, cu o cuvertură groasă de depozite neogene, care alcătuiesc fundamentul vulcanitelor pe flancul vestic al acestora.

5. Între zona cristalino-mezozoică și zona flișului cretacic pe de o parte și zona vulcanitelor neogene pe de altă parte,

se dezvoltă o serie de depresiuni intramontane, constituite din depozite, în cea mai mare parte, de vîrstă cuaternară (depresiunile Gheorghieni, Ciuc și Baraolt).

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ

Ante-Proterozoic superior

Șisturile cristaline mezometamorfice care intră în alcătuirea zonei cristalino-mezozoice, a cărei extremitate sudică este cuprinsă în foaia Odorhei, au fost considerate ca fiind formate înaintea Proterozoicului superior. Ele constituie seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) și seria de Bistrița — Barnar.

Deși nu s-au putut observa relații de succesiune între aceste serii, se consideră că seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) reprezintă termenul cel mai vechi cunoscut în regiune, avînd un grad de metamorfism mai avansat decît cel al seriei de Bistrița — Barnar.¹

Seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș)

Sub acest nume sînt cuprinse formațiunile mezometamorfice ce apar în partea vestică a zonei cristalino-mezozoice și care sînt șariate peste formațiunile seriei sedimentogen — vulcanogene acide. Întrucît această serie, cunoscută mai înainte sub numele de seria de Hăghimaș (A. Streckeisen, 1931; Th. Kräutner, 1938; I. Băncilă, 1958; Marcela Dessila-Codarcea, 1967 b), a fost paralelizată recent (M. Mureșan, 1967) cu seria gnaiselor de Rarău, dezvoltată în munții Bistriței (I. Bercia et al., 1967), în text se utilizează denumirea de seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș).

Formațiunile seriei de Rarău (Hăghimaș) apar în versantul stîng al bazinului superior al Oltului, urmărindu-se continuu sub forma unei fîșii, cu lățimi variabile de-a lungul întregii

¹ După Marcela Dessila-Codarcea (1967 b) formațiunile înglobate în seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) se repartizează Lotrianului (Ante-Proterozoic superior), iar cele din seria de Bistrița-Barnar, Alutianului (Proterozoic superior pro parte).

zone cristalino-mezozoice cuprinsă în hartă. În principal, seria este alcătuită din roci terigene, reprezentate mai ales prin micașturi muscovito-biotitice ± granat și paragnaise, și din roci migmatice care au o largă dezvoltare în regiune. În afara acestor două tipuri principale de roci apar intercalații sporadice de amfibolite ce reprezintă tufuri și roci eruptive bazice metamorfozate regional.

În cadrul migmatitelor, ce constituie cele mai tipice roci ale seriei, se deosebesc în principal migmatite metatectice și migmatite metablastice. Primele cuprind o gamă foarte variată de roci, în care fondul metasomatizat (paleosoma) în cele mai multe cazuri nu se poate deosebi cu ochiul liber de neosomă. În aceste roci aportul metasomatic se materializează prin cuarț și feldspat potasic și variază cantitativ foarte mult. Procesul de cuarțo-feldspatizare este adesea foarte înaintat, astfel că structura și textura rocilor inițiale este aproape ștearsă, metasomatoza conducînd la formarea unor roci granitoide (cu compoziția granodioritică și dioritică).

În partea vestică a ariei de răspîndire a seriei de Rarău (Hăghimaș) se cunosc și migmatite metablastice intercalate în formațiunile terigene ale seriei. Ele corespund gnaiselor oculare descrise de către cercetătorii anteriori¹ și sînt roci foarte caracteristice pentru această serie, nefiind întîlnite în seria mezometamorfică de Bistrița-Barnar. Ele se caracterizează prin prezența ochiurilor larg dezvoltate, uneori centimetrice, de feldspat potasic care imprimă rocii un aspect ocular. Rocile migmatice metablastice sînt legate de procesele metasomatice sincrone metamorfismului regional, în care timp condițiile termodinamice au permis mobilizarea metamorfică strict locală a unui material leucocrat cuarțo-feldspatic, în cuprinsul unor roci terigene pselitice și psamitice, asociate cu material vulcanogen acid (Marcela Dessila-Codarcea, 1967 b).

În timpul formării pînzei seriei gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) rocile mezometamorfice, din apropierea planului de șariaj au fost brecefiate, milonitizate și retromorfozate în bună

¹ Mai înainte s-a considerat că gnaisele oculare sînt injectate în rocile epimetamorfice. Recent (M. Mureșan, 1967) s-a arătat că și în această zonă astfel de roci reprezintă migmatite metablastice, ce trebuie atașate seriei mezometamorfice de Rarău (Hăghimaș), așa cum s-a considerat și în munții Bistriței (I. Bercia et al., 1967).

parte (M. Mureșan, 1967). În acest timp o serie de minerale ca granații și biotitul au trecut în clorit iar feldspații au fost în parte sericitizați.

Seria de Bistrița — Barnar

Formațiunile acestei serii (separată ca atare în munții Bistriței de I. Bercia et al., 1967) apar în partea de W a zonei cristalino-mezozoice ce intră pe teritoriul foii Odorhei. În baza seriei de Bistrița — Barnar se dispune o alternanță de calcare (uneori cu tremolit), șisturi biotitice cuarțitice și cuarțite negre grafitoase. Înspre partea superioară a seriei predomină rocile terigene reprezentate mai ales prin șisturi biotitice cuarțitice și micașisturi biotitice uneori cu clorit.

Pe teritoriul foii Toplița, situată la N de foaia Odorhei, în calcarele cristaline din seria de Bistrița — Barnar s-a determinat o asociație microfloristică, considerată caracteristică pentru depozitele precambriene (Violeta Iliescu, Marcela Dessila-Codarcea, 1965).

Proterozoic superior — Paleozoic (P t s - P z)

Formațiunile considerate de această vîrstă sînt reprezentate prin roci epimetamorfice ce se situează între seria de Bistrița — Barnar la vest și seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) la est; iviri de roci epimetamorfice cu răspîndire redusă apar și la E de sinclinalul Hăghimașului, în apropierea „liniei centrale”, unde constituie prelungirea crestei cristaline a Dămucului, situată mai la N de teritoriul foii Odorhei.

Rocile epimetamorfice se grupează în seria de Tulgheș (atribuită Baicalianului — Marcela Dessila-Codarcea, 1967 b), cunoscută și sub numele de seria sedimentogen-vulcanogenă acidă (I. Bercia et al., 1967) sau sub cel de seria de Fundul Moldovei (M. Mureșan, 1967); caracteristica acestei serii este dată de alternanța rocilor terigene cu metatufuri acide, așa cum s-a arătat pentru prima dată în munții Bistriței (I. Bercia et al., 1967). În cadrul rocilor terigene se deosebesc șisturi sericitoase, sericito-cloritoase, sericito-grafitoase, cuarțite negre grafitoase.

Metatufurile acide (MII) sînt reprezentate prin roci cuarțo-feldspatice, deseori cu sericit, rezultate din metamorfozarea unui material tufogen legat de magmatismul acid premetamorfic, care a dat naștere și rocilor metaeruptive acide din regiune.

În această serie mai apar intercalații de șisturi verzi (ft), rezultate din transformarea metamorfică a tufurilor bazice, precum și calcare cristaline.

Către partea superioară a seriei de Tulgheș, se localizează ivinile de pirite cuprifere din zona Bălan — Arama Oltului, care reprezintă acumulări vulcanogen-sedimentare metamorfozate regional (H. Kräutner, 1965).

De unele cuarțite negre situate în partea mediană a seriei de Tulgheș se leagă minereuri de mangan vulcanogen-sedimentare, metamorfozate regional (Piatra Scisă, la NW de Bălan).

Faciesul metamorfic al rocilor din seria de Tulgheș este cel al șisturilor verzi (subfaciesul cuarț-albit-clorit și cuarț-albit-biotit).

În unele roci din seria de Tulgheș, din afara teritoriului foii Odorhei, s-au pus în evidență asociații microfloristice caracteristice pentru Proterozoicul superior și Cambrian (Violeta Iliescu, Marcela Dessila-Codarcea, 1965). Vîrsta minereurilor vulcanogen-sedimentare de sulfuri metamorfozate de la Leșul Ursului (din foaia Toplița), localizate în formațiunile acestei serii, este de 500 milioane de ani, fapt arătat de determinările de vîrstă absolută, prin metoda plumb-plumb (Hautermans) (Eleonora Vîjdea, 1968). Datele paleomagnetice indică pentru aceleași minereuri și rocile înconjurătoare vîrsta proterozoic-superioară (A. Costa-Foru et al., 1967).

Mezozoic

Seriile sedimentare din cuprinsul zonei cristalino-mezozoice aparțin la două sectoare — Perșani și Hăghimaș — cu caracteristici stratigrafice și tectonice distincte.

Sectorul Perșani

Pe teritoriul munților Perșani, depozitele mezozoice alcătuiesc pînza transilvană și olistolitele din formațiunea de Wild-

IN
Z
Z
O

flysch (Triasic și Jurassic), zona de Wildflysch (Neocomian, Barremian — Aptian inferior) și cuvertura post-tectonică (Aptian superior, Vraconian — Cenomanian, Turonian — Senonian).

Pînza transilvană

Triasic inferior (T₁)

Depozitele triasic-inferioare formează câteva lambouri în formațiunea de Wildflysch, dintre care cel mai întins se întinde în defileul Oltului.

Triasicul inferior este constituit din calcare în plăci, cenușii-albăstrui, cu diaclaze umplute cu calcit roz și intercalații de șisturi argilo-nisipoase micacee. Aceste depozite conțin o faună cu *Myophoria costata* Zenk., *Anodontophora fassaensis* Wiss., *Eumorphotis telleri* Bitt., *Tirolites* sp., care indică prezența Campilianului.

Anisian (an)

O parte din klippele mari ale pînzei transilvane sînt formate din calcare negricioase, fin granulare și ușor bituminoase, stratificate în plăci, adesea cu structură venmiculată. La partea terminală a Anisianului se întîlnesc calcare roșii compacte sau subnoduloase cu *Beyrichites* sp., *Balatonites* sp., *Spiriferina ptychitiphila* Bitt., *Spirigera marmorea* Bitt., *Mentzelia köveshallensis subsinuosa* Bitt., *Retzia* sp. (aff. *R. speciosa* Bitt.), *Rhynchonella volitans* Bitt. (pîrîul Nadașului) și calcare marmoreene masive cu *Diplopora helvetica* Pia și *Oligoporella* sp. (valea Cepei, valea Nadașului). Stiva de calcare anisiene, în regiunea de la S de foaia Odorhei, are o grosime de 800 m.

Ladinian (ld)

În constituția pînzei de Perșani, un loc important ocupă rocile eruptive triasice (G. Cioflica et al., 1965) reprezentate prin bazalte și roci alcaline, în special porfire bostonitice (R. Dimitrescu, 1957). Subordonat se întîlnesc serpentinite, gabbrouri și peridotite, asociate primelor sau ca elemente separate în Wildflysch.

Bazaltele și porfirele alcătuiesc mase importante în baza klippelor de calcare triasic-superioare din defileul Oltului, valea Cepei, valea Vîrghișului. Uneori, asociate diabazelor, se întîlnesc șisturi satinat verzi și roșii, cu intercalații de jaspuri feruginoase cu radiolari (defileul Oltului).

Triasic superior (T₃)

O altă categorie de klippe ale pînzei de Perșani sînt constituite din calcare triasic-superioare, în cele mai multe cazuri dispuse pe roci eruptive (diabaze și porfire bostonitice). În general, depozitele neotriasice sînt constituite din calcare roșii în facies de Hallstatt (Carnian — Norian inferior) și calcare recifale cu brahiopode (Carnian superior — Norian), (D. Patruș, 1968).

Într-o succesiune completă pe pîrîul Meghieș (C₃) se întîlnește de jos în sus următoarea succesiune: calcare roșii carniene conținînd două nivele cu halobii: un nivel inferior cu *Halobia* n. sp. (ex. gr. *H. rugosa*) și un nivel superior cu *Halobia* spp. (ex. gr. *H. austriaca*); calcare roșii cu *Monotis haueri* Kittl atribuite Norianului inferior; calcare albe masive, cu un nivel terminal bogat în orinoide și brahiopode (*Oxycolpella eurycolpos* Bitt., *Spiriferina emmrichi* Suess, *Lacunosella fissicostata* Suess, *Aulacothyropsis reflexa* Bitt.), conferite Norianului mediu și superior. Întreaga succesiune însumează o grosime de 70 m.

Calcare în facies de Hallstatt aflorează la partea inferioară a numeroase alte klippe din munții Perșani, dintre care amintim: calcare carniene roșii-gălbui și cenușii cu *Halobia tropitum* Kittl și *H. marmorea* Kittl, acoperite de calcare noriene roșii cu *Monotis substriata* Hörnes (valea Cepei); calcare roșii noduloase cu *Arcestes* sp. și *Cladiscites* sp. (Carnian), acoperite de calcare cenușiu deschis cu *Monotis haueri* Kittl (Norian), Tepeia Onmenișului, valea Vîrghișului).

Faciesul recifal al Triasicului superior este reprezentat prin calcare detritice (calcarenite și calcirudite) masive sau în bancuri groase. La partea inferioară a acestor calcare se găsesc calcarenite bioclastice cu *Andrusoporella fusani* Bystr., *Zonotrichites lissaviensis* Birn., *Cayeuxia* sp., *Aulotortus* sp. (defileul Oltului, valea Vîrghișului).

Jurassic inferior (J₁)

Depozitele jurasic-inferioare, dezvoltate în faciesul calcarelor de Adneth, apar sub forma unor mici lambouri cuprinse în formațiunea de Wildflysch. Din cauza dimensiunii lor reduse, dintre acestea a fost figurat pe hartă doar lamboul din dealul Negru (la NE de Racoșul de Jos).

Cea mai interesantă apariție de depozite liasice se întâlnește pe pârâul Meghieș, unde deasupra calcarelor noriene cu brahiopode urmează calcare roșii cu *Charmasseiceras* sp., *Arietites* sp., *Arnioceras* sp., *Peripleuroceras* sp., *Paradasyceras* sp. (Hettangian superior — Sinemurian). Deși în succesiunea amintită nu au fost găsite asociații tipice pentru Rhetian și Hettangian inferior, aceasta pare să fie continuă, fapt demn de remarcat, deoarece pe pârâul Meghieș este singurul punct cunoscut din Carpații Orientali unde apare substratul normal al Liasicului inferior în facies de Adneth.

Remarcabilă prin fauna bogată ce o conține este apariția de calcare și marne roșii de pe pârâul Tepeia (defileul Oltului), din care menționăm (D. M. Preda și Gr. Răileanu, 1953): *Paradasyceras urmösensis* (Herb.), *Dasyceras rackosen-sis* (Herb.), *Schistophylloceras aulonotum* (Herb.), *Ectocentrites petersi* (Hauer) și *Schlotheimia* sp. Această faună conferă vârsta Hettangian — Sinemurian pentru depozitele ce o conțin.

O altă asociație care conține speciile *Lytoceras fimbriatum* (Sow.), *Lytoceras forujulense* Mgh., *Peripleuroceras perisphinctoides* Fuc. și *Uptonia jamesoni* (Sow.) indică prezența Pliensbachianului.

Jurassic mediu (J₂)

În defileul Oltului, ca element în Wildflysch, apare un mic petec de calcare nisipoase până la gresii calcaroase cu *Entolium*, care aparțin Jurasicului mediu.

Kimmeridgian — Aptian inferior (km-ap₁)

În ansamblul klippelor din munții Perșani o situație particulară ocupă klippa de la Merești și câteva klippe mai mici

din versantul stîng al văii Vinghișului, alcătuite din calcare de vîrstă tithonic — aptian-inferioară.

În baza klippei de la Merești, peste calcarele marnoase roșii cu *Monotis haueri* Kittl și calcarele roz sau roșii, fin granulare și microdetritice, care aparțin Norianului, se dispun calcare albe masive, calcare oolitice și pseudoolitice cu *Heterodicerias* sp., *Trocholina* sp., *Macroporella pygmaea* Gumbel, *Lithocodium aggregatum* Elliot de vîrstă tithonică. La partea superioară a stivei de calcare se dezvoltă calcare brecioase, albe și roșii, atribuite Cretacicului inferior.

Asupra apartenenței acestor klippe există păreri deosebite: D. Patrulius et al. (1965) le consideră făcînd parte din pînza transilvană din munții Perșani, deoarece au același parautohton (formațiunea de Wildflysch barremian — aptian inferioră), aceeași cuvertură post-tectonică (care începe cu Aptianul superior) și același moment de punere în loc (intraaptian).

M. Săndulescu (1967), pe baza alcătuirii stratigrafice, înglobează klippele de la Merești în pînza de Hăghimaș, deși subasamentul, cuvertura post-tectonică și momentul punerii în loc ale pînzei de Hăghimaș sînt diferite de cele ale klippei de la Merești.

Zona de Wildflysch

Neocomian (ne)

Depozitele de facies pelagic cunoscute sub numele de strate de Carhaga (D. Patrulius, 1954) sînt figurate numai pe coloana stratigrafică, formînd substratul normal al formațiunii de Wildflysch și antrenate în alunecare, împreună cu aceasta. Nu este exclusă nici posibilitatea ca stratele de Carhaga să constituie un mare lambou în formațiunea de Wildflysch, dată fiind prezența unor breii de strate de Carhaga cu matrice din același material, cuprinse în Wildflysch.

Stratele de Carhaga, cu o grosime de 100 m, aflurează pe pârâul Carhaga, Izvorul Mic, pârâul Cetățelei și pârâul Nadaș și cuprind trei orizonturi:

a) Orizontul inferior constituit din marne cenușii-albăstrui și marnocalcare, cu rare intercalații de calcarenite fine, conține o bogată faună: *Phylloceras tethys* Orb., *P. serum* Opp. var.

perlobata Sayn, *Ptychophylloceras ptychoicum* Quenst., *Lytoceras subfimbriatum* Orb., *Neolissoceras grassianum* Orb., *Substreblites zonarium* Opp., *Ochetoceras macrotelum* Opp., *Spiticeras theodosiae* Desh., *Berriasella pontica* Ret., *B. oppeli* (Kil.), *Lamellaptychus beyrichi* Opp., care conferă acestui orizont vârsta Berriasian — Valanginian.

b) Orizontul mediu cuprinde calcarenite în lespezi cu accidente silicioase brune, stratiforme și lentiliforme.

c) Orizontul superior este reprezentat prin marne compacte cenușii-albăstrui cu *Crioceratites* (Hauterivian).

Barremian — Aptian inferior (br + ap₁)

Subasamentul klippelor din pînza transilvană îl constituie o formațiune de Wildflysch, formată din depozite argilo-șistoase cu intercalații puțin abundente de gresii grosiere și gresii cuarțitice fine. Rocile cele mai reprezentative ale formațiunii de Wildflysch sînt argile în parte șistoase, cenușii pînă la negricioase, uneori verzui și siltite foioase. Mai puțin frecvente sînt argilele roșii și violacee sau bariolate, pelosideritele și silicolitele verzui. Gresii constituie un element subordonat; se întîlnesc gresii cuarțitice extrem de dure, pînă la ortocuarțite cu spărțură sticloasă. Aceste gresii cuarțitice au o dezvoltare lenticulară și caracterele lor structurale arată în multe cazuri că este vorba de depozite antrenate de alunecări gravitaționale în diferite stadii de consolidare. Șisturile argiloase și siltitele se prezintă deseori conturnate printr-o cutare nesistematizată. Deformarea intensă a rocilor, diaclazele foarte numeroase, oglinzile de fricțiune, sugerează o puternică solicitare mecanică.

Cuvertura post-tectonică

Aptian superior (ap₂)

Primul termen al cuverturii post-tectonice este constituit dintr-o stivă de conglomerate polimictice, cu o grosime de 800 — 1000 m, care se termină cu depozite de fliș marno-grezoase. Aceste depozite se dispun discordant pe formațiunea de Wildflysch sau pe diverși termeni ai pînzei transilvane și se

urmăresc din partea de sud a foii Odorhei pînă în valea Hidegosu (afluent al văii Vînghișului).

La partea inferioară a conglomeratelor se remarcă prezența masivelor de calcare recifale cu pahiodonte și *Chaetopsis zonata* Patruș, asociate cu breccii calcaroase și breccii-conglomerate. Elementele constitutive ale conglomeratelor sînt foarte variate: abundă galeții de calcare urgoniene și neojurasice, cuarț, cuarțite și șisturi epimetamorfe.

Pachetul de fliș care se află la partea superioară a complexului conglomeratic a fost separat în defileul Oltului ca fliș marno-grezoș cu orbitoline (D. Patruș, 1954). Litologic este alcătuit din marno-argile și șisturi marnoase, siltite, gresii fine calcaroase, calcarenite și microbreccii. Mai rar se întîlnesc pelosiderite, breccii de șisturi cristaline și intercalații de conglomerate.

În acest complex, la S de teritoriul foii Odorhei, s-a găsit o faună cuprinzînd formele: *Cheloniaceras* sp., *Toxoceratoides* sp., *Inoceramus* sp., *Aucellina aptiensis* (Orb.), care pledează pentru vârsta aptian-superioară a depozitelor ce o conțin.

Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

Depozitele vraconian — cenomaniene se dispun discordant pe diverși termeni, pe o arie restrînsă la N și S de defileul Oltului. Rocile cele mai reprezentative sînt calcarenitele, mai mult sau mai puțin nisipoase, și gresii calcaroase cu numeroase resturi de *Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz (calcarenite de Bogata). Alte varietăți de roci cu dezvoltare mai redusă sînt calcare microdetritice, gresii în parte microconglomeratice, conținînd aproape în exclusivitate elemente de cuarț și cuarțite și uneori, la partea superioară, marnocalcare cu *Rotalipora* (pînîul Cărbunelui). În totalitate, depozitele vraconian-cenomaniene însumează o grosime de 200 m și se prezintă stratificate în bancuri groase sau în lespezi cu o evidentă stratificație încrucișată, ce indică un transport de la S spre N.

Caracterele litologice și stratonomice ale calcarenitelor de Bogata sînt comparabile cu cele pe care le prezintă seria de Iancila din sinclinalul Babadag sau stratele de Fornădia din împrejurimile orașului Deva.

Turonian — Senonian (tu + sn)

Cu o arie de răspîndire mai redusă, depozitele turonian-senoniene se dezvoltă în partea de E a munților Perșani și se dispun transgresiv pe termeni mai vechi. Aceste depozite sînt constituite din marne nisipoase cenușii, marne și argile roșii și marnocalcare. Uneori, la partea superioară a Turonian-Senonianului se întîlnește un pachet de calcare grezoase dure. Pe pîrîul Cărbunelui, în baza seriei turonian-senoniene se remarcă prezența unor depozite grezo-conglomeratice, care marchează discontinuitatea față de depozitele subjacente. Întreaga succesiune însumează o grosime de 100 — 160 m. Fauna cantonată în marne cuprinde: *Neancyloceras kossmati* (Sim.), *Lewesiceras mantelli* Wright, *Damesites sugata* (Forbes), *Nowakites draschei* (Redt.), *Baroisiceras habersfeldneri* (Hauer), *Inoceramus labiatus* Gold., *I. hercynicus* Petr., *I. crassus* Petr., *I. inconstans* Woods etc. Microfauna este dominată de prezența speciei *Globotruncana lapparenti* Brotzen și a subspeciilor ei. Studiul acestei faune (S. Pauliuc, 1968) a condus la concluzia că vîrsta complexului marnos este cuprinsă în intervalul Turonian — Coniacian.

Sectorul Hăghimaș

Depozitele mezozoice din sectorul Hăghimaș participă la constituirea a trei unități ale zonei cristalino-mezozoice: pînză de Hăghimaș, pînză bucovinică și pînză subbucovinică, ale căror serii sedimentare au caractere stratigrafice proprii.

Pînză de Hăghimaș

Față de partea septentrională a munților Hăghimaș, unde pînză de Hăghimaș este constituită din depozite triasice, jurasice și cretacic-inferioare, pe foaia Odorhei sînt prezente doar formațiuni jurasic-superioare și cretacic-inferioare.

Kimmeridgian — Aptian inferior (km-ap₁)

Într-o stivă de calcare groasă de 300 — 600 m s-au identificat mai mulți termeni, care nu au putut fi reprezentați cartografic.

Kimmeridgianul este alcătuit din calcare noduloase roșii, calcare fine roșii cu pete verzui, marnocalcare roșii, slab nisipoase, iar la partea superioară, calcare grezoase și gresii calcaroase cenușii. În literatura geologică, aceste depozite sînt cunoscute sub denumirea de „strate cu *acanthicum*” și cuprind o bogată faună în partea de N a munților Hăghimaș. Pe foaia Odorhei, sînt prezente mai ales calcarele roșii, dar care în capătul de S al pînzei de Hăghimaș se efilează. Microfaciesul calcarelor kimmeridgiene este caracterizat de prezența resturilor de sacco-comide, asociate uneori cu *Actinoporella podolica* Carroz., *Clypeina jurassica* Favr., *C. parvula* Carroz.

Tithonic — Neocomianul este constituit din calcare masive, deseori cu structură brecioasă-subnoduloasă, alb-gălbui sau cenușii, slab stratificate, și calcare roșcate. Au un conținut microfaunistic destul de bogat în alge calcaroase *Clypeina jurassica* Favr., *Actinoporella podolica* Carroz., *Münieria baccronica* Deek., *Salpingoporella anulata* Carroz., *S. appenica* Sart et Gresc., *Macroporella pygmea* Gumb.) și foraminifere (*Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* (Leupold), *Pseudocyclamina lituus* (Yokoyama) etc., (M. Săndulescu, 1967).

Barremian — Aptian inferior. Ultimul termen al pînzei de Hăghimaș este reprezentat prin calcare masive și brecioase roșii și cenușii, cu un microfacies comparabil cu al calcarelor urgoniene cu pahiodonte dezvoltate la N de foaia Odorhei.

Pînză bucovinică

Învelișul sedimentar al pînzei bucovinice este constituit din depozite triasice, jurasice și cretacic-inferioare, care formează sinclinalul Hăghimaș și anticlinalul Lunca.

Triasic inferior și mediu (T₁₊₂)

Sucesiunea depozitelor triasice, cu o grosime de 200 m, cuprinde trei termeni: Seisian, Campilian-Anisian și Ladinian.

Seisianul este reprezentat printr-un pachet de cîțiva metri de gresii grosiere și microconglomerate gălbui, uneori violacee. Aceste depozite apar numai în jurul ivirilor de cristalin din anticlinalul Lunca, fiind uneori depășite de dolomitele campi-

lian-anisiene. Lipsa locală a Seisianului se datorește fie unei întreruperi în sedimentație, fie unor laminări tectonice.

Campilian — Anisianul este constituit dintr-o stivă groasă de dolomite masive, cenușii, care se dezvoltă pe ambele flancuri ale sinclinalului Hăghimaș.

Ladinianul se dispune discordant peste depozitele campilian-anisiene, pe ambele flancuri ale sinclinalului, fiind reprezentat prin calcare albe, masive, cu aspect marmorean, aici cu o grosime mică (4 — 10 m). În calcarele marmoreene au fost semnalate numeroase resturi de dasycladacee, dintre care I. Băncilă (1941) a menționat specia ladiniană *Diplopora annulata* Schaf.

Jurasic inferior (J₁)

Depozitele jurasic-inferioare apar discontinuu pe flancul de vest al sinclinalului Hăghimaș, unde se dispun discordant pe dolomitele campilian-anisiene (muntele Rîpile) sau pe calcarele marmoreene ladiniene (extremitatea sudică a sinclinalului Hăghimaș). Litologic sînt reprezentate prin calcare oolitice și spatice roșii și cenușiu-verzui, care conțin entroce, radiole și exemplare relativ numeroase de *Involutina liassica* (Jones) și *I. turgida* (Kristan) ce le conferă Liasicului inferior (D. Patrușiu, 1964).

Jurasic mediu (J₂)

Pe flancul vestic al sinclinalului Hăghimaș apar cîteva mici iviri de calcare marnoase și nisipoase, care au în bază un nivel de accidente silicioase de tipul spongolitelor. Vîrsta acestor roci nu a putut fi precizată, însă ca facies se apropie cel mai bine de stratele cu *Bositra*.

Callovian — Oxfordian (cl+ox)

Pe hartă, au fost figurate ca depozite callovian-oxfordiene mai puțin decît ceea ce I. Băncilă (1958) a denumit stratele de Pojorîta-Lunca („str. cu *Aptychus s.s.*“) (Berriasian? — Va-

langinian inferior), I. Turculeț și C. Grasu (1965) — orizontul inferior al „stratele cu *Aptychus*“ (Oxfordian) sau D. Patrușiu et al. (1966) — orizontul siltitelor și argilitelor brune (strate de Lunca inferioare) (Kimmeridgian — Tithonic).

Acest orizont este dispus discordant pe depozitele triasice din butonierele anticlinalului Lunca și este bine dezvoltat în porțiunea cuprinsă între valea Rana și valea Banului unde atinge 120 m grosime. Litologic este constituit din siltite, gresii fine și argilite negricioase, care cuprind intercalații de silicolite negricioase cu radiolari și spiculi de spongieri, mai rar jaspuri roșii, calcare marnoase sideritice și calcarenite cu *Trocholina alpina* (Leupold) și *T. elongata* (Leupold).

Scara hărții nu a permis figurarea unor mici iviri de depozite callovian-oxfordiene pe flancul de vest al sinclinalului Hăghimaș, reprezentate prin jaspuri radiolaritice și sisturi roșii care se dispun discordant pe calcarele marmoreene ladiniene.

Tithonic — Neocomian (th+ne)

În această subdiviziune au fost cuprinse stratele cu *Aptychus s.l.* (Valanginian — Hauterivian) (I. Băncilă, 1958), sau orizontul superior al stratele cu *Aptychus* și flișul grezo-calcaros cu marnocalcare (Kimmeridgian — Hauterivian) (I. Turculeț și C. Grasu, 1965), sau orizontul flișului calcaros și orizontul flișului grezos și calcarenitic (Tithonic — Hauterivian) (D. Patrușiu et al., 1966).

Orizontul flișului calcaros prezintă un aspect ritmic evident, fiind constituit din siltite, sisturi marnoase și argilo-marnoase, marne, marnocalcare și calcare însumînd o grosime de 700 m. Flișul calcaros se dispune discordant pe formațiunile subjacente, discordanță mancată prin prezența unui nivel subțire de brechie cu fragmente de dolomite și calcare fin granulare. Roci cu caractere particulare asociate depozitelor ritmice ale flișului calcaros sînt depozitele de tip pelagic (strate cu *Aptychus*), silicolite, jaspuri negre și sisturi argiloase roșii.

Interesantă este prezența depozitelor de facies pelagic, care apar în bază și ca intercalații în flișul calcaros. Fauna din aceste pachete: *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) f. typ, *L. mortilleti* (Pictet), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.), *Calpio-*

nellopsis thalmani Colom, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadish, indică Berriasianul.

În Valea Raței, la aproximativ 400 m de baza orizontului flișului calcaros s-a întâlnit o faună cu *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) f. typ și *L. cf. seranonis* (Coquand) care indică prezența Neocomianului superior.

Orizontul flișului grezo-calcaros și calcarenitic urmează discordant peste orizontul flișului calcaros, seria depozitelor începând cu un nivel subțire de conglomerate cu numeroase elemente de diabaze amigdaloidale. Peste acest nivel, pe Pârîul Întunecos și Valea Raței se dispune un pachet de depozite pelagice (strate cu *Aptychus*) cu *Calpionella alpina* Lorenz. Deasupra urmează o serie de depozite de aproximativ 300 m alcătuită din gresii fine cu ciment calcaros, grezo-calcare, calcarenite, șisturi argilomarnoase și siltite, calcare și marno-calcare. La partea superioară, pe pârîul Antaluc, se interpune un pachet de strate cu *Aptychus*, cu resturi fosile care indică prezența Berriasianului.

Luând în considerare fauna din depozitele ritmice care indică Neocomianul, D. Patrulius et al. (1966) au emis ipoteza alohtoniei episoadelor de strate cu *Aptychus*, cel puțin pentru cele conținute în orizontul flișului grezo-calcaros și calcarenitic.

Barremian — Albian (br-al)

Acest interval stratigrafic este ocupat de o formațiune de Wildflysch, constituită din breccii și conglomerate cu intercalații de pachete de roci argilo-siltitice șistoase, pararitmice sau cu caractere evidente de fliș. În această formațiune se întâlnesc klippe de calcare omogene sau cu structură de megabrecie și blocuri de mari dimensiuni de diabaze. Întreaga succesiune are o grosime de 500 — 1200 m.

Formațiunea de Wildflysch începe cu un conglomerat tilloid, caracterizat prin prezența elementelor de diabaze amigdaloidale și piroclastite diabazice, care se urmărește din capătul de S al sinclinalului Hăghimaș, până în valea Sălămașul Mic. Un aspect deosebit prezintă brecciile din partea de S formate din șisturi cristaline, mai ales gnaise, cu elementele intim sudate, încât au fost considerate ca iviri compacte din fundament (I. Băncilă, 1941, D. Patrulius et al., 1962). Un tip deosebit de depozite

rudacee este reprezentat prin megabrecii masive, constituite în principal din calcare neojurasice și urgoniene.

Din intercalațiile șistoase din formațiunea de Wildflysch au fost recoltate orbitoline (I. Atanasiu, 1928; I. Băncilă, 1941; M. Săndulescu, 1966), *Neohibolites ewaldi* (Stromb.), *N. minimus* var. *obtusus* Stol., *N. minimus* var. *oblongus* Stol. (I. Preda, M. Pelin, 1963) care indică prezența Barremian — Aptianului. Din jumătatea superioară a formațiunii de Wildflysch, Jana Săndulescu (1968) a determinat o microfaună, conținând speciile: *Hedbergella infracretacea* Glaesner, *H. planispira* (Tappan), *H. trochoidea* (Gandolfi), *Quadriformina cf. ruckerae* (Tappan), *Valvulineria loetleri* (Tappan), *Dorothia oxycona* (Reuss), etc., care demonstrează existența Albianului.

Pînza subbucovinică

Formațiuni aparținând acestei subunități sînt figurate pe o mică porțiune la W de localitatea Tomești. Primul termen este reprezentat de filite și șisturi cuarțitice clonitoase și sericitoase și gnaise masive cu feldspat roz, care constituie substratul formațiunilor mezozoice din pînza subbucovinică.

Triasic inferior și mediu (T₁₊₂)

Seisianul este reprezentat prin gresii și microconglomerate cuarțitice, gălbui și violacee, cu o grosime de cîteva metri.

Campilian — Anisianul este constituit din dolomite masive cenușii, cu aspect zaharoid, însumînd o grosime de 250 m.

Următorul complex litologic, un pachet de jaspuri roșii cu radiolari, șisturi argiloase sau marnoase roșii și cenușii cu o grosime în jur de 100 m, a fost atribuit Ladinianului.

Jurasic mediu (J₂)

În această subdiviziune este cuprinsă o formațiune, care se dispune discordant pe dolomite sau pe jaspuri, constituită din: calcare negricioase, puțin nisipoase, cu structură fin granulară, cu resturi de echinoderme; siltite fin micacee și șisturi argiloase cenușiu închis, cu tentă de alterație olive; gresii fine mai

puțin dezvoltate. Unele șisturi argiloase și silitice prezintă un aspect xiloid și fețe satinete, pe care se observă uneori fucoide.

În ce privește vârsta acestei formațiuni, argumentele paleontologice lipsesc. N. Gherasi (1950) o atribuie Jurasicului mediu, D. Patrulius et al., (1965), Neocomianului; dar prin asemănare cu depozitele de la Gura Dămucului ce conțin faună de Jurasic mediu, pe hartă au fost figurate ca atare.

Cuvertura post-tectonică

În sinclinalul Hăghimaș, cuvertura post-tectonică este comună pânzei de Hăghimaș și pânzei bucovinice.

Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

Depozitele atribuite acestui interval sînt reprezentate de o stivă de conglomerate și microconglomerate, groasă de 200 — 300 m, cunoscute sub numele de conglomerate de Bîrnadu (M. Săndulescu, 1967). Subordonat, în această formațiune se întîlnesc gresii și marno-argile cenușii, din care Jana Săndulescu (1968) a determinat o microfaună cu *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *R. appenninica balernaensis* (Gandolfi), *R. ex. gr. cushmani — turonica*, etc., care indică prezența Cenomanianului.

ZONA FLIȘULUI

Mezozoic

Pînza de Ceahlău

Pînza de Ceahlău, împreună cu pînza flișului curbicortical, ocupă extremitatea de E a foii Odorhei. Fruntea pânzei de Ceahlău se urmărește în partea de SE a foii, trecînd pe la E de localitățile Sînmartin, Cozmeni, Lăzărești, și mai departe spre S traversează izvoarele pîrîului Valea Lungă.

Dintre cele două digitații separate (M. Săndulescu, 1964) în unitatea de Ceahlău, digitația Bodoc ocupă, în cadrul acestei foii, numai colțul de SE, pe cînd digitația Ciuc apare la W de aceasta pe o suprafață mai mare.

Neocomian (ne)

Depozitele neocomiene sînt reprezentate prin stratele de Sinaia. În cadrul foii Odorhei ele ocupă cea mai mare parte din digitația Ciuc, iar în digitația Bodoc apar la Micfalău (M. Săndulescu, 1965) și în butoniera unei structuri anticlinale complexe, la E de localitatea Bancu, înconjurînd depozitele albian-cenomaniene ce apar în fereastra tectonică Bancu (M. Săndulescu și Jana Săndulescu, 1964, 1965).

Stratele de Sinaia sînt constituite dintr-un fliș calcaros în care, în regiunea Miercurea Ciuc și la N de aceasta, au fost separate orizonturile (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964):

1. Orizontul inferior șistos este alcătuit din șisturi marnoase și argiloase de culoare cenușie sau măslinie cu intercalații rare de gresii calcaroase în strate centimetrice și cu intercalații sporadice de marnocalcare. La Delnița acest orizont conține șisturi roșii și verzi, jaspuri și diabaze corespunzătoare „stratelor de Azuga” (D. Patrulius et al., 1962);

2. Orizontul mediu, calcaros-grezos se caracterizează prin prezența pachetelor de marnocalcare, a calcarelor fine de culoare cenușiu-negricioasă și a gresiilor calcaroase masive. Intercalațiile sistoase sînt rare, formînd uneori pachete pînă la 10 m grosime;

3. Orizontul superior șistos-grezos cu breccii este constituit dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase negricioase cu șisturi marnoase negricioase. Gresiile sînt fin diaclazate, în strate de 2—3 cm și conțin uneori fragmente de plante încarbonizate. O caracteristică a acestui orizont superior este prezența brecciilor calcaroase cu elemente de cloritoșisturi și calcare. Aceste breccii sînt frecvente în orizontul superior al stratelor de Sinaia din sectorul Armășeni și Baraolt.

În partea de nord a munților Baraolt, apare la zi numai orizontul mediu și orizontul superior cu breccii al stratelor de Sinaia (L. Conțescu, 1966). În această regiune se remarcă unele deosebiri faciale, față de regiunile de la nord, în sensul că orizontul mediu este mai grezos, și are mai puține marnocalcare. El prezintă caractere litologice intermediare între cele ale orizontului mediu din regiunile din nord și cele de la sud de Baraolt.

În cadrul digitației Bodoc, stratele de Sinaia apar la zi în jurul ferestrei tectonice Bancu și la Micfalău și sînt reprezen-

tate numai prin orizontul superior care are aspectul celui din împrejurimile localității Miencurea Ciuc.

Pe baza a numeroase resturi fosile, vârsta neocomiană a stratelor de Sinaia este unanim admisă pentru toată zona flișului din Carpații Orientali. Din stratele de Sinaia Fr. Herbig (1878) citează *Neolissoceras grasianum* (Orb.). Din partea inferioară a orizontului mediu se cunoaște o asociație de tintinide de vârstă berriasiană (*Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) T. cadischiana Colom, *Calpionellopsis simplex* (Colom) și *Calpionella elliptica* (Cadisch) (M. Săndulescu, 1964). Având în vedere grosimea mare a orizontului inferior se consideră (M. Săndulescu și Jana Săndulescu, 1965) că este posibil ca acesta să cuprindă și Tithonicul. În orizontul superior cu brezii se cunosc: *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters), *Hibolithes subfusiformis* Rasp., *Pseudobelus bipartitus* Bl., *Crioceratites* cf. *duvali* Lev. și *Peregrinella peregrina* Buck. (G. Murgeanu et al., 1963).

Barremian — Apțian (br+ap)

În digitația Ciuc, deasupra stratelor de Sinaia urmează în continuitate de sedimentare o stivă groasă de fliș grezos. Aceste depozite aparțin stratelor de Bistra separate și denumite astfel de G. Macovei și I. Atanasiu (1926, 1934). De la localitățile Armășeni și Bancu spre N stratele de Bistra au aspectul unui fliș grezos și în cadrul lor s-au separat două orizonturi (M. Săndulescu, 1964; M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964):

1. Orizontul inferior al stratelor de Bistra, alcătuit din gresii calcaroase polimictice (cu cuarț, feldspat plagioclaz, calcare, micașturi, diabaze etc.), marne și marnocalcare. Gresile se prezintă în bancuri de 20 — 50 cm și predomină în raport cu celelalte roci;

2. Orizontul superior al stratelor de Bistra lipsit de marnocalcare, cu gresii mai masive și adesea mai grosiere, iar la diferite nivele se intercalează lentile de conglomerate polimictice.

La Armășeni și Bancu (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964) și înspre sud în munții Baraoltului (L. Contescu, 1966) în cadrul digitației Ciuc faciesul stratelor de Bistra se schimbă în sensul că se trece la un fliș șistos-grezos în

care orizontul inferior este format dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase și șisturi marnoase cu intercalații de marnocalcare; orizontul superior este alcătuit din gresii masive cu intercalații de brezii.

Vârsta barremian-apțiană a stratelor de Bistra este argumentată pe baza a numeroase fosile. Astfel, din regiuni mai nordice, din afara foii Odorhei, se citează din aceste strate: *Costidiscus recticostatus* Orb., *Macroscaphites yvoni* Puzos., *Acanthohoplites aschiltaensis* Anth., *Chelonicerias* sp. și orbitoline (G. Macovei, 1938; G. Cernea, 1952; I. Băncilă, 1958; Gr. Alexandrescu, 1967). Din stratele de Bistra din sudul munților Baraoltului, tot în afara foii Odorhei, se cunoaște fauna barremiană de la Arcuș (E. Vádasz, 1911) și câteva resturi de amoniți de la Sf. Gheorghe (L. Contescu, 1966) cuprinzând formele: *Lytoceras* gr. *L. raricinctum*, *Phylloceras* sp. aff. *P. tethys* Orb. De la Micfalău, în cadrul foii Odorhei se cunosc *Deshayesites consobrinoides* Sinz., *Deshayesites* sp. (M. G. Filipescu et al., 1963).

Barremian — Albian (br-al)

În digitația Bodoc, Barremian — Albianul este reprezentat prin „flișul de Sînmartin-Bodoc“ (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964) sau „stratele de Sînmartin“ (Șt. Albu, 1961; D. Turtureanu, 1962). Aceste depozite caracterizează această digitație și ocupă aproape întreaga ei suprafață cuprinsă în cadrul foii Odorhei.

Flișul de Sînmartin-Bodoc se dispune pe stratele de Sinaia așa după cum se poate observa în jurul ferestrei de la E de localitatea Bancu. În această regiune flișul de Sînmartin-Bodoc pare a fi decolat de pe subasamentul său și deci contactul dintre acesta și stratele de Sinaia este de natură tectonică (M. Săndulescu, 1965). El este constituit din pachete de fliș șistos și pachete de fliș grezos. Flișul șistos este alcătuit dintr-o alternanță ritmică de gresii calcaroase sau marnoase muscovitice în strate subțiri, marne și argile. Întreg ansamblul este în general de culoare cenușie. Pachetele de fliș șistos, mai ales cele din nivelele inferioare ale Barremian — Albianului, au uneori culoarea gălbui-ruginie, cu aspect satinat, după cum se poate observa în jurul ferestrei tectonice Bancu și la Micfalău, amin-

17
222
C Z C

tind complexul marnos-grezos ruginiu din munții Baiului (G. Murgeanu et al., 1959). De asemenea în munții Bodocului, partea inferioară a flișului de Sînmartin-Bodoc conține și intercalații de marnocalcare cenușii. Flișul grezos este reprezentat prin gresii micafere masive, separate prin jointuri sau pachete sistoase subțiri. Local acest fliș conține și conglomerate polimictice. În general flișul grezos se găsește mai ales în partea medie și superioară a flișului de Sînmartin-Bodoc pe când flișul sistos predomină în partea inferioară.

În munții Bodocului s-au separat (Jana Ion-Săndulescu, Elena Bratu, 1959), în cadrul flișului de Sînmartin-Bodoc, două complexe: complexul inferior marnos grezos și complexul superior grezos. Începând din partea septentrională a munților Bodoc spre N, separarea acestor complexe nu mai este posibilă, ele se destramă și pachetele de fliș sistos alternează neregulat cu cele de fliș grezos.

În flișul de Sînmartin-Bodoc s-a găsit (Jana Ion-Săndulescu, Elena Bratu, 1959) pe valea Vasarului (localitatea Bodoc) imediat la sud de foaia Odorhei, o faună albian-inferioară cu *Douvilleiceras mammilatum* (Schl.), *Puzosia majoriana* Orb., *Inoceramus concentricus* Sow., *Hamites* aff. *attenuatus* Fittton, iar la Micfalău se citează (M. G. Filipescu et al., 1963) *Parahoplites* cf. *maximus* Sinz., care indică Apțianul.

Pînza flișului curbicortical

Foaia Odorhei cuprinde în partea de sud-est o suprafață redusă din pînza flișului curbicortical, la alcătuirea căreia iau parte depozite de fliș cretacic-inferioare și depozite predominant pelagice cretacic-superioare.

Neocomian — Apțian (ne-ap)

Acest interval stratigrafic este reprezentat prin șisturile negre ale flișului curbicortical și stratele de Toroclej, depozite ce nu apar la zi în cadrul foii Odorhei.

1. Prezența șisturilor negre, ca cel mai vechi termen al pînzei flișului curbicortical, a fost pusă în evidență recent (M. Săndulescu și Jana Săndulescu, 1964, 1965) în afara

foii Odorhei. Ele apar la zi numai în zona de frunte a pînzei flișului curbicortical în patul stratelor de Toroclej, și sînt constituite din șisturi siltitice sau argiloase negre cu intercalații de gresii calcaroase diaclazate și de marnocalcare sideritice. Avînd în vedere că stratele de Toroclej de deasupra conțin Apțianul și cel puțin o parte din Barremian, s-a admis pentru aceste șisturi negre vîrsta hauterivian — barremiană (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964).

2. Stratele de Toroclej au fost denumite astfel și puse în evidență pentru prima dată de către J. Gherman și M. Solcan (1959) în bazinul văii Bicaz, în afara foii Odorhei; ele au fost descrise și sub denumirea de „serie de tranziție“ (Șt. Albu, D. Turtureanu, I. Bucur, etc.). Stratele de Toroclej sînt alcătuite din ritmuri binare sau ternare, formate din gresii curbicortical în stratele de 4 — 10 cm, șisturi siltitice și argiloase negre, șisturi marnoase cenușii și verzi. La diferite nivele, mai ales în partea inferioară a stratelor de Toroclej, șisturile formează uneori pachete mai groase.

În stratele de Toroclej au fost puse în evidență (Jana Săndulescu, 1965, 1967 a, 1967 b) următoarele asociații de foraminifere aglutinante: în nivelele inferioare o asociație barremiană cu *Trochammina neocomiana* Myatl., *Verneuillinoidea subfiliformis* Bart., *Plectorecurvoides irregularis* Geroch, *Thalmanammia neocomiensis* Geroch, *Reophax neominutissima* Bart. et Brand, *Trochammina vocontiana* Moull., etc.; în jumătatea superioară o asociație apțiană cu multe verneuillinoide și textulariide alături de *Haplophragmoides chapmani* Cresp., *H. nonioninoides* (Reuss), *Hippocrepina depressa* Vasicek, *Reophax neominutissima* Bart et Brand, *R. minuta* Tappan, *Trochammina vocontiana* Moull., etc.; în nivelele terminale ale stratelor de Toroclej apar local și unele foraminifere care indică Albianul (*Plectorecurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides gigas minor* Nans, etc.).

Albian — Vraconian (al+vr)

În continuitate de sedimentare cu stratele de Toroclej se dezvoltă seria flișului curbicortical. Aceste depozite corespund cu o parte din „Apțianul“ zonei interne a flișului (G. Macovei și I. Atanasiu, 1926), cu orizontul sistos și orizontul

grezos al pânzei interne inferioare (M. G. Filipescu, 1955 b), cu stratele de Palanca și gresia de Cotumba din unitatea est internă (I. Băncilă, 1958) inclusiv stratele de Toria în regiunea Toria-Cernatu (I. Bucur, 1961) și cu cea mai mare parte a seriei de Teleajen (fără seria de Macla) (Gr. Popescu, 1958). În bazinul Trotușului, în afara foii Odorhei, s-au separat în flișul curbicortical trei complexe (L. Atanasiu, M. Săndulescu, 1957; M. Săndulescu, 1962) care au fost identificate apoi și spre S în regiunea văii Cașinului (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964; M. Săndulescu, 1965) și Toria-Cernatu (Jana Săndulescu, 1962; M. G. Filipescu și Jana Săndulescu, 1963). Aceste complexe sînt: complexul șistos, complexul grezos-conglomeratic (gresia de Cotumba) și complexul șistos-grezos superior. Pe baza elementelor faunistice s-a argumentat (Jana Săndulescu, 1964, 1965; M. Săndulescu și Jana Săndulescu, 1964) că aceste complexe nu au aceeași vîrstă în tot lungul Carpaților Orientali, variațiile de facies longitudinale apărînd ca o caracteristică a seriei flișului curbicortical.

1. Complexul șistos inferior nu apare la zi în cuprinsul foii Odorhei. Pe foaia Bacău unde apare la zi el este format dintr-o alternanță de gresii calcaroase curbicorticale cu marne verzi și cenușii. Rar se întîlnesc și ritmuri ternare alcătuite din gresii curbicorticale, marne și marnocalcare uneori sideritice.

Din acest complex dezvoltat la E (Bacău) se citează *Douvilleiceris* sp. (D. Patrușiu et al., 1965) și *Inoceramus* sp. (M. Săndulescu, 1962), precum și o microfaună albian-inferioară cu: *Plectrocurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides gigas minor* Naus, *H. chapmani* (Chapm.), *H. globosa* Lozo, *Hippocrepina depressa* Vasicek, *Reophax minuta* Tappan, *Glomospira irregularis* (Grzybów.), *Textularia foeda* Reuss, etc. (Jana Săndulescu, 1965, 1967 a, 1967 b).

2. Complexul grezos (gresia de Cotumba) este alcătuit din gresii muscovitice în bancuri groase de 0,5 — 2 m, între care se intercalează strate subțiri de șisturi marnoase sau pachete de diferite grosimi de fliș șistos de tipul celui din complexul inferior. În complexul grezos se întîlnesc și intercalații de conglomerate (conglomeratele de Lețești, I. Băncilă, 1958). Aceste depozite se dezvoltă în colțul de E al foii Odorhei. Din gresia de Cotumba dezvoltată pe teritoriul de la E de foaia Odorhei

(foaia Bacău) se cunoaște *Neohibolites minimus* List. (K. Müntz, N. Burcea, 1959).

În regiunile de la nord de Rîul Negru, respectiv și pe foaia Odorhei, limita dintre complexul grezos și cel șistos-grezos superior se găsește în cuprinsul Albianului superior, pe cînd la S de Rîul Negru complexul grezos este mai cuprinzător, el conținînd nu numai întreg Albianul superior ci și Vraconianul. Astfel, la nivelul Albianului superior (partea terminală) — Vraconianului are loc variația de facies cea mai însemnată a seriei flișului curbicortical, prin înlocuirea spre N a gresiei de Cotumba prin flișul șistos-grezos (Jana Săndulescu, 1964).

3. Complexul șistos-grezos apare în cadrul foii Odorhei la contactul cu pînza de Ceahlău precum și în fereastra tectonică de la Bancu. El este alcătuit dintr-un fliș șistos curbicortical în care se intercalează, mai frecvent decît în complexul șistos inferior, marnocalcare cenușii precum și pachete cu grosimi variabile de gresii de tipul gresiei de Cotumba. Ca și în bazinul văii Trotușului (foaia Bacău) și în bazinul văii Uzului, cuprins atît pe foaia Bacău cît și pe foaia Odorhei, în partea mijlocie a acestui complex se individualizează un pachet mai gros de gresii masive (gresia de Ciugheș, M. Săndulescu, 1962). Spre S, în regiunea Toria, nivelele terminale ale complexului șistos-grezos au un facies diferit: conțin multe marnocalcare cenușii, marne cenușii în plăci, marne grezoase ce se desprind după suprafețe neregulate și gresii calcaroase curbicorticale diaclazate. Acest pachet terminal denumit „orizontul marnocalcaros cenușiu“ în care a fost găsit amonitul *Stoliczkaia cf. notha* Selley aparține Vraconianului. (Jana Săndulescu, 1962; M. G. Filipescu și Jana Săndulescu, 1963). Spre N de Toria, Vraconianul este în faciesul obișnuit al flișului șistos-grezos, facies care invadează treptat spre N în bazinul văii Trotușului (foaia Bacău) și cel puțin o parte din Cenomanian (M. Săndulescu și Jana Săndulescu, 1964, 1965). Deci, a doua etapă ce se remarcă în variația longitudinală de facies este cea de la nivelul Cenomanianului.

Jumătatea inferioară a complexului șistos-grezos conține *Puzosia mayoriana* Orb. (la Cernatu, imediat la S de foaia Odorhei), precum și o asociație microfaunistică albian-superioară caracterizată prin apariția speciilor: *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu, *Quadriformina allomorphinoides*

(Reuss), *Pleurostomella obtusa* Berth., alături de: *Plectrocurvoides alternans* Noth, *Haplophragmoides gigas minor* Naus., *H. concava* (Chapm.) etc. (Jana Săndulescu, 1962, 1965, 1967 a, 1967 b).

Cenomanian (cm)

Peste Vraconianul complexului șistos-grezos superior, în regiunea Toria, pe valea Fagul Mare și dealul Caprelor, în fereastră tectonică de la Bancu și în cea de la Lăzărești, urmează în continuitate de sedimentare marne și argile roșii și vârgate cenomaniene. Acestea sînt printre cele mai nordice puncte unde aceste depozite se mai individualizează ca un orizont în Cenomanian; de aici spre N, marnele și argilele roșii apar mai ales ca intercalații în flișul curbicortical care invadează și Cenomanianul.

Aceste depozite conțin pe valea Fagul Mare, la Bancu și Lăzărești, asociația de foraminifere aglutinante cu *Uvigerinamina jankoi* Majz. alături de: *Plectrocurvoides alternans* Noth, *P. irregularis* Geröch, *Thalmannammina neocomiensis* Geröch, *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu, *Recurvoides imperfectus* Hanzlikova, etc. (Jana Săndulescu, 1965, 1967 a, b). Aceasta este o asociație caracteristică pentru Cenomanian — Turonian inferior.

La Cernatu, imediat la S de foaia Odorhei, în aceste depozite se citează (Jana Săndulescu, 1962; M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963) asociația microfauistică cenomaniană cu: *Rotalipora appenninica* (Renz), *Clavulinoides gaultinus carinatus* Neagu, *Ammobaculites aglutinans problematicus* Neagu, etc.

Vraconian — Coniacian (vr-co)

Din seria cretacic-superioară care se dezvoltă bine în afara foii Odorhei, spre S la Dalnic, revine Turonian — Coniacianului o parte din depozitele argiloase vârgate și negricioase cu intercalații de gresii micafere în strate centimetrice, precum și pachetul terminal alcătuit din marne cenușii în alternanță cu gresii calcaroase, cu intercalații de gresii în bancuri metrice, breccii și argile roșii. Depozitele pachetului terminal conțin: *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli, *G. lapparenti tricarinata* (Que-

reau), *G. arca* (Cushm.), *G. marginata* (Reuss) (Jana Săndulescu, 1962; M. G. Filipescu, Jana Săndulescu, 1963).

MAGMATITE MEZOZOICE

În cuprinsul zonei cristalino-mezozoice sînt cunoscute cîteva iviri de roci eruptive, în general bazice, care apar fie străbătînd formațiunile metamorfice, fie asociate depozitelor mezozoice.

În șisturile cristaline apar diabaze (un filon mai important apare la cca 3,5 km N de Sîndomic) și mici filoane de lamprofire (I. Băncilă, 1941, P. Ciornei et al., 1956, 1958). După I. Atanasiu (1928), ultimele se repartizează din punct de vedere petrografic, la două grupe: grupa camptonit — monochiquit (magme de tip atlantic) și grupa vogesit — spessartit (magme de tip pacific).

Asociate depozitelor mezozoice, rocile eruptive se întîlnesc atît în pînza transilvană cît și în pînza bucovinică.

În pînza transilvană, magmatismul mezozoic este bine reprezentat pe teritoriul munților Perșani, înscriindu-se în etapa ofiolitică a magmatismului inițial alpin. Principalele tipuri petrografice sînt reprezentate prin bazalte în parte spilitizate și porfire bostonitice (R. Dimitrescu, 1957) și subordonat serpentinite, gabbrouri, dolerite și andezite. Aceste roci intră în alcătuirea klippelor pînzei transilvane sau constituie mici lambouri asociate formațiunii de Wildflysch.

Se consideră că ofiolitele au fost puse în loc la sfîrșitul Triasicului mediu și începutul Triasicului superior, deoarece: bazaltele și porfirele bostonitice sînt acoperite în zona defileului Oltului de calcare carniene roșii cu *Halobia tropitum* Kittl și calcare noriene cu *Monotis haueri* Kittl; bazaltele conțin enclave de calcare mediotriasice (N de Tepeia Ormenișului); calcarele noriene remaniază porfire bostonitice.

În sinclinalul Hăghimaș, roci eruptive de tipul doleritelor apar ca elemente, uneori de mari dimensiuni, în formațiunea de Wildflysch. Pentru orizontul bazal de conglomerate al acestei formațiuni prezența diabazelor amigdaleoide constituie un element caracteristic.

Partea de SW a foii Odorhei este acoperită de depozitele depresiunii Transilvaniei, caracterizate printr-o grosime mare a depozitelor neogene. În partea centrală a foii, acestea constituie subasamentul magmatitelor neogene și cuaternare, iar în partea de sud participă la alcătuirea cuverturii post-tectonice a pânzei transilvane (versantul vestic al munților Perșani).

Datele de foraj din depresiunea Transilvaniei au arătat existența unui fundament de șisturi cristaline, acoperit de o cuvertură sedimentară alcătuită din depozite triasice, jurasice (?), cretacice, paleogene și neogene. Dintre acestea, pe teritoriul foii Odorhei au fost întâlnite depozite cretacice, paleogene și neogene.

Mezozoic

Barremian — Aptian inferior (br+ap₁)

Pe valea Homorodul Mare, în apropierea localității Mercheașa, un foraj a străbătut, pe 1.000 m grosime fără a atinge baza, o formațiune alcătuită din argile cenușii-negrice, pe alocuri roșii, puternic diaclazate și cu oglinzi de fricțiune cuprinzând intercalații subordonate de gresii cuarțitice lenticulare. Formațiunea descrisă înglobează elemente de roci eruptive triasice (diabaze, gabbrouri și peridotite), radiolarite și calcare neotriasice. Caracterile litologice ale succesiunii descrise sînt asemănătoare formațiunii de Wildflysch din munții Perșani, acolo atribuită Barremian — Aptianului inferior.

Neozoic

Paleogen (Pg)

În același foraj din apropierea localității Mercheașa, peste depozitele cretacice, se dispune o serie de șisturi argiloase cenușii cu intercalații de gresii cuarțitice, cu o grosime de 235 m. În aceste depozite nu au fost găsite resturi fosile pentru precizarea vînstei, dar prin analogie cu depozitele paleogene din culoarul Vlădeni (foaia Brașov) și cu cele întâlnite în forajul de la Stînceni (foaia Toplița) ele au fost atribuite Paleogenului.

Helvețian (he)

Depozitele helvețiene afloră pe versantul vestic al munților Perșani și în axul unui mic sinclinal faliat pe versantul lor estic. Ele se dispun discordant pe diverși termeni ai Cretacului din munții Perșani: pînza transilvană, formațiunea de Wildflysch și cuvertura cretacică post-tectonică. Depozitele helvețiene cuprind în bază un nivel de conglomerate polimictice cu elemente de șisturi cloritoase, cuarțite, calcare triasice, jurasice și eocretacice și calcarenite cenomaniene, prinse într-un ciment grezo-calcaros de culoare cenușiu-verzuie, local roșiatică. Peste acest pachet de conglomerate urmează marne nisipoase și gresii friabile cenușiu-gălbui și roșii. Grosimea întregii succesiuni este de 150 — 250 m.

Datele de foraj arată o dezvoltare discontinuă a depozitelor helvețiene în depresiunea Transilvaniei. În afara celor care afloră pe rama de SE a depresiunii, presupunem că depozitele helvețiene participă și la alcătuirea stivei groase de depozite neogene care ocupă zona Odorhei — Praid.

Tortonian (to)

Tortonianul este primul termen al cuverturii sedimentare din depresiunea Transilvaniei care are o dezvoltare continuă, fiind reprezentat printr-o stivă de depozite de aproximativ 1500 m grosime.

Depozitele tortoniene afloră în partea de SE a depresiunii, unde se aștern transgresiv pe diferiți termeni de pe versantul vestic al munților Perșani. În acest sector, Tortonianul începe cu un pachet gros de 150—200 m de tufuri dacitice (tuful de Perșani), a cărui grosime descrește spre W, ajungînd în valea Homorodul Mare (forajul Mercheașa) la 32 m, aici echivalent tufului de Dej.

În zonele interne ale depresiunii Transilvaniei, sub tuful de Dej se întîlnește un conglomerat polimictic, urmat de un pachet subțire de argile marnoase cu *Orbulina suturalis* Bron., *O. universa* Orb., considerat ca primul termen al Tortonianului. Tuful de Dej suportă formațiunea cu sare, constituită din depo-

zite argilo-marnoase cenușii cu intercalații lenticulare de sare, totalizând o grosime care uneori poate depăși 1000 m (Mercheașa, Praid). Partea superioară a Tortonianului cuprinde marne argiloase, compacte, cu *Bulimina elongata* Orb., *Globigerina bulloides* Orb., etc. Urmează nisipuri cu trovanți, gresii și argile marnoase, ultimele conținând numeroase exemplare de *Spirialis*, *Globigerina bulloides* Orb., *Orbulina universa* Orb. Întreaga succesiune a Tortonianului este caracterizată prin prezența intercalațiilor subțiri de tufuri dacitice.

Buglovian (bg)

Pe foaia Odorhei, depozitele bugloviene sînt cuprinse în succesiunea Sarmațianului. Ele sînt reprezentate printr-un complex argilo-marnos cu intercalații de nisipuri și tufuri dacitice cu *Cibicides lobatulus* (Walker și Jacob), *Articulina majori* Cusht., etc.

Volhinian — Bessarabian inferior (vh+bs₁)

În suita depozitelor sarmațiene au fost recunoscute trei litofaciesuri (M. Dumitriu et al., 1961), care se substituie de la marginea depresiunii către interior, astfel: 1) litofaciesul conglomeratic ocupă rama sud-estică a depresiunii Transilvaniei și reprezintă termenul transgresiv al Sarmațianului. În împrejurimile localității Merești, în conglomerate sînt intercalate gresii feruginoase și lumașelice cu *Donax lucidus* Eichw., *Ervilia dissita dissita* Eichw., *E. dissita podolica* Eichw., 2) litofaciesul grezos se dezvoltă spre interiorul depresiunii, iar 3) litofaciesul argilo-marnos ocupă partea cea mai internă (Cristur — Bunești) și cuprinde fauna cu *Cardium vindobonense* Partsch, *Mactra eichwaldi* Lask., *Donax lucidus* Eichw., etc. Subordonat, în depozitele sarmațiene se întîlnesc tufuri dacitice și tufite, care constituie uneori orizonturi reper (tuful de Ghiriș, situat în baza depozitelor sarmațiene).

Fauna depozitelor sarmațiene indică prezența Volhinianului și a părții inferioare a Bessarabianului.

Pannonian (pn)

Depozitele pannoniene ocupă partea de W a foii Odorhei, la N de valea Tîrnava Mare. Aceste depozite au grosimi pînă la 1600 m, grosimile mai mari fiind în direcția NE, unde partea superioară se îndințează cu formațiunea vulcanogen-sedimentară; împreună se afundă sub masa magmatitelor din lanțul Harghita — Călimani.

În succesiunea depozitelor pannoniene se pot deosebi trei orizonturi. Orizontul inferior (450 — 800 m), avînd în bază tuful de Bazna, este alcătuit dintr-o succesiune de argile marnoase, cenușiu-albăstrui, fin micacee, în alternanță cu nisipuri cenușii, cu resturi vegetale incarbonizate, cu *Congeria banatica* Hoernes, *Helix* cf. *mrazecii* Sevastos, *Planorbis* sp., ostracode. Orizontul mediu (250 — 500 m) se caracterizează prin depozite detritice grosiere: nisipuri gălbui, gresii și conglomerate. Materialul care constituie aceste conglomerate provine exclusiv din zona cristalino-mezozoică și zona flișului Carpaților Orientali, fapt constatat și în alte sectoare ale marginii estice a depresiunii Transilvaniei (A. Popescu, 1966). La S de valea Tîrnava Mare, conglomeratele invadează întreg intervalul Pannonianului. Fauna orizontului mediu este reprezentată prin *Congeria banatica* Hoernes, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, ostracode (*Cytheridea pannonica* Mehes, *Cytheridea torosa* Jones, *Loxococoncha dudichi* Zal.). Orizontul superior (150 — 450 m) este constituit din argile marnoase cu intercalații subordonate de nisipuri gălbui și roșcate, predominante în partea de E. Fauna orizontului cuprinde: *Congeria banatica* Hoernes, *Paradacna lenzi* Hoernes, *Melanopsis sturii* Fuchs, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *Orygoceras cnemopsis* Brus, ostracode (*Cythereis* cf. *dentata* Zal., *Paracypris lobata* Zal., *Loxococoncha dudichi* Zal.).

MAGMATITE NEOGENE ȘI CUATERNARE

Produsele activității vulcanismului neogen și cuaternar din lanțul Călimani — Gurghiu — Harghita, ocupă aproape jumătate din suprafața totală a foii Odorhei; este cuprinsă aici treimea sudică a munților Gurghiu și întreaga suprafață a munților Harghita, la care se adaugă zonele ocupate de produse similare din cuprinsul munților Perșani.

O bună parte din volumul rocilor vulcanice se raportează formațiunii vulcanogen-sedimentare, rocile masive ocupînd suprafețe mai restrînse în zona axială a lanțului eruptiv; ele sînt aproape în întregime de natură andezitică, cu excepția rocilor bazaltice din munții Perșani.

Blocurile și fragmentele de material vulcanic care alcătuiesc formațiunea vulcanogen-sedimentară aparțin mai multor tipuri de andezite — cu amfiboli, cu piroxeni, cu amfiboli și piroxeni, cu amfiboli și biotit. Formațiunea vulcanogen-sedimentară ocupă arii întinse la baza edificiului vulcanic, alcătuiind postamentul pe care s-au desfășurat procesele ulterioare ale vulcanismului care au condus la formarea suprastructurilor actuale.

Rocile masive aparțin aceluiași tipuri petrografice, dintre care, andezitele cu piroxeni cunosc o amplă dezvoltare în raport cu celelalte. Suprafețe importante sînt ocupate de asemenea — mai ales în partea sudică a munților Harghita — de către andezitele cu amfiboli și piroxeni și cele cu amfiboli și biotit; suprafețe relativ reduse sînt ocupate de andezite cu piroxeni și olivină sau de andezite cuarțifere. Curgerile de lave sînt separate de orizonturi de roci piroclastice care apar la diverse nivele în structura aparatelor.

În cuprinsul regiunii sînt cunoscute forme holocristaline — dyke-uri, compuri — ale aceluiași tipuri de andezite.

Imensa masă de roci vulcanice a fost pusă în loc ca urmare a activității unor aparate vulcanice de tip central, recunoscute de-a lungul lanțului eruptiv și dintre care, în cuprinsul foii Odorhei, apar: Șumuleu și Ciurmani — din munții Gurghiu, Ostoros, Harghita, Mădăraș, Harghita Ciceu, Orotăș, Filio, Luci, Cucu și Sfînta Ana — din munții Harghita. În ceea ce privește munții Perșani, rocile bazaltice de aci sînt produsul celor două aparate recunoscute pînă în prezent: Hegheș și Mateiaș. Aparatele vulcanice sînt situate pe un aliniament general NW — SE.

În alcătuirea geologică a regiunii pot fi recunoscute trei compartimente: compartimentul inferior reprezentat de fundamentul cristalino-mezozoic sau mio-pliocen al vulcanitelor, peste care stau produsele primei etape de desfășurare a vulcanismului, constituind compartimentul intermediar, reprezentat prin formațiunea vulcanogen-sedimentară; compartimentul superior, reprezentat de produsele ultimei etape de desfășurare a activității

vulcanice, manifestate în pannonianul superior și cuaternar și vizibilă azi în suprastructura edificiilor vulcanice.

Exceptînd treimea nordică a lanțului eruptiv, în care evoluția magmelor calco-alkaline a fost mai largă, de la magme cuarț-dioritice la gabbroice, în porțiunile mai sudice, care intră în cuprinsul foii Odorhei, evoluția lor este ceva mai restrînsă, de la cuarț dioritică la dioritică. Rocile provenite din aceste zone prezintă caractere petrochimice apropiate confirmînd consangvinitatea lor.

Formațiunea vulcanogen-sedimentară. Situată în baza edificiului vulcanic, formațiunea vulcanogen-sedimentară cuprinde produsele manifestărilor eruptive care s-au desfășurat în Pliocen. Pe rama vestică a lanțului eruptiv, materialul piroclastic acoperă depozitele pannoniene sau se îndințează cu acestea. Cercetările recente efectuate în bazinul Baraolt, pe rama sud-vestică a munților Harghita, au pus în evidență în cadrul formațiunii vulcanogen-sedimentare depozite de vîrstă levantină — și chiar mai noi — deschizînd astfel noi posibilități de apreciere a vîrstei sale în această zonă.

Formațiunea vulcanogen-sedimentară prezintă în cuprinsul foii Odorhei dezvoltări ceva mai mari în colțul de SW al munților Gurghiu, precum și pe tot versantul vestic al munților Harghita; pentru ambele masive, pe flancul lor estic, formațiunea vulcanogen-sedimentară este mult mai redusă. Ea este alcătuită dintr-o alternanță de roci piroclastice depuse subaerian sau subacvatic, cu depozite epiclastice din fragmente de natură eruptivă depuse subacvatic. De cele mai multe ori, în zonele în care depunerea subacvatică este evidentă, se constată o sortare a materialului, concretizată în existența unor alternanțe de piroclastite grosiere cu cinerite grosiere, sau fine. În astfel de ocazii, în diverse puncte ale regiunii, au fost găsite impresiuni de resturi vegetale de vîrstă recentă. Elementele constitutive constau din andezite de diverse tipuri; ele sînt rulate, semirulate, rareori colțunoase, iar masa de legătură, de regulă tufogenă, friabilă, prezintă frecvent fenomene de transformări secundare: limonitizare, sideritizare, bentonitizare, caolinizare.

Grosimea formațiunii vulcanogen-sedimentare variază în limite relativ largi, între 100 și 500 m, grosimea sa medie fiind de ordinul a 300 m.

Roci piroclastice. Caracterul mixt al celor mai multe dintre aparatele vulcanice din cuprinsul lanțului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita, a făcut ca structura lor să se caracterizeze prin existența unei alternanțe de piroclastite și curgeri de lave. Rocile piroclastice ocupă suprafețe restrânse, apărînd la diverse nivele în structura geologică a aparatelor sau regiunilor vulcanice.

În cuprinsul foii Odorhei, rocile piroclastice — exceptînd pe cele cuprinse în formațiunea vulcanogen-sedimentară — apar în jurul aparatelor vulcanice, ocupînd de obicei interiorul acestora, în cazul aparatelor cu depresiuni crateriale evidente, cu grosimi de 20—100 m. Rocile piroclastice sînt reprezentate prin breccii și microbreccii piroclastice, aglomerate și microaglomerate, cinerite grosiere sau fine. Ele sînt alcătuite din fragmente de andezite cu amfiboli, andezite cu amfiboli și piroxeni sau andezite cu piroxeni, cu forme angulare sau subangulare, prinse într-un ciment piroclastic grosier (lapillic) sau fin (cineritic) cu compoziție asemănătoare fragmentelor. De multe ori piroclastitele se pot prezenta în diverse stadii de transformare hidrotermală — caolinizare, silicifiere, piritizare, limonitizare — așa cum este cazul piroclastitelor caolinizate de la Băile Harghita sau din interiorul aparatului Cucu, din partea de S a munților Harghita. Ele pot prezenta de asemenea acumulări de substanțe minerale utile, cum sînt cele de cinabru din raza localității Sîntimbru-Ciuc.

Fac excepție de la această prezentare piroclastitele bazaltice din munții Peșani, în cuprinsul cărora se întîlnesc: cinerite grosiere și fine, aglomerate și microaglomerate bazaltice, aglomerate lapillice ca cele din dealul Hegheș (Racoșul de Jos). În diverse puncte ale regiunii apar scorii bazaltice, cum sînt cele din dealul Măgura (Bogata Olteană) și pădurea Bărcului (Hoghiz-Fîntîna).

a) *Andezite cu amfiboli (α am).* Andezitele cu amfiboli (cu hornblendă verde sau cu hornblendă brună) reprezintă cele mai vechi produse de efuziune ale aparatelor vulcanice din cuprinsul munților Gurghiu și Harghita, ele apărînd de cele mai multe ori imediat deasupra formațiunii vulcanogen-sedimentare, sau chiar sub formă de intercalații în interiorul său. Ele ocupă suprafețe mai reduse în treimea sudică a lanțului eruptiv — în ra-

port cu zonele mai nordice — apărînd ca mici curgeri de lave în structura aparatelor Șumuleu și Ciurmani din munții Gurghiu, Harghita Mădăraș, Luci și Cucu, din munții Harghita. Rocile sînt de culoare cenușie în tonuri variate, mai ales brun-roșcate în cazul andezitelor cu hornblendă brună — sau cenușiu-albicioase, în cazul celor cu hornblendă verde; sînt compacte sau slab poroase, cu textură masivă și structură porfirică, imprimată de megacristalele de plagioclaz și hornblendă, acestea din urmă atingînd dimensiuni pînă la 1 cm și chiar mai mult. Plagioclazul are un conținut mediu de 30—45% An. Hornblenda — atît cea verde cît și cea brună — se prezintă deseori cu diferite grade de opacizare, de regulă marginală, rareori totală. Piroxenii sînt subordonați cantitativ, apărînd mai puțin ca fenocristale și mai mult ca microlite; sînt reprezentați deopotrivă prin augit și hipersten. Masa fundamentală este constituită din microlite de plagioclaz, hornblendă, granule de magnetit și sticlă.

b) *Andezite cu amfiboli și piroxeni (α am py).* Aceste andezite ocupă suprafețe importante pe întreg cuprinsul foii Odorhei — atît în munții Gurghiu cît și în munții Harghita — cu o poziție superioară andezitelor cu amfiboli. Ele au fost întîlnite în structura cîtorva din aparatele vulcanice identificate în această parte a lanțului eruptiv, dar mai ales în jurul aparatelor Ostoros și Cucu din partea de N și — respectiv S — a munților Harghita. Sînt roci de culoare cenușie, cenușiu-negricioasă, uneori slab poroase, constituite din aceleași elemente ca și andezitele cu amfiboli, cu deosebirea că la alcătuirea lor, piroxenii (augitul și hiperstenul) participă cu procente mult mai mari. Hornblenda (verde sau brună) prezintă deseori fenomene de opacizare parțială sau totală.

c) *Andezite cu piroxeni și amfiboli (α py am).* Acest tip de roci ocupă suprafețe mai reduse în toate sectoarele lanțului eruptiv, reprezentînd doar mici curgeri de lave sau intruziuni de tipul dyke-urilor. Sînt asemănătoare andezitelor cu amfiboli și piroxeni, de care se deosebesc prin predominarea piroxenilor asupra hornblendei.

Ca și andezitele cu amfiboli și piroxeni, ele aparțin erupțiilor ulterioare andezitelor cu amfiboli.

d) *Andezite cu piroxeni* (α py). Andezitele cu piroxeni ocupă suprafețe foarte întinse; ele formează curgeri importante îndeosebi la exteriorul aparatelor vulcanice, fiind întâlnite pe versanții de E și W ai aparatelor Șumuleu și Ciumani, în munții Gurghiu, și pe întreg cuprinsul munților Harghita.

În unele sectoare, erupțiile de andezite piroxenice marchează stingerea activității vulcanice. Ele se întâlnesc atât sub formă de curgeri, reprezentând forma cea mai răspândită, dar pot apărea și ca intruziuni de forma dyke-urilor cu dimensiuni variate, dar în general reduse, stâlpi sau silluri. Sînt roci cu culori ceva mai închise, cenușiu-negricioase, compacte, dure, cu structură porfirică, textură masivă, uneori fluidală. Structura masei fundamentale este hialopilitică, pilotaxitică, microlitică sau holocristalină — microgranulară.

Examinarea în detaliu a andezitelor cu piroxeni a permis identificarea varietăților predominant augitice sau predominant hiperstenice, acestea din urmă ceva mai frecvente decît cele dintîi. Rareori se remarcă prezența hornblendei în proporții reduse. Plagioclazul (An 35 — 50%) apare în cristale idiomorfe cu dimensiuni variate și formează o bună parte din masa rocii, atât ca fenocristale cît și ca microlite. Piroxenii — augitul și hiperstenul — apar de asemenea bine dezvoltați, mai ales ultimul în cazul rocilor cu structură porfirică, în general sub formă de microlite în masa fundamentală, la care se mai adaugă plagioclaz, granule de magnetit și sticlă.

e) *Andezite bazaltoide* (α β). Acest tip de roci este puțin răspândit, apărînd ca mici petece în diverse puncte ale regiunii, reprezentînd totdeauna ultimele erupțiuni ale aparatelor vulcanice, fie sub formă de curgeri de lave, fie ca mici intruziuni. Astfel de roci au fost întâlnite în zona mediană a munților Harghita, în jurul aparatelor Luci și Cucu, sau pe rama lor estică, în imediata vecinătate a văii Oltului, deschise în carierele Sîncrăeni, Bicsad, Malnaș, etc. Sînt roci fin granulare, compacte, dure, de culoare cenușiu-închisă sau negricioasă, uneori verzuie. Ele sînt constituite din plagioclaz (An 45—55), piroxeni — mai ales augit, mai rar hipersten — olivină, granule de magnetit. Structura lor este pilotaxitică, rareori porfirică, textură masivă sau fluidală.

f) *Bazalte* (β). Erupțiile de bazalte sînt cunoscute exclusiv pe teritoriul munților Perșani și reprezintă încheierea activității vulcanismului în Carpații Orientali. Ele se întâlnesc sub formă de curgeri de lave în mai multe puncte din zona localităților Racoșul de Jos și Mateiaș, unde se află și carierele în care bazaltele se prezintă în coloane prismatice caracteristice. Uneori, la partea superioară a coloanelor, roca se prezintă slab poroasă sau scoriacee. Bazaltele sînt roci fine, compacte, dure, de culoare neagră, cenușiu-negricioasă sau cenușiu-verzuie. Sînt constituite din plagioclaz (45—65% An) sub formă de fenocristale sau microlite, piroxeni — mai ales augit, rar hipersten — olivină, granule de magnetit. Structura rocii este porfirică, cea a masei fundamentale subofitică. În unele puncte din regiune, bazaltele prezintă diverse stadii de descuamare — adeseori concentrică — în care caz ele devin ușor casante și chiar friabile.

DEPRESIUNI INTRAMONTANE

Bazinul Baraolt

În cuprinsul foii Odorhei este reprezentată partea de N a bazinului Baraolt, a cărui alcătuire geologică a putut fi stabilită pe baza a numeroase date de foraj.

Levantin (lv)

Pe fundamentul cretacic al depresiunii, se dispune o succesiune de depozite cu o grosime de 150 — 250 m, constituite din marne, angile și nisipuri, care cuprind strate de lignit grupate în patru orizonturi (complexul cărbunos) (E. Liteanu et al., 1962). La partea superioară apar piroclastite andezitice. În complexul cărbunos este cantonată o bogată faună de moluște, caracteristică unui facies mlăștinos (E. Jekelius, 1932), dar fără valoare stratigrafică. Fauna de mamifere recoltată din acest complex (*Equus primigenius* Mey., *Cervus capreolus* L., *Paralurus anglicus* Boyd Dawkins, *Ursus böckhi* Schlos., *Tapirus hungaricus* Mey., *Zygodon borsoni* Hays., *Anancus arvernensis* Croiz. et Job.) a permis să se atribue aceste depozite Levantinului superior (E. Liteanu et al., 1962).

Pleistocen inferior (qp₁)

Complexul cărbunos al Levantinului supoantă complexul marnos, gros de 100—300 m, constituit din marno-argile, argile nisipoase, nisipuri cu intercalații subțiri de cinerite andezitice, iar în partea de NE a bazinului Baraolt, bancuri groase de aglomerate andezitice. Spre rama bazinului, complexul marnos trece lateral la nisipuri, nisipuri argiloase și argile cu intercalații de cinerite andezitice, diatomite și calcare lacustre. Complexul marnos conține numeroase exemplare de *Limnocardium fuchsi* Neum., iar în faciesul lateral al acestuia se întâlnesc frecvent formele: *Pyrgula eugeniae* Neum., *P. prisca* Neum., *P. transitans* Neum., *Theodoxus semiplicatus* Neum., *Dreissena polymorpha* Pall., etc. (E. Jekelius, 1932). În intercalațiile de diatomite din faciesul lateral al complexului marnos s-au găsit urme de plante: *Cercidiphyllum crenatum* Brower, *Carpinus betulus* L., *Fagus* cf. *orientalis* Lipsky, *Quercus kubinyii* Czeczont etc., care prezintă afinități cu flora actuală (Al. Vasilescu, R. Givulescu, 1968). Însă, pentru stabilirea vârstei complexului marnos, este hotărâtoare fauna de mamifere (*Anancus arvernensis* Croiz. et Job., *Mastodon* sp., *Archidiskodon meridionalis* Nest., *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Equus stenonis* Cocchi, *Euctenoceros* sp.) care indică prezența Pleistocenului inferior (E. Liteanu et al., 1962).

Pleistocen mediu (qp₂)

Spre partea meridională a bazinului Baraolt, peste complexul marnos se dispune complexul nisipos-argilos, constituit din argile și argile nisipoase, cu *Alces latifrons* Johnson, *Cervus* sp., *Bison schoetensacki* Pavl., *Hesperoloxodon* cf. *antiquus* Falc., *Elephas* sp., *Equus* sp., asociație caracteristică pentru Pleistocenul mediu (E. Liteanu et al., 1962).

Pleistocen superior (qp₃)

În zona piemontană de pe dreapta și stînga Oltului, peste complexul marnos al Pleistocenului inferior se dispune complexul psafito-psamitic, constituit din pietrișuri și nisipuri. În zona de nord, acest complex se racordează cu depozitele terasei inferioare

a Oltului cu *Mammuthus primigenius* Blumb. și *Coelodonta antiquitatis* Blumb., fosile frecvente în Pleistocenul superior.

Holocen superior (qh₂)

Este reprezentat de aluviunile vechi și noi ale luncii Oltului, constituite din pietrișuri și bolovănișuri, în bază, și nisipuri prăfoase la partea superioară (5 — 8 m).

Bazinele Ciucului

Levantin (lv), Pleistocen (qp)

Forajele executate în bazinele Ciucului au pus în evidență o succesiune de depozite de colmatare, cu o grosime de 50 — 800 m, dispuse pe sedimente cretacice (regiunea Tușnad) sau pe sisturi cristaline. Această succesiune este constituită dintr-o alternanță de aglomerate, cinerite andezitice, microconglomerate cu intercalații de nisipuri și marno-argile vinete cu urme de plante și cărbuni. Succesiunea se încheie cu un banc de nisipuri cu pietrișuri mulate (10 — 30 m). În aceste depozite nu au fost întâlnite resturi fosile, care să dea indicații de vîrstă. Însă, ținînd seama că depozitele cu cărbuni din bazinul Baraolt conțin o faună de mamifere care indică Levantinul superior, am atribuit sedimentele cu urme de plante și cărbuni din bazinele Ciucului, aceluiași interval stratigrafic, iar depozitele de deasupra, Pleistocenului, separarea lor cartografică nefiind posibilă.

Holocen inferior (qh₁)

Este reprezentat prin depozitele deluvial-proluviale ale terasei inferioare a Oltului, constituite din prafuri nisipoase-argiloase cu pietrișuri mărunte și nisipuri grosiere.

Holocen superior (qh₂)

În acest interval sînt cuprinse aluviunile fine și grosiere ale luncii Oltului (5 — 10 m).

ELEMENTE STRUCTURALE

La alcătuirea edificiului structural al teritoriului foi Odorhei participă elementele structurale cele mai interne ale Carpaților

Orientali (zona cristalino-mezozoică și zona internă a flișului) precum și depresiunea Transilvaniei și structuri recente reprezentate prin lanțul eruptiv Harghita — Călimani și depresiunile intramontane Ciuc, Gheorghieni și Baraolt.

Zona cristalino-mezozoică

Zona cristalino-mezozoică prezintă o structură complicată datorită existenței pânzelor de șariaj, formate fie numai din formațiuni metamorfozate (pânze prealpine), fie numai din formațiuni sedimentare (pânze alpine de alunecare), fie din formațiuni metamorfozate și formațiuni sedimentare (pânze alpine de forfecare).

Elementul structural prealpin major este reprezentat de pânza gnaiselor de Rarău (Hăghimaș), șariată peste ansamblul format din seria de Tulgheș și seria de Bistrița-Barnar. În cuprinsul formațiunilor metamorfozate, structurile impuse de către mișcările orogenice ce au însoțit procesele de metamorfism regional sînt repartizate de asemenea elementelor structurale prealpine. Punerea în loc a pânzei gnaiselor de Rarău a avut loc ulterior desăvîșirii metamorfismului regional.

Seria epimetamorfică de Tulgheș constituie, în ansamblu, un mare monoclin orientat NNW — SSE, cu căderi generale către ENE. De asemenea direcția generală a elementelor structurale liniare sinmetamorfice (cute, microcute, liniatii) este NNW — SSE, caracteristică formațiunilor metamorfozate din Carpații Orientali.

În partea vestică a zonei cristalino-mezozoice, de sub seria de Tulgheș, apare seria mezometamorfică de Bistrița-Barnar. Pe hărțile la scara 1:200.000 s-a considerat că între cele două serii există raporturi de transgresivitate. În sectorul reprezentat pe foaia Odorhei s-a constatat că seria mai puternic metamorfozată prezintă aceleași orientări ale elementelor structurale sinmetamorfice ca și în seria de Tulgheș. Această situație, precum și prezența biotitului în partea inferioară a seriei de Tulgheș, sînt considerate de M. Mureșan ca dovezi pentru continuitate stratigrafică între seria de Bistrița-Barnar și seria de Tulgheș.

Poziția tectonică alohtonă a seriei gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) a fost susținută de I. Popescu-Voitești (1929), Th. Kräutner (1938), I. Băncilă (1941), Marcela Des-

sila-Codârcea (1967 a, 1967 b), M. Mureșan (1967, 1968). Cu excepția lui I. Popescu-Voitești (1929) și M. Mureșan (1967, 1968), care consideră pânza gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) ca o pânză alpină¹, ceilalți autori o consideră ca fiind formată în decursul unor mișcări prealpine, poziție adoptată la întocmirea hărții. În ansamblu, formațiunile metamorfozate ale pânzei gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) prezintă o structură monoclinală orientată NNW — SSE, cu căderi estice.

Din categoria pânzelor alpine de forfecare fac parte pânza bucovinică și pânza subbucovinică.

Pânza bucovinică este un element structural complex, deoarece la alcătuirea sa iau parte unitățile prealpine (pânza gnaiselor de Rarău și seriile de Tulgheș și Bistrița-Barnar) și formațiuni sedimentare mezozoice. Fruntea actuală a pânzei bucovinice se plasează la contactul dintre zona cristalino-mezozoică și zona flișului, contact cunoscut din literatură sub denumirea de linia centrală (I. Băncilă, 1958). Traseul acestei linii este figurat la E de anticlinalul Lunca, care reprezintă continuarea spre S a crestei Dămucului, într-o poziție mai coborîță. Pînă la localitatea Lunca, linia frontală are o direcție N — S, la S de care se arcuește larg spre SW; la N de valea Frumoasă prezintă o inflexiune bruscă spre W și intră sub depozitele cuaternare ale depresiunii Ciuc. Pânza bucovinică reapare pe o mică suprafață în împrejurimile localității Delnița, sub forma unui flanc invers.

Formațiunile mezozoice formează extremitatea sudică a sinclinalului Hăghimaș și anticlinalul Lunca, o cută anticlinală asimetrică. Anticlinalul Lunca urmărește fruntea pânzei bucovinice, axul său fiind marcat de o serie de butoniere (Valea Mare, Iavardi, Antaluc, Rana — Muntele Păgînu). Vergența sa este constantă spre E, puțin accentuată în partea de N, în timp ce spre S ajunge la un anticlinal culcat în Muntele Păgînu.

La W de anticlinalul Lunca se dezvoltă sinclinalul Hăghimaș, de asemenea o cută asimetrică, caracter evident de la vârful Rîpile spre S, unde flancul de W este afectat de două falii inverse: una la contactul șisturi cristaline — dolomite triasice

¹ În concepția lui M. Mureșan, pânza alpină a gnaiselor de Rarău cuprinde seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș), precum și depozitele mezozoice ale sinclinalului marginal extern (exceptînd formațiunile pânzei de Hăghimaș) și este șariată peste pânza alpină de Fundu Moldovei. Aceasta din urmă încalcă la rîndul său, la Tomești, pânza de Mestecăniș.

și alta la contactul depozite triasice — formațiunea de Wildflynch. În extremitatea sudică, flancul intern este puternic încălecat peste formațiunile cretacice, iar falia din lungul văii Rompățelului decroșează gnaisle flancului intern, care ajung în contact cu zona flișului.

Pînza subbucovinică apare de sub pînza bucovinică la W de localitatea Tomești, fiind constituită din șisturi cristaline și depozite triasice și jurasice. În stadiul actual al cunoștințelor, pînza subbucovinică este echivalată fie pînzei de Mestecăniș (M. Mureșan, 1967) fie unității de Vatra Dornei-Iacobeni (M. Săndulescu, date inedite).

Din categoria pînzelor alpine de alunecare, în sectorul Hăghimaș este figurată pînza de Hăghimaș (M. Săndulescu, 1967), constituită numai din depozite mezozoice. Funcția de parautohton o îndeplinește formațiunea de Wildflynch barremian-albiană. Cuvertura post-tectonică este reprezentată de conglomeratele de Bîrnadu, vraconian-cenomaniene. Deci punerea în loc a pînzei de Hăghimaș a avut loc în Albianul superior.

Continuitatea structurală a zonei cristalino-mezozoice este întreruptă în sectorul Miercurea Ciuc — Merești de cuvertura groasă a depozitelor vulcanice din munții Harghita, de sub care reapare în sectorul Perșani. Munții Perșani reprezintă un sector al zonei cristalino-mezozoice cu o structură complicată determinată de existența pînzelor alpine de alunecare: pînza de Perșani dezmembrată într-o serie de mari klippe și unitatea formațiunii de Wildflynch, care încorporează elemente din pînza transilvană.

Pînza transilvană de Perșani este alcătuită din formațiuni sedimentare triasice și jurasice și formațiuni eruptive triasice care stau pe formațiunea de Wildflynch barremian — aptian-inferioară sau pe stratele de Sinaia din unitatea de Ceahlău. O situație particulară prezintă klippa de la Merești, constituită din depozite triasic-superioare și jurasic-superioare, în același facies ca și în pînza de Hăghimaș. Acest fapt a determinat pe M. Săndulescu (1967) să considere klippa de la Merești ca făcînd parte din pînza de Hăghimaș și avînd o poziție superioară pînzei de Perșani. Însă klippa de la Merești are același parautohton (formațiunea de Wildflynch barremian — aptian-inferioară) și aceeași cuvertură post-tectonică cu depozite aptian-superioare în bază ca și pînza de Perșani, fapt care justifică afir-

mația că ele aparțin aceleiași unități structurale (D. Patrulius et al., 1965, 1966).

În pantea de N a munților Perșani, formațiunea de Wildflynch acoperă depozitele unității de Ceahlău, în timp ce în partea de S, la Comana (foaia Brașov), se dispune pe flișul neocomian, dezvoltat pe marginea vestică a masivului Gârbova. Această dispoziție a formațiunii de Wildflynch a condus la ideea unei poziții tectonice, datorită alunecării gravitaționale de pe substratul său normal și deplasarea spre E. pînă pe stratele de Sinaia (D. Patrulius et al., 1968 a).

O altă ipoteză ridică acest accident la rangul de pînză de forfecare, cristalinul Gârbovei cu cuvertura sa sedimentară încăleciînd unitatea de Ceahlău (M. Săndulescu, date inedite).

Cuvertura post-tectonică, care începe cu depozite ale Aptianului superior, este comună ambelor unități și fixează momentul punerii lor în loc în timpul Aptianului inferior.

Ulterior, acest sector a fost afectat de diastrofismul austriac tîrziu, marcat prin cutarea intensă a depozitelor aptiene și de transgresiunea Vraconianului. O serie de accidente tectonice recente, în general falii cu direcția NE — SW, afectează depozitele pînzei transilvane, ale formațiunii de Wildflynch, ale cuverturii post-tectonice și ale ramei sud-estice a depresiunii Transilvaniei. Asemenea accidente, la N de Racoșul de Jos scot la zi depozitele formațiunii de Wildflynch de sub depozitele tortoniene.

Zona flișului

Din zona flișului, foaia Odorhei cuprinde un sector din pînza de Ceahlău (I. Dumitrescu et al., 1962) (= pînza internă superioară, M. G. Filipescu et al., 1957 = unitatea vest internă I. Băncilă, 1958) cu cele două digitații (Ciuc și Bodoc) (M. Săndulescu, 1964) și un sector din pînza flișului curbicortical (I. Dumitrescu et al., 1962) (= pînza internă inferioară, M. G. Filipescu et al., 1957 = unitatea est internă, I. Băncilă, 1958).

Pînza de Ceahlău este încălecată la vest de unitatea cristalino-mezozoică, încălecare marcată de linia centrală. La E ea încăleacă la rîndul său pînza flișului curbicortical, linia frontală (linia Lutul Roșu) putînd fi urmărită în extremitatea sud-estică

a foi. Amploarea încălecării pânzei de Ceahlău este indicată de prezența ferestrelor tectonice de la Bancu și Lăzărești, în care de sub depozitele digitației Bodoc apar la zi complexul șistos superior și angilele vărgate ale pânzei flișului curbicortical (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964, 1965; M. Săndulescu 1965).

Pânza de Ceahlău este constituită din două digitații, care se află în relații tectonice: digitația Ciuc încalcă digitația Bodoc după o linie clar exprimată în regiunea Armășeni — Bancu; această linie este acoperită de aluviunile Oltului și depozitele vulcanice în regiunea Armășeni — Bicsad, de sub care reapare la S pînă la Malnaș.

În digitația Ciuc, la N de bazinul inferior al Ciucului, se conturează două zone: o zonă internă în care se dezvoltă stratele de Sinaia și o zonă externă în care se dezvoltă stratele de Bistra (M. Săndulescu, 1964, 1965; M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1964, 1965). Zona internă se caracterizează printr-o cutare majoră, cu dezvoltarea egală a anticlinalelor și sinclinalelor. Principala structură este anticlinalul Valea Rece, care spre S se continuă în releu cu anticlinalul Armășeni.

Zona estică, în care se dezvoltă stratele de Bistra, este caracterizată printr-un stil de cutare ejectiv, bine reprezentat în teritoriul de la E (foaia Bacău).

În partea meridională a foi Odorhei, digitația Ciuc se dezvoltă în munții Baraoltului, fiind caracterizată din punct de vedere tectonic ca o zonă anticlinală formată din structuri normale (L. Conțescu, 1966).

Stilul tectonic al digitației Bodoc este determinat de dezvoltarea unor cute anticlinale și sinclinale largi, normale sau devensate spre E. Fac excepție cutede dezvoltate în extremitatea de W a munților Bodoc, care sînt cutede „à rebours” (Jana Ion-Săndulescu, Elena Bratu, 1959). O structură importantă este anticlinalul din partea vestică, în care apar ferestrele de la Bancu și Lăzărești, cu depozite ale flișului curbicortical; spre E anticlinalul este urmat de un sinclinal normal larg.

Pânza flișului curbicortical. În cuprinsul acestei unități se dezvoltă un segment din sinclinalul Coșnea, care conține în zona

axială, la contactul cu unitatea de Ceahlău, seria vărgată cretacic-superioară de la Cozmeni și Toria.

Depresiunea Transilvaniei

Depresiunea Transilvaniei este o depresiune intermuntoasă care s-a format la începutul Tortonianului (I. Dumitrescu et al. 1962) și în care subsidența a continuat pînă la sfîrșitul Neogenului. Aspectul structural al depozitelor neogene este controlat de tectonica formațiunii cu sare, care pe rama estică a depresiunii a generat o zonă de cute diapire, iar în restul depresiunii o serie de structuri brahianticinale, sub formă de domuri. În partea de SE a depresiunii, se dezvoltă două anticlinale cu depozite tortoniene în ax: pe valea Homorodului Mic cu depozitele cu sare în profunzime și pe valea Homorodului Mare cu sîmbure de străpungere. Spre N depresiunea se încarcă cu sedimente mai tinere, astfel că în axele anticlinalelor de pe valea Tîrnava Mare se găsesc depozite sarmațiene și pannoniene. O altă structură anticlinală unește diapirele de la Sovata și Praid și se urmărește spre S pînă la Mihăileni. Singura structură sub formă de brahianticinal se situează în partea de SW a foi Odorhei constituind domul de la Bunești.

Sub formațiunea cu sare, tuful de Dej are o dispoziție monoclinală, cu căderi spre NW la S de valea Tîrnava Mare și spre N și NE la N de această vale. Aceasta se dispune discordant pe depozitele helvețiene și paleogene, care la rîndul lor acoperă un relief vechi al formațiunilor cretacic-inferioare.

Zona vulcanică Gurghiu — Harghita

Edificiul structural al lanțului vulcanic este rezultatul unei intense activități eruptive desfășurată la sfîrșitul Neogenului și începutul Cuaternarului. Ascensiunea magmelor s-a produs pe o serie de fractuni, create în zona de racordare a zonei cristalino-mezozoice cu depresiunea Transilvaniei. Dispoziția actuală a aparatelor vulcanice indică direcția generală a fracturilor majore. Pe foaia Odorhei se pot urmări liniile: linia calderelor Șumuleu Ciurmani — Ostorog cu direcția WNW — ESE și linia calderelor Harghita Mădărașului — Luci — Cucu — Sf. Ana, cu direcția NW — SE.

Depresiuni intramontane

Dispoziția depresiunilor intramontane pe marginile zonei eruptive a făcut să se presupună că există o legătură cauzală între ascensiunea magmelor și formarea depresiunilor, consecința unei pierderi de masă eruptivă în substrat (I. Atanasiu, 1945).

Depresiunea Baraolt s-a format la sfârșitul Pliocenului printr-o mișcare de scufundare, care a cuprins teritorii întinse din munții Baraolt și Perșani. În această depresiune subsidența a continuat până în Holocen (E. Liteanu et al., 1962).

Aspectul actual al bazinului Baraolt se datorește unor accidente tectonice dirijate N — S; un prim accident se situează pe versantul estic al munților Perșani și decalează baza Pleistocenului inferior cu aproximativ 600 m (în depresiune cota 0, iar la SW de Augustin cota 600). Pe versantul vestic al munților Baraolt, un accident tectonic similar a provocat ridicarea munților Baraolt și implicit, a depozitelor pleistocen-inferioare la altitudini în jur de 700 m (D. Patrulius, N. Mihăilă, 1966). Studii de detaliu au arătat că în interiorul bazinului Baraolt, depozitele levantine și pleistocen-inferioare prezintă o serie de creste și depresiuni paralele, de natură plicativă (Viorica Popovici, 1959). Începând cu Pleistocenul mediu sedimentarea a avut loc numai în limitele actuale ale bazinului.

Aspectul actual al bazinului Ciucului se datorește unor praguri transversale, care au divizat depresiunea formată la începutul Levantinului în mai multe bazine. Astfel pragul de formațiuni metamorfozate dintre izvorul Mureșului și Tomești separă bazinul Gheorghieni de cel al Ciucului superior; la Racu un mic prag alcătuit tot din formațiuni metamorfozate separă bazinul Ciucului superior de cel mijlociu, iar la Miercurea Ciuc formațiunile cretacice formează pragul care separă bazinul Ciucului mijlociu de cel inferior. Aceste ridicări ale fundamentului bazinelor se datoresc unor falii transversale față de axul depresiunii, formate în faza de evoluție neotectonică post-pleistocen-inferioară.

B. H. 227/240759

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Airinei Șt., Gheorghiu C., Iancu M., Ilie I. (1965) Considerații asupra evoluției geologice și morfologice a Depresiunii Ciucului. *Soc. St. Nat. Geogr. R.S.R.*, III. București.
- Atanasiu I. (1928) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII. București.
- Atanasiu I. (1954) Fenomene magmatice (curs litografiat). Univ. București.
- Avramescu C., Teodorescu Maria (1955) Cercetări și prospecțiuni pentru caolin în Harghita de S. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Banyai I. (1927) Studiul geologic asupra flancului de vest mijlociu al Muntelui Harghita. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, X (1921—1922). București.
- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaș-Ciuc (Carpatés Orientales). *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI. București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică. București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/1 (1965—1966). București.
- Bratu Elena, Sîrbu Filofteia, Cemortan M. (1959) Raport geologic asupra regiunii Malnaș-sat — Bicsadul de Jos. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Bucur I. (1961) Cercetări geologice în regiunea Bicsad — Sînzieni. Min. Petrol. Arh. I.P.G.G. București.
- Bucur I., Müntz K. (1957) Cercetări geologice în regiunea Reghin — Sovata. Min. Petrol. Arh. I.P.G.G. București.
- Gioflică G., Patrulius D., Ionescu Jeana, Udubașa G. (1965) Les ophiolites triasiques allochtones des monts Perșani. *Rev. Roum. Géol. Acad. R.S.R.*, 10/1. București.
- Giornei P., Bodin Tamara, Vasilescu L., Stoenescu Venera, Codarcea F. (1965) Raport asupra regiunii izvoarelor Oltului — Mureșului. Arh. Com. Stat Geol. București.

- Ciornei P., Vasilescu L., Ionescu C., Vasilescu Olimpia (1958) Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorghieni-Mihăileni. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciupagea D., Ichim Tr., Popa M., Platon O. (1962) Perspectivele de țitei și gaze ale Depresiunii Transilvaniei. Studiu geologic complex. Arh. Min. Petrol. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967 a) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol.*, 12/1. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967 b) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumaines. *Rev. Roum. Géol. Acad. R.S.R.*, XI/1. București.
- Codarcea Marcela, Bercia I., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel — Holdița). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Contescu L. (1966) Flișul cretacic din partea de nord a munților Baraoltului. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geol.*, IX/1. București.
- Costa-Foru Al., Costea H., Roman C. (1967) Studiul unor proprietăți magnetice ale rocilor din câteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpații Orientali și Dobrogea. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geofiz.*, V/2. București.
- Dimitrescu R. (1957) Asupra prezenței rocilor alcaline în partea nordică a munților Perșani. *Comun. Acad. R.P.R.*, VII/1. București.
- Drăgulescu-Arghir Adela (1964—1966) Studiul eruptivului neogen din partea sud-estică a masivului Harghita. Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Géol.* XXXII. București.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina, Zotta Victoria, Radu Otilia, Chirițescu Maria, Odobescu Tamara, Cornea Cornelia (1960) Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în Bazinul Transilvaniei, zona valea Mureșului — valea Tîrnava Mică, cuprinzînd zona cutelor diapire la W și inclusiv marginea aglomeratelor andezitice la E (valea Mureșului și valea Gurghiului). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1964) Contribuții la geologia Munților Perșani (Regiunea Comana-Căciulata-Lupșa). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geol.*, I/9. București.
- Filipescu M. G. (1955 a) Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre valea Uzului și valea Tîrlungului. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București.

- Filipescu M. G. (1955 b) Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali. *Rev. Univ. „C. I. Parhon“*, 6—7. București.
- Filipescu M. G., Iliescu G., Iliescu Violeta, Copcea Maria (1957) Geologia flișului intern din regiunile dintre valea Buzăului și Rîul Negru. *Acad. R.P.R. Bul. științ. (Secț. Geol.-Geogr.)*, II/3—4. București.
- Filipescu M. G., Săndulescu Jana (1963) Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din regiunea Cernatu (Munții Bodoc). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Seria Geol.*, VIII/4. București.
- Filipescu M. G., Bratu Elena, Iliescu Gh., Iliescu Maria, Neagu T., Săndulescu Jana, Vinogradov C. (1963) Asupra Cretacului din zona Flișului intern dintre văile Teleajen și Trotuș și implicații asupra structurii Carpaților Orientali. *Asoc. Geol. Carpato-Balc., Congr. U* (1961) București, III/1. București.
- Gherasi N. (1950) Cercetări asupra mineralizațiilor de Fe din regiunea Mădăraș — Ciuc. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Gherman J., Solcan M. (1959) Cercetări geologice în regiunea Bicăz — Dămuc. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ghika-Budești Șt. (1939) Raport geologic asupra regiunii Ciumani — Șoimuș — Tătarca Ciuc (N Harghita). Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.
- Götz A. (1956) Dare de seamă asupra regiunii Sovata-Praid. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953). București.
- Grigore I. (1957) Geologia și petrografia Munților Gurghiului. Ed. științifică. București.
- Hauer F., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herbich Fr. (1878) Das Széklerland. Budapest.
- Herbich Fr., Neumayr M. (1875) Die Süßwasserablagerungen im südöstlichen Siebenbürgen. *Jb. k.k. geol. R.A.* XXV. Wien.
- Ilie M. (1954) Structura geologică a Munților Perșani (II. Defileul Oltului). *An. Com. Geol.*, XXVII. București.
- Ilie M. (1958) Podișul Transilvaniei. Ed. științifică. București.
- Ilie M. (1959) Recherches géologiques dans le Bassin de Transylvanie (II. Régions Alba Iulia — Sibiu — Făgăraș — Rupea). *An. Com. Géol.*, XXVI — XXVIII. București.
- Iliescu Violeta, Codarcea — Dessila Marcela (1965) Contributions à la connaissance du contenu microfloristique des complexes des schistes cristallins des Carpates Orientales. *D. S. Com. Geol.*, LI/2. București.
- Jekelius E. (1923) Zăcăminte de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului (Transilvania). *Inst. Geol. Rom., Stud. tehn. și econ.*, 3. București.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.*, II. București.

- Kräutner Th. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX. București.
- Kretzoi M. (1965) A villányi hegység alsopleisztocen gerinces faunai. *Geol. Hung., Pal*, 27. Budapest.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landsteile. Budapest.
- Lazăr Aurelia, Arghir Adela (1964) Studiul geologic și petrografic al eruptivului neogen din partea de S a Munților Harghita. *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VII/3—4. București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structure géologique de la vallée de la Bistrița. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, VIII. București.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI. București.
- Motaș C., Guman E., Erni A. (1929) Étude sur les gisements de gaz naturel de Transylvanie. I.R.E. București.
- Müntz K., Burcea N. (1959) Cercetări geologice în regiunea Valea Rece (Trotuș). *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Murgeanu G., Patrușiu D., Contescu L. (1959) Flișul cretacic din bazinul văii Tîrlungului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, IV/L. București.
- Murgeanu G., Patrușiu D., Contescu L., Jipa D. (1961) Le Flysch crétacé de la partie méridionale des Monts Baraolt. *Rev. Géol. Géogr.*, V/2. București.
- Murgeanu G., Patrușiu D., Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N. (1963) Stratigrafia și sedimentogeneza terenurilor cretace din partea internă a curburii Carpaților. *Asoc. Geol. Carpato-Balc., Congr. Ū* (1961), III/2. București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geol.*, 12/1. București.
- Mureșan M. (1968) Metamorphic formations. In „Crystalline, Mesozoic and Flysch complexes of the East Carpathians (Northern sector)” by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan, Intern. Geol. Congr., XXIII. Sess, Prague 1968. *Guide to Excursion 46 AC Romania*. Bucharest.
- Nicolaescu V., Gaiță C. (1965, 1966) Prospekțiuni geologice pentru hidrocarburi în munții Bodoc. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Niță Pion Petre (1954) Raport cartare și prospekțiuni pentru cărbuni în regiunea Rupea — Homorod — Jimbor. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.*, București.

- Patrușiu D. (1954) Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Buccegi și Perșani. *D. S. Com. Geol.*, XXXVIII (1950—1951). București.
- Patrușiu D. (1963) Le Wildflysch et les olistolithes des Monts Perșani. *Assoc. Géol. Carpato-Balk. UI-ème Congr. (Uarsovie — Cracovie). Résumés des communications*.
- Patrușiu D. (1964) Asupra prezenței unor calcare liasice cu *Involutina* în bazinul superior al văii Trotușului (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Patrușiu D. (1968) Le Trias des Carpates Orientales de Roumanie. *Geologicky Sbornik*, Bratislava.
- Patrușiu D., Contescu L., Butac A. (1962) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului în împrejurimile orașului Miercurea Ciuc (Carpații Orientali). *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Sect. Geol.*, VII/3—4. București.
- Patrușiu D., Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le Flysch Tithonique — Néocomien des Carpates roumaines. *Carpato-Balk. Geol. Assoc., VII, Congr. Sofia (1965) Reports*, II/1. Sofia.
- Patrușiu D., Popa Elena, Popescu Ileana (1965, 1966) Studiul stratigrafic, paleontologic și microfacial al depozitelor mezozoice din partea meridională a Carpaților Orientali. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Patrușiu D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Stat Geol.*, XXXV. București.
- Patrușiu D., Mihăilă N. (1966) Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bîrsei. *An. Com. Stat Geol.*, XXXV. București.
- Patrușiu D., Ștefănescu M., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. *Intern. Geol. Congr., XXIII Sess., Prague 1968. Guide to Excursion 50 AC*. Bucharest.
- Patrușiu D., Popa Elena, Popescu Ileana Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI. (sub tipar).
- Pauliuc S. (1968) Studiul geologic al Perșanilor centrali cu privire specială la Cretacicul superior. *Com. Stat Geol. Stud. tehn. econ.*, J. 4. București.
- Peltz S., Peltz Margareta (1961) Raport asupra cercetărilor din împrejurimile Băilor Būdös (Sîntimbru). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (Munții Harghita) *D. S. Com. Geol.* L (1961—1963). București.

- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan — Tulgheș). *Acad. R.S.R. Rev. Roum. Géol. Geophys. Géogr., Ser. Géol.*, 11/2. București.
- Popovici Viorica (1959) Explorări geologice în bazinul Baraolt — Vîrghiș — Căpeni — Buduș, Aita Seacă. *Com. Geol. Stud. tehn. econ., seria A*, 5. București.
- Preda D. M. (1936) Le problème des schistes noirs dans les Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII. București.
- Preda D. M., Băncilă I. (1937) L'âge des Schistes Noirs dans le Bassin du Troțuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III. București.
- Preda D. M., Ilie M. D. (1940) Présence des calcaires à Megalodus dans les Monts Perșani (Roumanie). *C. R. Inst. Sc. Roum. (Acad. Sc. Roum.)*, IV/3—4. București.
- Preda D. M., Răileanu Gr. (1953) Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Perșani. *An. Com. Geol.*, XXVI. București.
- Preda I., Pelin M. (1963) Contribuții la cunoașterea geologiei împrejurimilor Lacului Roșu (Carpații Orientali). *Soc. Șt. Nat. Geogr. R.P.R., Comunic. Geol.*, 2. București.
- Pricăjan A. (1956) Apele minerale din bazinele Borsec și Gheorghieni. *Arh. Com. Stat Geol. București*.
- Pricăjan A., Bandrabur T. (1955) Apele minerale din bazinul Ciucului inferior — bazinul Cason și zona Toria. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Rădulescu D. (1961—1963) Studii geologice în regiunea Miercurea Ciuc. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Rădulescu D. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a părții centrale a Munților Harghita. *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1957—1960) Cercetări geologice în munții Gurghiu. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuțiuni la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII. București.
- Rüger L. (1931) Das Alter des Jüngtertiärs im Altal (Siebenbürgen) und die jungen Hebungen der südöstlichen Karpathen. *Zbl. M.G.P., B*, 8. Stuttgart-Berlin.
- Săndulescu Jana (1962) Studii geologice în cuprinsul foii 76 Sf. Gheorghe (1:100.000) (Flișul cretacic din regiunea Cernatu). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu Jana (1965, 1967 a) Studiul microbiostratigrafic al depozitelor cretacice dintre Rîul Negru și valea Bistriței. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.

- Săndulescu Jana (1967 b) Contributions à la connaissance de Foraminifères éocretacés des Carpates Orientales (Zones internes). *Assoc. Géol. Carpato-Balk., VIII Congr. Belgrad, Stratigr.*, I. Belgrad.
- Săndulescu Jana Contribuții micropaleontologice la cunoașterea Cretacului din sinclinalul Hăghimaș. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/3 (1966—1967). (sub tipar).
- Săndulescu-Ion Jana, Bratu Elena (1959) Raport geologic asupra părții de sud-est a Munților Bodoc. *Com. Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu M. (1962) Studii, cartări și revizuirii pe foaia Ghimeș — Făget. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu M. (1964) Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchitiș și izvorul Ciobănașului (Munții Ciucului). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). București.
- Săndulescu M. (1965) Studiul flișului cretacic — paleogen dintre valea Uzului și valea Bistriței (sectorul valea Uzului — Cașinul Nou). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carpato — Balk., VIII Congr. Belgrad, Stratigr.* I. Belgrad.
- Săndulescu M. (1968) Problemele tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/2. București.
- Săndulescu M. Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/3 (1966—1967). (sub tipar).
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1964, 1965) Studiul flișului cretacic din partea centrală a Carpaților Orientali. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carpato-Balk. Geol. Assoc., VII Congr. Sofia (1965)*. Reports I. Sofia.
- Slăvoacă D., Avramescu C. (1956) Observații geologice, litologice și hidrogeologice în masivul Sf. Ana (Munții Bodocului). *Acad. R.P.R. Comunic.*, VI/3. București.
- Streckeisen A. (1931) Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditro (Rumänien). *N. Jb. Min. Geol. Pal.*, 64, A. Stuttgart.
- Szadeczký I. (1930) Munții vulcanici Harghita — Călimani. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927—1928). București.
- Tănăsescu Lucia (1961) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Mădăraș și Ivo, cu privire specială la aparițiile de cinobru. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Török Z. (1929—1930, 1932—1933) Cercetări geologice în jud. Timna Mare. *An. Princip. Nicolae. Sighișoara*.
- Treiber I. (1952) Raport asupra regiunii Munților Harghita de N. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București*.
- Treiber I. (1955) Vulcanologia și tectonica Munților Gurghiului de sud. *D. S. Com. Geol.*, XXXIX (1951—1952). București.

- Treiber I. (1962) Harta geologică a părții centrale a versantului vestic al Munților Harghita. Manuscris.
- Treiber I. (1964) Contribuții la geologia și petrografia Harghitei de N cu privire specială la geneza zăcămintelor de fier din regiunea Lueta — Vlăhița. *Stud. Univ. Babeș—Bolyai, Ser. Geol. Geogr.*, 2. Cluj.
- Turculeț I., Grasu C. (1965) Asupra vârstei „stratelor cu Aptychus“ de la izvoarele Trotușului. *An. științ. Univ. Al. I. Cuza, Iași*, XI. Iași.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungsber. Kaiserl. Akad. d. Wissenschaften*, XCVI. Wien.
- Vadász E. (1915) Geologische Beobachtungen im Persany — u. Nagyhagymas Gebirge. *Jber. k. ung. geol. R. A.* Budapest.
- Vancea A. (1960) Neogenul din Bazinul Transilvaniei. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Vasilescu Al. (1960) Raport asupra cercetărilor geologice din zona Băile Būdös — Pîrîul Banya (Harghita de E). *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.* București.
- Vasilescu Al. (1961—1966) Cercetări geologice în partea de S a Munților Harghita. *Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol.* București.
- Vasilescu Al. (1964) Cercetări geologice și petrografice în partea de SE a Munților Harghita. *D. S. Com. Geol.*, L/2. București.
- Vasilescu Al. (1965) Asupra unor andezite cuarțifere din partea de S a Munților Harghita. *D. S. Com. Geol.*, LII/2. București.
- Vasilescu Al., Givulescu R. Contribuțiuni la cunoașterea geologiei bazinului Baraolt. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/3 (1966—1967) (sub tipar).
- Vijdea Eleonora (1968) Contribuții privind datarea unor galene din Republica Socialistă România pe baza determinării compoziției lor izotopice. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIII/3 (1966—1967). București.
- Zberca A., Zberca Maria, Crudu Elena, Georgescu D., Georgescu Lenuța, Jipa D., Crahmaliuc Gloria, Zamfirescu Marina (1959) Raport geologic asupra regiunii Sf. Gheorghie — Aita Mare. *Com. Stat Geol., Arh. Inst. Geol.* București.
- M.I.P.Ch. Lab. Cerc. Geol. (1957—1959) Harta geologică a R.P.R., sc. 1:100.000.
- Min. Minelor, Întrepr. Prosp. Lab. (1967) Harta geologică, sc. 1:100.000 (manuscris).
-