12

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

HARTA GEOLOGICĂ 1:200.000

TOPLIȚA

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL POLITEHNIC
BIBLIOTECA
Nr. cărții B 14326
Nr. de inventar 240718
Clasif. zecimală
1984

HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1:200.000

IN
Nr
Ni
C

REDACȚIA HĂRȚII TOPLIȚA

Redactori coordonatori :

Ü. Ianovici
D. Rădulescu

Redactori :

Gr. Alexandrescu
Georgeta Mureşan
S. Peltz
M. Săndulescu

REPUBLICA SOCIALISTĂ
R O M Â N I A

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1 : 200.000

L — 35 — VIII

12. TOPLIȚA

Notă explicativă
de : *Gr. Alexandrescu*
Georgeta Mureşan
S. Peltz
M. Săndulescu

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

BUCUREȘTI
1968

IN
Nr
Nr
Cl

Redactori: MARGARETA PELTZ şi GABRIELA CAZABAN
Traducător : MARIANA SAULEA

Dat la cules: mai 1968. Bun de tipar: iulie 1968. Tiraj: 2.000 ex. Hîrtie cartografică tip III 50 g/m². Format 70×100. Coli tipar 9,5. Com. 228. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informaţia", str. Brezoianu nr. 23—25. Bucureşti—România.

CUPRINSUL

	Pag.
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)	17
Seria de Vatra Dornei — Iacobeni	18
Seria de Bistriţa — Barnar	19
Proterozoic superior — Paleozoic (Pts+Pz)	19
Seria de Tulgheş	19
Magmatite paleozoice	22
Mezozoic	23
Seria transilvană de Hăghimaş	24
Werfenian (wc)	24
Ladinian (ld)	24
Triasic superior (T_3)	24
Hettangian — Sinemurian (he+si)	24
Bajocian — Bathonian (bj+bt)	25
Kimmeridgian — Apţian inferior (km-ap_1)	25
Seria bucovinică	27
Triasic inferior şi mediu (T_{1+2})	27
Triasic superior (T_3)	28
Hettangian — Sinemurian (he+si)	28
Aalenian — Bathonian (aa-bt)	28
Callovian — Oxfordian (cl+ox)	29
Tithonic — Neocomian (th+ne)	29
Barremian — Albian (br-al)	30
Seria subbucovinică	31
Triasic inferior şi mediu (T_{1+2})	31
Jurasic mediu (J_2)	32
Tithonic — Neocomian (th+ne)	32
Cuvertura post-tectonică	32

IN
Nr
Nr
Cl

	Pag.
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	32
Magmatite mezozoice	33
Zona flişului	35
Pînza de Ceahlău	35
Neocomian (ne)	35
Barremian — Apţian (br+ap)	36
Albian (al)	37
Pînza flişului curbicortical	38
Albian — Vraconian (al+vr)	38
Cenomanian (cm)	39
Pînza şisturilor negre	39
Neocomian — Albian (ne-al)	39
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	40
Senonian — Paleocen (sn-Pg_1)	40
Pînza de Tarcău	41
Neocomian — Albian (ne-al)	41
Vraconian — Turonian (vr-tu)	41
Senonian — Paleocen (sn-Pg_1)	42
Lattorfian — Chattian (lf-ch)	42
Zona transcarpatică şi depresiunea Transilvaniei	43
Cenomanian (cm)	43
Turonian — Senonian (tu+sn)	43
Neozoic	44
Paleocen (Pg_1)	44
Luteţian — Priabonian (lt+pr)	44
Lattorfian — Rupelian (lf+rp)	44
Chattian — Burdigalian (ch-bd)	45
Tortonian (to)	45
Volhynian — Bessarabian inferior (vh+bs_1)	45
Pannonian (pn)	46
Magmatite neogene şi cuaternare	46
Depresiuni intramontane	55
Levantin — Pleistocen (lv+qp)	55
Pleistocen (qp)	57
Holocen (qh)	57
Elemente structurale	57
Indicaţii bibliografice	67

INTRODUCERE

Foaia Topliţa cuprinde un teritoriu situat în partea centrală a Carpaţilor Orientali. Ea este delimitată la nord de o linie care trece prin Poiana Stampei, pe la nord de Şarul Dornei, traversează rîul Bistriţa pe la Broşteni şi ajunge pînă la Esle, pe valea Suha Mare (bazinul Moldovei); limita estică este marcată de un aliniament care trece pe la est de Esle, pe la est de masivul Ceahlău şi ajunge aproape de izvoarele Dămucului ; cea sudică pleacă de la izvoarele Dămucului, traversează Mureşul pe la sud de Gheorghieni şi ajunge pînă la Cîmpul Cetăţii, din bazinul Transilvaniei ; de aici pleacă linia care limitează spre vest teritoriul foii şi care trece pe la Ibăneştii de Pădure, traversează Mureşul pe la Lunca Bradului, ajungînd în cele din urmă la vest de Poiana Stampei.

Istoricul cercetărilor geologice

Deoarece terenurile din cuprinsul acestei foi sînt foarte variate din punct de vedere petrografic (formaţiuni eruptive, metamorfice şi sedimentare) şi au în acelaşi timp o tectonică foarte complicată, trecerea în revistă a cercetărilor efectuate se va face ţinînd seama de cele trei domenii principale reprezentate pe hartă şi anume : zona eruptivului neogen-cuaternar, zona cristalino-mezozoică şi zona flişului.

Zona eruptivului neogen-cuaternar. Primele referinţe asupra rocilor vulcanice din partea nordică a lanţului eruptiv Călimani — Gurghiu — Harghita, datează din a doua jumătate a secolului trecut şi aparţin următorilor autori : F. Richthofen, F. Hauer şi G. Stache, Fr. Herbich M. Pálfy, S.

Athanasiu și A. Koch. Aceste cercetări au avut un caracter general și au urmărit identificarea principalelor tipuri petrografice de roci și delimitarea acestora.

În primele decenii ale secolului nostru cercetările s-au extins și au cuprins aproape toată zona ocupată de lanțul eruptiv nou. Se ajunge astfel la o cunoaștere detaliată a vulcanitelor și la descifrarea structurii acestora. Dintre cercetătorii acestei perioade menționăm pe: Z. Török (1915-1941), I. Szádeczky (1915-1940), I. Atanasiu (1927), O. Nichita (1934), V. Ianovici (1934), M. Savul și Th. Kräutner (1936), M. Savul (1938), St. Ghika-Budești (1939), M. Savul și Gh. Mastacan (1939).

În ultimele două decenii, cercetările asupra lanțului eruptiv nou s-au intensificat și diversificat considerabil, ajungîndu-se la o cunoaștere a formelor de manifestare a vulcanismului, a succesiunii produselor acestuia, precum și a metalogenezei asociate. Cercetările din această perioadă au fost efectuate de Z. Török (1948—1954), I. Treiber (1949—1957), O. Nichita (1949—1954) A. Götz (1955), D. Rădulescu et al. (1956—1964), S. Peltz, Margareta Peltz (1960—1966), L. Atanasiu et al. (1956), S. Cosma et al. (1958—1965), I. Teodoru, Camelia Teodoru (1959—1966); numeroase date, care au servit la întocmirea hărții, se găsesc încă sub formă de manuscris.

Zona cristalino-mezozoică. Referințe asupra șisturilor cristaline din acest sector carpatic datează încă din primele decenii ale secolului al XIX-lea; ele au astăzi o valoare mai mult istorică. După 1850, apar lucrări privind date mineralogice și petrografice mai precise asupra acestor formațiuni precum și asupra zăcămintelor asociate acestora (A. Bielz, Fr. Hauer, Fr. Herbich, P. Poni, V. Uhlig, Fr. Trauth, V. C. Butureanu, R. Pascu, M. Savul, I. Atanasiu, E. Lobonțiu).

În perioada care urmează se cartează pentru prima dată aproape toată suprafața ocupată de formațiunile metamorfice din zona cristalino-mezozoică cuprinsă în foaia Toplița; s-au definit principalele caractere petrografice, mineralogice și chimice ale tuturor tipurilor de roci cristaline din această zonă. Astfel în nord M. Savul (1927—1938) deosebește o serie mezozonală, bine dezvoltată între Bistrița și valea Barnarului (alcătuită din micașisturi, gnaise, paragnaise, amfibolite și calcare cristaline), care suportă normal o serie epizonală, constituită din cuarțite negre, șisturi grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, roci porfirogene și porfiroide; de asemenea autorul caracterizează chimic principalele grupe de roci cristaline. Imediat mai la sud, I. Atanasiu cartează și studiază regiunea cuprinsă între bazinul văii Bistricioara (la N de Tulgheș) și partea superioară a văii Oltului (1929; conform I. Băncilă, 1952). S-a deosebit o serie epizonală și una mezozonală, ultima provenind, în concepția autorului, din transformarea rocilor mai slab metamorfice sub influența unor intruziuni de granitoide. O contribuție importantă, printre altele, a lui I. Atanasiu (1929) constă în separarea și descrierea foarte amănunțită a grupei rocilor porfirogene (lave și tufuri acide metamorfozate), larg dezvoltată în cuprinsul zonei cristalino-mezozoice. Autorul caracterizează chimic și unele roci cristaline precum și rocile lamprofirice care le străbat. Partea sudică a zonei cristalino-mezozoice, cuprinzînd partea superioară a Oltului între Bălan și Miercurea Ciuc, a fost cercetată amănunțit de către I. Băncilă (1941), care ca și cercetătorii anteriori, remarcă existența a două grupe importante de șisturi cristaline: seria gnaisică (mezozonală) și seria clorito-filitoasă (epizonală). S-au făcut de asemenea separații cartografice privind principalele tipuri de roci metamorfice întîlnite.

După 1950, formațiunile metamorfice au fost cercetate sistematic acoperindu-se prin cartări foarte detaliate toată aria de extindere a acestora; datele obținute (publicate sau inedite) au fost utilizate la întocmirea foii Toplița. În această perioadă se pun bazele stratigrafiei formațiunilor cristaline și se elaborează lucrări cu caracter de sinteză referitoare la stratigrafia, tectonica și metalogeneza acestora: M. Savul, V. Ianovici (1957), Marcela Dessila-Codarcea et al. (1964), H. Kräutner (1965), I. Rădulescu et al. (1965, 1966), I. Bercia et al. (1967), Marcela Dessila Codarcea (1967 a, 1967 b), M. Mureșan (1967, 1968) G. Pitulea (1965, 1967).

Încercări de datare a acestor formațiuni prin metode paleomagnetice, palinologice ca și determinări de vîrstă absolută au fost făcute de A. Costa-Foru et al. (1967), Eleonora Vîjdea (1968), Violeta Iliescu, Marcela Dessila Codarcea (1965).

Prin constituţia sa petrografică deosebită, masivul alcalin de la Ditrău a atras atenţia a numeroşi cercetători încă din secolul trecut. Cercetări petrografice şi chimice foarte detaliate au fost întreprinse de V. Ianovici (1934, 1938) şi A. Streckeisen (1931, 1954), care admit că rocile alcaline au luat naştere prin fenomene complexe de diferenţiere magmatică şi de asimilaţie a rocilor cristaline înconjurătoare. Alcătuirea structurală complexă a acestui masiv şi participarea largă a fenomenelor metasomatice la formarea rocilor alcaline de la Ditrău au fost demonstrate de Al. Codarcea, et al. (1957).

Primele informaţii mai precise asupra depozitelor sedimentare din zona cristalino-mezozoică, reprezentate pe foaia Topliţa, le datorăm lui Fr. Herbich, E. Vadász şi E. Jekelius care dovedesc pe baze paleontologice prezenţa Triasicului inferior şi superior, a Liasicului inferior (în facies de Adneth), a Bathonianului şi Kimmeridgianului precum şi a Tithonicului şi Cretacicului inferior. I. Atanasiu (1929, 1934) şi mai tîrziu I. Băncilă (1941) întocmesc primele hărţi moderne ale depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş. Primul grupează aceste depozite în trei cicluri de sedimentare: Triasic-Liasic, Dogger-Malm şi Apţian(?) (strate cu *Orbitolina).* I. Băncilă adoptă o schemă asemănătoare, extinzînd însă calcarele masive ale Malmului pînă în Neocomian şi atribuind „stratelor cu Orbitoline" o vîrstă mai comprehensivă (Apţian-Cenomanian). El separă de asemenea pe flancul extern al sinclinalului Hăghimaş „stratele cu *Aptychus*" în baza stratelor de Sinaia.

În ultimii 20 de ani prin studii de amănunt s-au făcut o serie de precizări privind stratigrafia terenurilor mezozoice din sinclinal. I. Atanasiu şi Gr. Răileanu (1950) descriu în împrejurimile Lacului Roşu depozite liasic-inferioare de alt tip decît cele cunoscute pînă atunci. Într-o lucrare de sinteză asupra Carpaţilor Orientali, I. Băncilă (1958) revine asupra vîrstei „stratelor cu Orbitoline" atribuindu-le Barremian-Apţianului şi asemănîndu-le cu o formaţiune de Wildflysch. Tot cu această ocazie I. Băncilă (1958) creează denumirea de „strate de Lunca" pentru „stratele cu *Aptychus*" de pe flancul extern al sinclinalului, pe care continuă să le plaseze în baza stratelor de Sinaia. La această părere se alătură şi D. Patrulius et al. (1965) care atribuie stratelor de Lunca vîrsta tithonică. M. Săndulescu şi Jana Săndulescu (1965) arată că stratele de Lunca, de vîrstă Tithonic — Neocomian, reprezintă un facies sincron cu stratele de Sinaia, ele aparţinînd la unităţi tectonice diferite. Mai tîrziu această concluzie este acceptată şi de D. Patrulius et al. (1968), care arată că „strate cu *Aptychus*" sînt de fapt intercalate la diferite nivele în stratele de Lunca.

Studiul formaţiunilor calcaroase din împrejurimile Lacului Roşu a permis lui I. Preda şi M. Pelin (1962—1964) să precizeze prezenţa, alături de Tithonic, a Cretacicului inferior în masa calcarelor masive. De asemenea ei au adus contribuţii şi asupra stratigrafiei Kimmeridgianului de la Lacul Roşu (I. Preda, M. Pelin, 1965).

În 1966 M. Săndulescu (1968) grupează depozitele mezozoice din sinclinalul Hăghimaş în două serii: bucovinică şi transilvană între care există raporturi tectonice. În aceste două serii depozitele de aceeaşi vîrstă au faciesuri diferite. Mai tîrziu acest autor arată că există şi o a treia serie sedimentară mezozoică — seria subbucovinică, aparţinînd unei unităţi independente (M. Săndulescu, 1967).

Ultimele contribuţii la stratigrafia depozitelor mezozoice din sinclinalul Hăghimaş le-a adus Jana Săndulescu (1967) care pe baza studiilor micropaleontologice dovedeşte prezenţa Albianului şi Vraconian-Cenomanianului.

În ceea ce priveşte structura zonei cristalino-mezozoice în ansamblu, două concepţii s-au înfruntat în decursul timpului: una care admitea structura în pînze a acestei zone şi alta care considera o structură aproape normală, accidentele tectonice nedepăşind caracterul unor falii inverse.

V. Uhlig (1907) admite în zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali două pînze: bucovinică şi transilvană, prima alcătuită din şisturi cristaline şi depozite mezozoice, cea de a doua numai cu depozite mezozoice. I. Atanasiu (1929) se opune acestei ipoteze, precizînd că în depozitele mezozoice ca şi în şisturile cristaline există numai solzi cu vergenţă vestică.

I. Popescu-Voiteşti (1929—1942) susţine ipoteza şariajelor distingînd două pînze mezocretacice, bucovinică şi transilvană, la constituţia cărora iau parte şisturi cristaline cu grad de metamorfism diferit. Existenţa unor raporturi de şariaj prealpine între seria epizonală şi cea mezozonală a fost afirmată de M. Savul (1938), Th. Kräutner (1938), I. Băncilă

(1941) şi recent de către C. Ciser (1966) şi Marcela Dessila-Codarcea (1967). D. M. Preda (1940) consideră că în zona cristalino-mezozoică există pînze, dar numai la nivelul cuverturii sedimentare a şisturilor cristaline; el distinge astfel „pînza calcarelor de Hallstatt" şi „pînza stratelor de Werfen", ambele de vîrstă kimmerică. I. Băncilă (1941) admite o structură normală a sinclinalului Hăghimaş, în care distinge solzi cu vergenţe diferite pe cele două flancuri. Mai tîrziu I. Băncilă (1958), consideră că zona cristalino-mezozoică este şariată în ansamblu peste zona flişului, formînd „unitatea centrală". El exclude din această unitate stratele de Lunca pe care le înglobează la zona flişului. R. Ştefan et al. (1955) şi S. Cosma, S. Peltz (1956) au arătat că în regiunea Şarul Dornei — Drăgoiasa (partea de NW a foii) există relaţii de încălecare între diversele grupuri de roci cristaline.

M. Săndulescu (1967, 1968) arată că în zona cristalino-mezozoică se pot distinge două sisteme de pînze : 1) sistemul pînzelor (de forfecare) centrale cu şisturi cristaline şi depozite mezozoice, din care fac parte pînza bucovinică şi pînza subbucovinică şi 2) sistemul pînzelor transilvane, alcătuit numai din depozite mezozoice, din care fac parte pînza Hăghimaşului şi pînza Perşanilor.

M. Mureşan (1967, 1968) distinge cinci pînze de forfecare suprapuse la care iau parte formaţiuni cristaline şi depozite mezozoice : pînza de Vatra Dornei — Iacobeni, pînza de Mestecăniş, pînza de Bistriţa — Barnar (în parte similară pînzei de Barnar pusă în evidenţă de M. Savul, 1938), pînza de Fundul Moldovei şi pînza de Rarău (ce corespunde în parte cu pînza transilvană a lui I. Popescu-Voiteşti, 1929, 1942); aceste pînze, inclusiv pînza Hăghimaşului, constituie după acest autor, „sistemul pînzelor central-carpatice", şariat apoi în ansamblu peste zona flişului.

Zona flişului cretacic şi zona transcarpatică. Literatura de specialitate înregistrează informaţii despre acest domeniu încă din secolul trecut. Ele aparţin fie cercetătorilor străini care au vizitat aceste locuri, fie cercetătorilor autohtoni : Fr. Herbich, Gr. Cobălcescu, C. Botea, V. Uhlig, I. Simionescu, S. Athanasiu, R. Sevastos. Multe dintre lucrările din această perioadă au astăzi mai ales o valoare istorică.

Începînd cu G. Macovei şi I. Atanasiu (1926) în domeniul flişului cretacic se face o separare riguroasă a formaţiunilor constituente şi se elaborează o schemă stratigrafică generală. În depozitele cretacic-inferioare autorii au separat : strate de Sinaia (Valanginian-Hauterivian), şisturi negre şi strate de Bistra (Barremian), urmate de Apţian cu trei orizonturi (marnos, grezos şi conglomeratic). Între Apţian şi Senonian, s-a admis existenţa unei mari lacune stratigrafice. Această schemă stratigrafică a servit şi la întocmirea hărţii geologice a ţării la scara 1:500.000, pentru lanţul Carpaţilor Orientali.

Cu studiul terenurilor cretacice din flişul intern, cuprins între valea Bistriţei şi valea Moldovei, s-a ocupat şi G. Cernea (1952), care aduce importante contribuţii la descifrarea stratigrafiei şi tectonicii acestora. Pe harta ce însoţeşte lucrarea sa este figurată pentru prima oară o importantă linie tectonică între flişul intern şi unitatea şisturilor negre (= strate de Audia) pe care le consideră de vîrstă Turonian-Senonian inferior.

În ultimii ani cunoştinţele asupra flişului au progresat considerabil şi s-au îmbogăţit cu noi date fundamentale, cît şi cu observaţii de detaliu. Studiile de sinteză efectuate de M. G. Filipescu (1955) şi de I. Băncilă (1958) au adus importante modificări schemei stratigrafice elaborată de G. Macovei şi I. Atanasiu. În conformitate cu noua schemă stratigrafică şi tectonică, elaborată de M. G. Filipescu şi I. Băncilă, în flişul cretacic s-au separat mai multe unităţi tectonice, încălecate una peste alta de la vest spre est. Terenurile cretacice care intră în alcătuirea acestora au faciesuri deosebite, care caracterizează fiecare unitate în parte.

În ultima vreme cu studiul terenurilor cretacice dezvoltate în teritoriul figurat pe foaia Topliţa s-a ocupat Gr. Alexandrescu (1966, 1967). Pe baza unor asociaţii faunistice identificate în aceste depozite se aduc preciziuni asupra vîrstei acestora, întregindu-se astfel imaginea lor stratigrafică. S-a precizat de asemenea poziţia tectonică a masivului Stînişoara-Bivolul, care încalecă spre est pe cel puţin 8 km, peste „flişul curbicortical".

Între anii 1957—1958, mai multe echipe de geologi de la Ministerul Petrolului au cercetat zona flişului cretacic, rezultatele obţinute fiind consemnate într-o serie de rapoarte manuscrise, precum şi în harta la scara 1:100.000 a Ministerului Petrolului (1958).

În afara lucrărilor menționate, teritoriul acestei foi în parte sau în totalitate este cuprins și în lucrările de sinteză efectuate de L. Mrazec și I. Popescu-Voiteşti, G. Macovei, I. Atanasiu, H. Stille, M. G. Filipescu, I. Băncilă, M. Kziaszkievicz, I. Dumitrescu et al., S. Wdowiarsz, lucrări care se referă mai ales la tectonica Carpaților Orientali.

Cu studiul depozitelor cretacic-superioare din bazinul Glodu s-au ocupat S. Athanasiu și V. Mutihac. Aceștia au descris o bogată faună de amoniți, echinoderme și lamelibranhiate, care arată prezența Cenomanianului și Turonianului.

Depozitele paleogene din munții Bîrgăului au fost cercetate de Al. Semaka, care pe baza unei bogate faune de numuliți, orthophragmine, lamelibranhiate și gasteropode a reușit să facă o orizontare a acestor depozite și să le stabilească vîrsta.

Depozitele pannoniene din bazinul Borsec-Bilbor au fost studiate de I. Atanasiu și recent de P. Niță Pion și D. Istocescu. Acești autori ajung la concluzia că acest bazin reprezintă un vechi golf al lacului pannonic.

Caracterizare morfologică

Partea vestică a teritoriului cuprins în foaia Topliţa este dominată de relieful înalt al eruptivului neogen-cuaternar, care alcătuieşte masivele Călimani şi Gurghiu, cu morfologie foarte caracteristică. În munţii Călimani relieful vulcanic formează înălţimi de peste 2000 m (Pietrosul, 2102 m; Negoiul Unguresc, 2046 m; Călimani Izvor, 2033 m etc.). Trecînd mai spre S în munţii Gurghiu, înălţimile scad treptat ajungînd la aproximativ 1700 m (Fîncel, Bătrîna, Seaca Mare).

Etajul morfologic superior este alcătuit din caldere şi cratere bine conservate. Aspectele sale contrastează cu cele ale etajului inferior cu morfologie complexă datorită varietăţii vulcanitelor şi a formei lor de zăcămînt. Îndeosebi în partea vestică sînt extinse platourile grefate pe formaţiunile vulcanogen-sedimentare.

Zona cristalino-mezozoică ocupă partea centrală a foii Topliţa şi are un relief muntos, ale cărui înălţimi maxime se găsesc în munţii Bistriţei (Pietrosu, 1794 m; Grinţieşul, 1762 m) şi în munţii Hăghimaşului (Hăşmaşul Mare, 1798 m).

Prezenţa formaţiunilor carbonatate în stiva depozitelor mezozoice a imprimat reliefului din sectoarele în care acestea sînt dezvoltate forme carstice caracteristice cu versanţi abrupţi şi chei adînci [Cheile Bicazului şi Cheile Bicăjelului (d4), — Cheile Lapoşului, (d4), etc.]. Se cunosc de asemenea numeroase doline, precum şi peşteri (Telec — c4, Hăghimaşul Negru — d4,) şi avene (avenul Licaş — d3).

Zona flişului cretacic ocupă partea estică a teritoriului foii Topliţa. În această parte relieful înregistrează o scădere, determinată de natura petrografică a rocilor ce iau parte la alcătuirea acestei zone. Aici apar culmi orientate nord — sud, păstrînd în general aceeaşi direcţie ca şi formaţiunile constituente. La est de valea Bistriţei se găseşte un segment din culmea Stînişoara, alcătuit din gresii şi conglomerate, care dau înălţimi cuprinse între 1200 — 1500 m. Un relief impozant este dat de masivul Ceahlău (1903 m) constituit de asemenea din conglomerate şi gresii, în care eroziunea diferenţială a imprimat regiunii un pitoresc deosebit.

Reţeaua hidrografică este tributară celor două cursuri principale de apă: Bistriţa, care drenează toţi afluenţii de pe versantul estic al zonei cristalino-mezozoice (Dorna, Neagra, Bistricioara şi Bicazul)şi Mureşul care drenează toţi afluenţii de pe versantul de vest al zonei cristalino-mezozoice, precum şi din eruptivul neogen-cuaternar.

Caracterizare geologică

Teritoriul reprezentat pe foaia Topliţa, aparţine unui segment al Carpaţilor Orientali, la constituţia căruia iau parte următoarele zone :

1. În partea de vest a foii, elementul principal îl constituie marea masă a vulcanitelor lanţului eruptiv neogen-cuaternar (Călimani — Gurghiu — Harghita); acestea sînt rezultatul unei intense şi complexe activităţi extrusive şi, cu totul subordonat, instrusive, manifestată mai ales în timpul Pliocenului. La construcţia edificiului vulcanic participă un volum apreciabil de material andezitic şi subordonat bazaltic sau dacitic.

În subasmentul zonei vulcanice se găsesc elemente aparţinînd zonei cristalino-mezozoice (în partea de est) precum şi depozitele neogene de molasă ale depresiunii Transilvaniei (în par-

tea de vest). Acestea din urmă apar la zi pe marginea vestică a zonei vulcanice, în extremitatea occidentală a foii Toplița.

2. Zona cristalino-mezozoică care ocupă partea centrală a foii este alcătuită din formațiuni cristalofiliene de vîrstă ante-Proterozoic superior, Proterozoic superior — Paleozoic și din depozite sedimentare mezozoice. Atît în cadrul șisturilor cristaline cît și în cadrul formațiunilor sedimentare au fost distinse mai multe serii, care caracterizează unități tectonice diferite. Structura zonei cristalino-mezozoice este dominată de prezența mai multor pînze de șariaj suprapuse, la alcătuirea cărora iau parte, în proporții diferite, depozite sedimentare și formațiuni cristaline.

În colțul de nord-vest al foii Toplița se dezvoltă formațiuni neocretacice și paleogene, formînd o zonă independentă (zona transcarpatică) care din punct de vedere structural reprezintă cuvertura unei porțiuni interne mai scufundate din zona cristalino-mezozoică.

3. La est de zona cristalino-mezozoică se dezvoltă zona flișului, constituită din depozite de vîrstă cretacică și paleogenă, în care s-au deosebit mai multe zone de facies care caracterizează diferite unități tectonice de categoria pînzelor de șariaj. Aceste pînze sînt încălecate succesiv una peste alta, de la vest spre est.

În ceea ce privește fundamentul zonei flișului intern, majoritatea cercetătorilor admit că acesta este de natură carpatică, în timp ce acela al flișului extern ar fi de altă natură decît cea carpatică, reprezentat prin gnaise oculare, șisturi verzi, granite și sienite de tipul acelora din platforma podolică (M. G. Filipescu, 1955).

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ

Ante-Proterozoic superior

Formațiunile considerate ca fiind formate înaintea Proterozoicului superior sînt reprezentate exclusiv prin șisturi cristaline mezometamorfice (Ma), ce constituie seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș), seria de Vatra Dornei — Iacobeni și seria de Bistrița — Barnar, separate ca atare în munții Bistriței de I. Bercia et al. (1967)[1]. Gradul de metamorfism mai avansat al seriei gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) face posibilă presupunerea că ea reprezintă termenul cel mai vechi cunoscut în regiune (I. Bercia et al., 1967). Este posibil ca seria de Vatra Dornei — Iacobeni să reprezinte un termen stratigrafic superior față de această serie și ca ambele să aparțină unei stive unice, întrucît au un caracter predominant terigen, sînt lipsite de calcare și în cadrul lor apar roci migmatice (M. Mureșan, date inedite); seria de Bistrița — Barnar aparține probabil unei alte stive, superioară celei menționate mai sus.

Seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș)

Aria de dezvoltare maximă a acestei serii[2] se întinde de la nord de valea Bistricioarei pînă la sud de Bălan, ajungînd în versantul stîng al văii Oltului și respectiv în bazinul văii Dămucului. Aceste formațiuni mai apar, pe o suprafață restrînsă, în partea nordică a hărții, în culmea Alunișului.

Fondul principal al seriei are un caracter net terigen, fiind reprezentat prin micașisturi muscovito-biotitice ± granat și paragnaise, în care se intercalează pe alocuri cuarțite cu biotit și amfibolite.

În seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) apar migmatite metatectice (Mt) și migmatite metablastice (Mb). Primele cuprind o gamă foarte variată de roci în care fondul metasomatizat (paleosoma), în majoritatea cazurilor nu se deosebește cu ochiul liber de neosoma. Aportul metasomatic în aceste roci constă din cuarț și feldspat potasic și este foarte variabil cantitativ. Procesul de cuarțo-feldspatizare este uneori atît de avansat și de intim, încît structura și textura rocilor inițiale a fost practic ștearsă, rezultînd roci cu aspect masiv, cu compoziție granodioritică și dioritică. Migmatitele metablastice corespund gnaiselor

[1] După Marcela Dessila-Codarcea (1967b) seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș) aparține Lotrianului (ante-Proterozoic superior) iar seriile de Vatra-Dornei — Iacobeni și de Bistrița — Barnar Alutianului (Proterozoic superior).

[2] Întrucît seria gnaiselor de Hăghimaș (denumire utilizată de Th. Kräutner, 1938; I. Băncilă, 1958; Marcela Dessila-Codareea — 1967b) este paralelizabilă cu seria gnaiselor de Rarău, în text se va utiliza denumirea de seria gnaiselor de Rarău (Hăghimaș).

oculare descrise de către cercetătorii anteriori sub numele de gnaise de Rarău, gnaise roşii de Măgura, gnaise albe de Prisăcani [1]. Aceste roci sînt foarte caracteristice datorită prezenţei ochiurilor centimetrice de feldspat potasic care imprimă rocii un aspect ocular. Migmatitele oculare, se găsesc în general înspre partea inferioară (cunoscută) a seriei. În ansamblu rocile migmatice s-au format în timpul metamorfismului regional prin procese metasomatice legate de mobilizarea metamorfică strict locală a unui material cuarţo-feldspatic, în cuprinsul unor roci bogate iniţial în feldspat şi cuarţ (roci terigene psefitice şi psamitice asociate cu material vulcanogen acid — Marcela Dessila-Codarcea, 1967 b).

La baza seriei gnaiselor de Rarău (Hăghimaş), o bună parte din rocile prezente aici, au fost supuse unor procese intense de milonitizare, brecifiere şi retromorfism (M. Mureşan, 1967), legate de procesul de şariaj, în urma căruia formaţiunile seriei au ajuns să stea tectonic peste formaţiunile epimetamorfice mai tinere.

Seria de Vatra Dornei — Iacobeni

Seria de Vatra Dornei — Iacobeni apare în partea de NE a foii Topliţa. În cadrul acestei serii I. Bercia et al. (1967), au deosebit trei entităţi stratigrafice : *a)* un complex inferior format din şisturi muscovitice cu biotit şi granat, cu intercalaţii de şisturi muscovito-cuarţoase ± biotit, *b)* un complex median alcătuit dintr-o alternanţă de amfibolite şi şisturi muscovitice ± granat ± biotit şi *c)* un complex superior în compoziţia căruia intră şisturi muscovito-cloritice cu biotit şi granat. În zona de dezvoltare a acestei serii apar şi migmatite metablastice (M. Savul, 1927).

În ceea ce priveşte natura materialului iniţial, complexele inferior şi superior reprezintă formaţiuni terigene, iar complexul median o alternanţă de material terigen cu material tufogen bazic.

În cuprinsul seriei de Vatra Dornei — Iacobeni se surprind frecvente fenomene de retromorfism care se manifestă prin cloritizarea granatului şi a biotitului; de asemenea au fost puse în evidenţă şi roci filonitice (R. Ştefan et al., 1955; S. Cosma, S. Peltz, 1956).

Seria de Bistriţa — Barnar

Ante-Proterozoicului superior i s-a repartizat de asemenea şi seria de Bistriţa — Barnar, care apare mai ales în jumătatea nordică a părţii centrale din zona cristalino-mezozoică, cuprinsă în foaia Topliţa. În cadrul formaţiunilor acestei serii s-au deosebit (Marcela Dessila-Codarcea et al. 1964; I. Bercia et al., 1967): (1) în bază un orizont inferior constituit din micaşisturi, (2) unul median, bine deschis pe valea Barnarului, pe valea Neagra şi în zona Drăgoiasa — Voşlobeni, constituit în principal din dolomite cristaline, uneori rubanate, cu zone mici de talcizări şi calcare zaharoide uneori cu tremolit (ultimele se întîlnesc mai ales către partea inferioară a orizontului) şi (3) orizontul amfibolitelor, situat deasupra rocilor carbonatice şi paragnaiselor, bine deschis în zona văilor Barnar şi Bărnărel. Acesta din urmă este alcătuit dintr-o alternanţă de paragnaise micacee, şisturi cuarţitice cu biotit, micaşisturi, amfibolite, calcare dolomitice şi dolomite; la partea superioară se întîlnesc intercalaţii de calcare cristaline zaharoide şi lentile de amfibolite cu magnetit.

În calcarele cristaline din zona Dîrmoxa s-a pus în evidenţă recent (Violeta Iliescu, Marcela Dessila-Codarcea, 1965), o asociaţie microfloristică caracteristică pentru depozitele precambriene vechi.

Proterozoic superior — Paleozoic (Pts + Pz)

Seria de Tulgheş

Formaţiunile atribuite acestui interval sînt foarte larg dezvoltate în cadrul zonei cristalino-mezozoice, fiind reprezentate prin şisturi cristaline ce constituie seria de Tulgheş (atribuită

[1] Majoritatea cercetătorilor care au studiat zona Tulgheş — Izvoarele Oltului, au considerat aceste gnaise oculare ca fiind injectate în rocile epimetamorfice. Recent, s-a arătat (Marcela Dessila-Codarcea, 1967b ; M. Mureşan, 1967) că şi în această zonă astfel de roci trebuie ataşate seriei mezometamorfice de Rarău (Hăghimaş), similar regiunii Rarău — Lucina (I. Bercia et al., 1967) ce se află la N de foaia Topliţa.

Baicalianului — Marcela Dessila-Codarcea, 1967 b) cunoscută și sub numele de seria sedimentogenă-vulcanogenă acidă (I. Bercia et al., 1967) și sub numele de seria de Fundul Moldovei (M. Mureșan, 1967). În cadrul acestei serii, în munții Bistriței, s-au deosebit mai multe complexe stratigrafice (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1964 I. Bercia et al., 1967). Succesiunea cunoscută în cuprinsul teritoriului foii Toplița este următoarea:

Complexul cuarțitelor negre cu mangan, care este constituit dintr-o alternanță de cuarțite negre grafitoase, șisturi grafitoase, grafito-sericitoase, sericito-cloritoase. Acestui complex îi este caracteristică asociația cuarțitelor negre grafitoase cu minereuri de mangan (carbonați și silicați) cunoscută la Șarul Dornei, Dealul Rusului, Broșteni și Bonca.

Complexul vulcanogen mediu se dispune normal peste complexul precedent și este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și roci terigene (șisturi sericitoase-cloritoase, șisturi sericitoase slab grafitoase, sporadic cuarțite negre), cu intercalații rare de șisturi verzi. Spre partea superioară, rocile menționate trec lateral în faciesul cuarțitic-carbonatic al dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba-Țibău (larg dezvoltate la nord de foaia Toplița).

Complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice urmează în succesiune normală peste complexul anterior și este constituit din cuarțite negre, cuarțite rubanate și cuarțite albe, șisturi grafitoase și calcare. În acest complex au fost deosebite trei nivele stratigrafice. Un nivel inferior de cuarțite negre, un nivel median calcaros și un nivel superior de cuarțite negre. Complexul reprezintă o variație de facies a rocilor carbonatice, ce se dezvoltă la nord de regiunea cuprinsă în foaia Toplița.

Complexul vulcanogen superior stă normal peste complexul anterior descris și formează umplutura marelui sinclinal Fundul Moldovei — Broșteni. El este constituit dintr-o alternanță de metatufuri acide și șisturi terigene (șisturi sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice etc.); spre partea inferioară a complexului se disting uneori două nivele de șisturi verzi (roci tufogene bazice). Spre deosebire de complexul vulcanogen mediu, complexul vulcanogen superior se caracterizează printr-o dezvoltare mai mare a metatufurilor acide care apar de obicei în bancuri groase de ordinul zecilor și sutelor de metri. Această dezvoltare mare a metatufurilor acide indică o activitate intensă a vulcanismului acid în timpul sedimentării complexului. Minereurile vulcanogen-sedimentare de sulfuri complexe de la Leșul Ursului și Bălan, ca și din celelalte zăcăminte similare din Carpații Orientali, apar intercalate într-un orizont stratigrafic bogat în metatufuri acide, situat către partea superioară a complexului (I. Bercia et al., 1967). Termenii inferiori ai complexului corespund stratigrafic părții superioare a dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba-Țibău (ce apar în afara hărții Toplița).

În afara produselor tufogene acide, magmatismul acid premetamorfic a dat naștere și actualelor metadacite (M. Savul, G. Mastacan, 1952), ce constituie mai multe corpuri, dintre care cel mai important este dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu, situat în versantul drept al Bistriței.

În stadiul actual de cunoaștere dispunem de următoarele date care indică vîrsta Proterozoic superior-Paleozoic pentru formațiunile epimetamorfice din Carpații Orientali.

Date palinologice. Recent (Violeta Iliescu, Marcela Dessila-Codarcea, 1965) au fost puse în evidență unele asociații de spori în rocile cristaline de pe Valea Stînei (în afara foii Toplița) și pîrîul Ursului (caroul a_3). Asociațiile microfloristice din șisturile grafitoase de pe pîrîul Ursului și din calcarele de pe Valea Stînei conțin forme frecvent întîlnite în Proterozoicul superior și Cambrian; ele sînt cuprinse în rocile complexului cuarțitelor și al rocilor carbonatice din seria de Tulgheș.

Date de vîrstă absolută (metoda plumbului, după Holmes-Hautermans). Determinările de vîrstă absolută efectuate de Eleonora Vîjdea (1968), asupra minereului de sulfuri de la Leșul Ursului (localizat în complexul vulcanogen superior), indică pentru acest zăcămînt vulcanogen-sedimentar metamorfozat vîrsta de 500 mil. ani (Cambrian inferior).

Datele paleogeomagnetice indică pentru minereurile și șisturile epimetamorfice de la Leșul Ursului și Fundul Moldovei (în afara hărții noastre) vîrsta Proterozoic superior (A. Costa-Foru et al., 1967).

Magmatite paleozoice

Masivul de roci alcaline de la Ditrău apare în partea sudică a zonei cristalino-mezozoice.

Ultimele cercetări (Al. Codarcea et al., 1957) arată că acest masiv cuprinde o asociație complexă de roci alcaline, cu structură complicată și neomogenă, dispuse sub forma unor complexe stratificate care determină o structură generală orientată a întregului masiv. Există o concordanță între textura generală a rocilor masivului alcalin și șistozitatea rocilor metamorfice înconjurătoare.

În masiv se deosebește un fond de roci cu textură gnaisică asociate cu mase lenticulare sau difuze de roci cu textură masivă, străbătute apoi în ansamblu de un sistem filonian mai recent de roci alcaline.

A) În cadrul rocilor cu textură orientată se remarcă o dispoziție zonară a unor complexe de roci care îmbracă o structură ovală de dom.

1. Partea centrală a domului este constituită din sienite nefelinice cu amfiboli și uneori cu biotit și cu textură gnaisică; în ele se dezvoltă local fîșii lenticulare pegmatoide, cu aceeași compoziție petrografică. În partea de est a complexului de gnaise nefelin-sienitice se dezvoltă mase importante de sienite nefelinice pegmatitice în care adesea locul nefelinului este luat de pseudomorfoze sericitice.

2. La vest de sîmburele descris apare o zonă foarte neomogenă de roci amfibolice care alternează frecvent cu gnaise leucocrate.

3. Ambele complexe descrise sînt înconjurate la vest, sud și est, de o zonă largă de roci sienitice alcaline gnaisice (zona Güduc), în care apar frecvente intercalații de șisturi cristaline (filite și amfibolite), de sienite nefelinice amfibolice (cu textură paralelă) și de roci granitice.

4. Învelișul superior al domului este reprezentat în partea sa de NW printr-o zonă de gnaise dioritice și de hornblendite, în care apar adesea meladiorite și roci gabbroide precum și pene concordante de șisturi cristaline. În partea de NW a zonei apar și faciesuri aplitice iar la sud de Jolotca se cunosc mase de roci sienitice și granitice.

B) În complexul de roci gnaisice de la Ditrău sînt localizate frecvent roci sienitice și granitice cu structură aplitică și chiar pegmatoidă. Conturul acestor roci este cel mai adesea neprecis, trecerea de la rocile gnaisice la cele orientate făcîndu-se treptat. Astfel de roci sînt localizate mai mult în zonele marginale ale masivului (est, nord și nord-vest).

C) Atît complexul de roci gnaisice cît și cele masive sînt străbătute de numeroase filoane de roci alcaline cu textură neorientată cu structură variată și compoziție petrografică diferită, fiind reprezentate prin sienite, sienite nefelinice, precum și prin diferențiate aplitice și lamprofirice.

Al. Codarcea et al. (1957) au argumentat că masivul alcalin de la Ditrău reprezintă învelișul migmatic al unui diapir anatectic profund, idee pentru care pledează structura neomogenă a învelișurilor concentrice de roci gnaisice inegal metasomatizate și recristalizate care reprezintă complexe de șisturi cristaline profund transformate prin procese de recristalizare și alcalinizare și din care s-au păstrat ca relicte texturi cristaline netransformate. Se consideră că corpurile granito-aplitice și sienitice cu textură masivă sau nebulitică reprezintă adevărate anatexite, rezultate din refuziunea locală a rocilor preexistente. Rocile filoniene alcaline care străbat învelișul migmatic pot fi puse în legătură cu granitoidele anatectice sau pot proveni din părți mai adînci.

Determinările de vîrstă absolută prin metoda Pb-α (Jana Ionescu et al., 1966) asupra monazitei și zirconului, prezente în unele roci ale masivului Ditrău, au indicat pentru primul mineral vîrsta de 326 mil. ani iar pentru cel de al doilea 297 mil. ani, date care plasează formarea rocilor de la Ditrău în timpul mișcărilor hercinice.

Mezozoic

Depozitele mezozoice ante-vraconiene care participă la alcătuirea diferitelor unități ale zonei cristalino-mezozoice pot fi repartizate la trei serii: seria transilvană de Hăghimaș, seria bucovinică și seria subbucovinică. Toate aceste trei serii au caractere litofaciale specifice, provenind din zone de sedimentare mai mult sau mai puțin diferențiate și caracterizează unități tectonice suprapuse (pînza Hăghimașului, pînza bucovinică și pînza sub-

bucovinică). Formațiunile cretacic superioare (inclusiv cele vraconiene) se dezvoltă ca o cuvertură post-paroxismală care acoperă transgresiv întreaga zonă cristalino-mezozoică repauzînd pe diferiți termeni ai unităților tectonice născute în timpul tectogenezei mezocretacice.

Seria transilvană de Hăghimaș

Werfenian (wc)

Depozitele triasic-inferioare din pînza de Hăghimaș îmbracă faciesul „stratelor de Werfen" și se găsesc numai în cîteva puncte (în șeaua Ciofronca și la est de Piatra Unică—d4) sub formă de petece de împingere care din cauza dimensiunilor reduse nu au putut fi figurate pe hartă. Ele sînt alcătuite din strate subțiri de gresii calcaroase diaclazate, fin micafere și din marne șistoase cenușii, în care s-au găsit *Myophoria costata* Zenk., *Megalodon triquetur* Wulf., *Gervileia modiola* Frech, etc.

Ladinian (ld)

Triasicul mediu este slab dezvoltat în pînza Hăghimașului fiind reprezentat printr-un lambou de împingere alcătuit din gresii roșii și cenușii cu *Daonella lommeli* Mojs. (I. Băncilă, 1941).

Triasic superior (T_3)

Triasicul superior constituie de asemenea cîteva lambouri izolate la partea inferioară a pînzei. În marea majoritate acestea sînt formate din calcare roșii de Hallstatt cu faună carniană și noriană: *Jovites dacus* Mojs., *Spiriferina gregaria* Suess etc. Se mai cunosc de asemenea, aparținînd tot seriei transilvane de Hăghimaș calcare cenușii cu *Monotis substriata.*

Toate aceste depozite apar sub formă de lambouri de împingere de dimensiuni reduse și nu au putut fi figurate pe hartă, ca și cele precedente.

Hettangian — Sinemurian (he+si)

Liasicul inferior este cunoscut la baza pînzei Hăghimașului în sectorul Piatra Unică (d4), la est de Bălan, unde este reprezentat prin șisturi marnoase și calcare roșii de tipul faciesului de Adneth. Ele conțin o bogată faună cu: *Rhacophyllites transylvanicus* Hau., *R. ürmösensis* Herb., *Phylloceras cylindricum* Sow., *Ph.* cf. *tenuistriatum* Mgh., *Aegoceras althii* Herb., *Arietites bisulcatus* Brug., *A. rotiformis* Sow., *A. stellaris* Sow. etc.

Bajocian — Bathonian (bj+bt)

Doggerul este cunoscut numai în cîteva puncte, sub formă de lambouri strivite la baza masei mari a calcarelor Malmului. El este reprezentat prin calcare fine, în plăci, uneori nisipoase.

Kimmeridgian — Apțian inferior (km-ap$_1$)

Masa principală a pînzei Hăghimașului este alcătuită din calcare masive sau în plăci care aparțin Kimmeridgianului, Tithonicului, Neocomianului și Barremian-Apțianului (Urgonian).

Kimmeridgianul (10 — 20 m) este reprezentat la partea inferioară prin calcare noduloase roșii, calcare fine roșii cu pete verzi, marnocalcare roșii slab nisipoase și la partea superioară prin calcare grezoase și gresii calcaroase cenușii. Din aceste strate, cunoscute și sub denumirea de „strate cu *Acanthicum*" s-a recoltat o bogată faună ce cuprinde printre altele: *Phylloceras zignodianum* d'Orb., *Ph. polyplocum* Beneske, *Calliphylloceras menfredi* (Oppel), *Sowerbiceras tortisulcatum* (d'Orb.), *Lytoceras sutile* Oppel, *Streblites tenuilobatus* (Oppel), nenumărate specii de *Aspidoceras,* între care foarte frecvent *Aspidoceras acanthicum* d'Orb., *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *Laevaptychus latus* Menegh., *L. latissimus* Trauth., *L. meneghini* (Zign.) etc. Din punct de vedere microfacial foarte frecvente sînt resturile de *Saccocoma,* cu care se asociază rareori: *Actinoporella podolica* Alth., *Clypeina jurassica* Favr. și *C. parvula* Caroz.

Tithonicul este reprezentat prin calcare masive albe-gălbui sau cenușiu deschis, pseudoolitice sau brecioase (calciruditice), calcare oolitice roșii, slab stratificate, brecii calcaroase formate din calcare albe și cu matrice albicioasă sau roșcată. Conținutul în microorganisme este destul de ridicat, mai ales în alge calcaroase și foraminifere. Este foarte frecvent microfaciesul cu Tro-

choline : *T. alpina* Leup. și *T. elongata* (Leup.). Dintre alge în calcare se găsesc: *Clypeina jurassica* Favr., *Actinoporella podolica* Alth., *Münieria bacconica* Deek., *Salpingoporella anulata* Caroz., *S. appenninica* Sart. et Gresc., *Macroporella pigmea* Gümb., iar foraminiferele mai frecvente în afară de Trocholine sînt *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama), *Kurnubia palestiniensis* Henson și *Nautiloculina oolitica* Mohler (M. Săndulescu, 1967). Dintre moluște în calcarele tithonice din pînza Hăghimașului s-au găsit : *Rhynchonella asteriana, Rh. depressa, Terebratula isomorpha* (Gemmell.), *T. formosa* (Suess), *Nerinea hoheneggeri* Peter., *N. strigillata* Strukmann, *N. nodosa* Voltz., *N. tuberculosa* Defr., *Diceras luci* Defr., *D. acutum* Boehm. etc.

Trecerea calcarelor tithonice la cele neocomiene se face în continuitate de sedimentare și de alcătuire litologică fiind dificil de pus o limită între ele. În calcarele neocomiene se găsesc de asemenea alge calcaroase și foraminifere: *Salpingoporella appenninica* Sart. et Gresc., *Actinoporella podolica* Alth., *Cayeuxia, Troholina elongata* (Leup.), *Pseudocyclammina lituus* (Yokoyama) etc. (lipsesc Clypeinele, *Nautiloculina oolitica* Mohler și *Kurnubia palestiniensis* Henson.).

La partea superioară a masei de calcare se dezvoltă și calcare urgoniene (150 — 200 m) cu pahiodonte *(Requienia ammonia* Goldf., *R. pellati* Paquier, *Toucasia carinata* Math.) (I. Preda, M. Pelin, 1962), *Orbitoline (O.* cf. *conica),* și alge calcaroase *(Baccinella irregularis* Radoic.) (M. Săndulescu, 1967). Ele sînt reprezentate prin calcare brecioase (calcirudite) roșii și cenușii precum și calcare pseudooolitice cenușiu-gălbui, masive. Raporturile calcarelor barremiene cu cele neocomiene și tithonice par a fi de transgresiune, în sensul că în unele puncte calcarele barremiene stau direct pe cele tithonice.

În ansamblu se remarcă faptul că între depozitele masive calcaroase ale Malmului, Neocomianului și Barremian-Apțianului din pînza Hăghimașului și depozitele sincrone din pînza bucovinică deosebirile de facies sînt pregnante deși apropierea lor în spațiu este foarte accentuată. Această situație își are explicația în apropierea tectonică a celor două unități. În același fel se explică și coexistența faciesurilor sincrone dar heteropice ale Triasicului și Liasicului.

Seria bucovinică

Triasic inferior și mediu (T_{1+2})

În acest interval stratigrafic au putut fi separate depozite seisiene, campilian-anisiene și ladiniene.

Seisian. Werfenianul inferior este reprezentat printr-un pachet relativ subțire (2—30 m) de conglomerate și gresii dure cuarțoase, albe și roșii, alcătuite aproape în exclusivitate din cuarț, cu ciment silicios, peste care pe alocuri urmează un pachet de cîțiva metri (1 — 6 m) de șisturi grezoase, argilitice, roșii și verzui-negricioase, cu intercalații subțiri (cîțiva cm) și rare de dolomite gălbui. Resturile organice lipsesc în aceste depozite, dar poziția lor sub cele werfenian-superioare dovedite paleontologic, și asemănarea cu depozite seisiene din alte regiuni le precizează vîrsta. În spațiu Werfenianul inferior are o dezvoltare discontinuă, de foarte multe ori lipsind din baza dolomitelor campilian-anisiene ce se așternîn aceste cazuri direct pe șisturile cristaline. Această lipsă poate fi pusă în legătură cu o scurtă perioadă de întrerupere a sedimentării însoțită de eroziune, dar ea a fost accentuată și de o efilare tectonică în timpul cutării datorită diferenței de competență între depozitele seisiene și cele campilian-anisiene masive (M. Săndulescu, 1967).

Campilian-Anisian. În acest interval stratigrafic se dezvoltă dolomite masive, cenușiu-gălbui. În partea lor inferioară, care uneori este mai calcaroasă și prezintă o stratificație destul de avansată, s-au găsit: *Myophoria costata* Zenk., *Pecten discites* Schloth., *Gervileia modiola* Frech. etc., care dovedesc vîrsta campiliană a unei părți a dolomitelor. Anisianul nu este dovedit faunistic, dar ținînd seama de grosimea relativ mare a dolomitelor și de prezența calcarelor ladiniene în acoperișul lor, este foarte probabil ca o mare parte a dolomitelor să aibă această vîrstă.

Ladinian. Acesta este reprezentat prin calcare albe și gălbui, care admit uneori și intercalații de dolomite ; calcarele conțin uneori *Diplopora anulata* (D. Patrulius et al., 1968, M. Săndulescu, 1967).

Triasic superior (T_3)

Depozitele atribuite Triasicului superior au o dezvoltare discontinuă. Ele se cunosc din zona Piatra Unică — Hăghimaşul Mare (d4) şi în împrejurimile Lacului Roşu (d4). Triasicului superior îi revin calcare şi dolomite roşii sau roz, cu numeroase resturi de Halobii (M. Săndulescu, 1967). Ele se aştern totdeauna deasupra calcarelor ladiniene, cu care nu par însă a fi în continuitate de sedimentare.

Hettangian — Sinemurian (he+si)

Deasupra depozitelor triasic superioare apar pe suprafeţe restrînse, în cîteva puncte din împrejurimile Lacului Roşu, calcare roşii oolitice, feruginoase şi calcare roşii în plăci. Din aceste calcare I. Atanasiu şi Gr. Răileanu (1950) citează: *Spiriferina haueri* Suess, *Rhynchonella fissicostata* Suess, *Entolium liassinum* Nyst., *Rhacophyllites* aff. *ürmösensis* Herb. etc. Calcarele oolitice sînt bogate şi în resturi de *Involutina liassica* (Jones).

Aalenian — Bathonian (aa-bt)

Depozitele atribuite în mod curent Doggerului au dezvoltarea lor cea mai mare pe flancul de vest al sinclinalului Hăghimaş în special în regiunea Lacul Roşu. Ele se cunosc însă şi pe flancul extern în regiunea muntelui Chicera (c4), a văii Bicazului (d4) şi mai spre sud în bazinul văii Dămucului (d4). Cea mai mare parte a depozitelor atribuite Doggerului este reprezentată de calcare grezoase, cenuşii sau gălbui, adesea cu zone silicifiate. Ele admit intercalaţii de marne grezoase, care spre partea superioară a stivei devin mai frecvente şi amintesc întrucîtva „marnele cu *Posidonia*". Din baza acestor depozite se citează *Posidonia opalina* Quenst. şi *Harpoceras radians* Schl. (E. Vadasz, 1915; I. Băncilă, 1941). Dinspre partea superioară Fr. Herbich (1878) şi E. Jekelius (1921) descriu o faună bathoniană cu: *Oppelia fusca* Quenst., *Terebratula dorsoplicata* Sow., *Pholadomia murchisoni* Sow., *Phylloceras kudernatschi* Hauer, *Parkinsonia parkinsoni* Sow. etc. Este foarte probabil ca sedimentarea depozitelor descrise mai sus să fi început încă din Toarcian. Ele se aşează cu o discordanţă unghiulară evidentă peste depozitele mai vechi.

Callovian — Oxfordian (cl+ox)

Stratele de trecere de la Jurasicul mediu la cel superior sînt bogate, ca în multe părţi din Carpaţii Orientali, în depozite silicioase. Ele îmbracă în sinclinalul Hăghimaş două faciesuri. Pe flancul vestic se dezvoltă jaspuri roşii şi verzi, uneori negricioase, cu intercalaţii de şisturi argilitice silicifiate. În baza acestor depozite se dezvoltă uneori în regiunea Lacu Roşu brecii calcaroase, polimictice (breciile infrajaspice) (M. Săndulescu, 1967). Pe flancul estic, în zona muntelui Chicera, în bazinul Dămucului şi la sud de izvoarele acestuia (d4) depozitele Callovian-Oxfordianului sînt reprezentate prin siltite negricioase, cu intercalaţii de jaspuri negre sau roşii şi de gresii subţiri. În aceste depozite I. Băncilă (1941) a găsit *Belemnites subhastatus* Quenst. Între stratele cu jaspuri de la Lacu Roşu, I. Băncilă (1958) citează intercalaţii de cinerite bazice.

Tithonic — Neocomian (th+ne)

Depozitele tithonic-neocomiene ale seriei bucovinice sînt reprezentate prin stratele de Lunca. Ele se mai cunosc şi sub denumirea de „strate cu *Aptychus*". Din aceste depozite s-au recoltat numeroase specii de Aptychi, ca: *Laevaptychus latissimus* Trauth., *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *L. mortilleti* (Pict.), *L. submortilleti* Trauth., *L. lamellosus* (Papp), *L.* aff. *cuneiformis* (Rouss), *Punctaptychus punctatus* (Voltz.), *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters), *L.* cf. *seranonis* (Coqu.) (L. Turculeţ, C. Grasu, 1965; I. Băncilă, 1958). Pe lîngă *Aptychus*, foarte frecvente în stratele de Lunca sînt Tintinnidele care confirmă şi ele vîrsta tithonic-neocomiană a lor. Au putut fi recunoscute atît asociaţia caracteristică a Tithonicului cu *Calpionella alpina* Lorenz şi *C. eliptica* Cadish, cît şi cea a Berriasianului [*C. alpina* Lorenz., *C. eliptica* Cadish., *Tintinopsella carpatica* (Murg. et Filip.)] cît şi a Valanginian-Hauterivianului cu *T. carpatica* (Murg. et Filip.), *Stenosemelopsis hispanica* (Colom.), *Calpionellites darderi* (Colom.), *Calpionellopsis simplex* (Colom.) etc. Nu este exclusă prezenţa în partea cea mai inferioară a stratelor

de Lunca a Kimmeridgianului avînd în vedere formele de *Laevaptychus*.

Din punct de vedere litologic stratele de Lunca sînt reprezentate de o serie marnocalcaroasă ce cuprinde în jumătatea sa superioară (Neocomian) intercalații detritice în cantități variabile de la un sector la altul. Marnocalcarele și marnele de culoare verzuie sau cenușie sînt bine stratificate în bancuri de 5 — 20 cm, uneori sînt slab silicifiate sau nisipoase. Cu ele se asociază siltite și șisturi marnoase nisipoase. La diferite nivele stratigrafice se intercalează marnocalcare roșii-violacee și verzi, satinate, al căror conținut în minerale muscovitice și cuarț este mai ridicat decît al marnocalcarelor cenușii, șisturi argiloase roșii și silicolite roșii.

Într-o anumită accepțiune numai aceste intercalații roșii-violacee și verzi au fost tratate ca „strate cu *Aptychus*" (D. Patrulius et al., 1968).

Partea superioară a stratelor de Lunca reprezintă un pachet mai bogat în intercalații detritice, avînd pe alocuri un aspect flișoid.

Barremian — Albian (br-al)

Cele mai noi depozite ale seriei bucovinice sînt reprezentate de formațiunea de Wildflysch care în sinclinalul Hăghimaș ocupă intervalul Barremian-Albian.

Masa fundamentală a Wildflysch-ului este alcătuită din depozite argiloase-nisipoase, lipsite de stratificație, sfărîmicioase, care au răspîndite în masa lor fragmente rotunjite sau colțuroase de roci foarte variate (cuarț, calcare de diferite vîrste, diabaze, tufuri diabazice, șisturi cristaline). La diferite nivele și sub formă lenticulară se intercalează conglomerate tiloide, brecii calcaroase și conglomerate, cu blocuri de dimensiuni foarte variate. În masa Wildflysch-ului sînt răspîndite neuniform klippe sedimentare (olistolite) de dimensiuni variabile. Acestea sînt constituite cel mai adesea din mase de calcar masiv de vîrstă jurasic-superioară și cretacic-inferioară, în special urgonian. Se întîlnesc însă și klippe sedimentare formate din calcare fine, în plăci, jurasice medii, calcare roșii liasic-inferioare (facies de Adneth), calcare, gresii și șisturi liasic-superioare (facies de tip Gresten), gresii și șisturi calcaroase triasic-inferioare (strate de Werfen). Dimensiunile klippelor din Wildflysch variază între 2 — 5 m și 20 — 30 m, cele mai mari fiind cele de calcare masive. În unele cazuri klippele se aglomerează la un același nivel stratigrafic formînd nivele caracteristice de „megabrecii" cu dezvoltare lenticulară. Acestea înglobează klippe de dimensiuni foarte variabile, în special de calcare, legate între ele de o matrice formată din calcirudite.

În unele sectoare faciesul tipic de Wildflysch este înlocuit de o stivă de strate cu o sedimentație mai regulată, cu o ritmicitate pronunțată, care se apropie întrucîtva de tipul flișului șistos. Acest facies paratipic al formațiunii de Wildflysch este alcătuit predominant din șisturi marnoase și argiloase și din siltite ce alternează regulat și între care se intercalează gresii calcaroase, brecii și microbrecii calcaroase, uneori chiar conglomerate mărunte. Și această stivă cu aspect ritmic înglobează klippe sedimentare (olistolite) ca și depozitele tipice de Wildflysch descrise înainte.

Din formațiunea de Wildflysch au fost recoltate : *Neitheu atava* Roem., *Coronatica aptiensis* (Land.), *Pseudocidaris crispicans* Loriol etc. (D. Patrulius, 1960), *Neohibolites ewaldi* Stoll, *N. minimus* var. *obtusus* Stol., *N. minimus* var. *oblongus* Stol. (I. Preda, M. Pelin, 1963) ; Jana Săndulescu (1967) a determinat din partea inferioară a Wildflysch-ului o microfaună cu : *Troholina paucigranulata* Moul., *T.* cf. *friburgensis* (Guill. et Reich.) iar de la partea superioară o microfaună albiană cu : *Plectorecurvoides alternans* Noth ,*Arenobulimina, Hedbergella* etc.

Seria subbucovinică

Depozitele seriei subbucovinice apar pe zone relativ restrînse, fie între fruntea pînzei bucovinice și zona flișului (pe valea Bicaz — d4, la nord de Telec — c4, sau la nord de valea Bistricioarei — c4) fie în ferestre tectonice ca aceea de la Tomești (foaia Odorhei) și Șarul Dornei (a2).

Triasic inferior și mediu (T_{1+2})

La Tomești, depozitele triasice încep cu gresii și microconglomerate cuarțitice atribuite Werfenianului inferior. Deasupra

urmează dolomite masive campilian-anisiene, peste care în cîteva puncte se observă jaspuri roşii.

În regiunea văii Bicazului şi Bistricioarei depozitele triasice din pînza subbucovinică sînt reprezentate numai prin dolomitele campilian-anisiene.

Jurasic mediu (J_2)

Peste dolomitele şi jaspurile de la Tomeşti urmează o stivă de depozite calcaroase-şistoase, cenuşii sau negricioase ce pot fi atribuite Doggerului prin asemănare cu cele de la gura Dămucului din care I. Grasu (1964) a determinat *Posidonia alpina* Grass., *Entolium demissum* (Phill.), *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* (Sow.) etc.

La gura Dămucului, în valea Bicazului (d4), între calcarele şi marnocalcarele Doggerului şi dolomitele triasice se interpun conglomerate şi gresii cuarţitice albe atribuite Liasicului, care datorită dimensiunilor reduse nu au fost reprezentate pe hartă (M. Săndulescu, 1967a).

Tithonic — Neocomian (th+ne)

Depozitele tithonic-neocomiene din seria subbucovinică sînt reprezentate prin conglomerate şi brecii polimictice asociate cu marnocalcare şi marne de tipul stratelor de Lunca şi care conţin frecvent tintinnide (*Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *Stenosemelopsis hispanica* (Colom), *Calpionellites darderi* (Colom) etc.

Cuvertura post-tectonică

Vraconian — Cenomanian (vr+cm)

În sinclinalul Hăghimaş transgresiv atît peste formaţiunile pînzei bucovinice cît şi ale pînzei Hăghimaşului se aşează o stivă groasă (pînă la 700 m) de conglomerate şi gresii separate sub denumirea de conglomeratele de Bîrnadu (M. Săndulescu, 1967), de vîrstă vraconian-cenomaniană. Conglomeratele au o alcătuire variabilă de la tipul polimictic (cu cuarţ, şisturi cristaline şi calcare de diferite tipuri) pînă la tipul conglomeratelor argiloase cuarţoase. Gresiile sînt în general moi, muscovitice, bogate în fragmente de cuarţ. În conglomeratele de Bîrnadu sînt remaniate de asemenea fragmente de roci eruptive bazice din formaţiunea de Wildflysch. În unele sectoare (valea Bicazului, muntele Evreului) conglomeratele înglobează şi blocuri mari de calcare care uneori ating dimensiunile unor klippe sedimentare.

Tot din cuvertura post-tectonică a zonei cristalino-mezozoice face parte şi petecul de depozite grezoase din muntele Beneş. Acestea au fost semnalate prima oară de I. Atanasiu (1928) care le atribuie Turonianului superior — Senonianului inferior, dezvoltat în facies de Gosau. Cercetări recente (M. Lupu şi Denisa Lupu, 1968) au arătat că fauna de la Beneş este de vîrstă vracono-cenomaniană, fapt care permite paralelizarea depozitelor de aici cu conglomeratele de Bîrnadu din sinclinalul Hăghimaş. Ca şi acestea din urmă, gresiile de la Beneş stau transgresiv peste dolomite triasice şi şisturi cristaline.

Magmatite mezozoice

Activitatea magmatică din timpul Mezozoicului este aproape în exclusivitate de natură bazică, înscriindu-se în etapa magmatismului iniţial. Produsele acestei activităţi sînt răspîndite în aria ocupată de zona cristalino-mezozoică ; în zona flişului se cunosc numai foarte reduse urme de material cineritic. O parte a rocilor eruptive din zona cristalino-mezozoică se întîlneşte în formaţiunile cristalofiliene, altă parte se asociază depozitelor sedimentare.

Roci eruptive din formaţiunile metamorfice. Acestea constituie corpuri filoniene de dimensiuni reduse a căror grosime variază de la cîţiva cm la 4—5 m şi care nu au putut fi reprezentate pe hartă. Ele au fost studiate de către V. C. Buţureanu (1901), I. Atanasiu (1929) şi M. Savul (1938).

I. Atanasiu (1929) a dat o clasificare, rămasă şi astăzi valabilă, a acestor roci, deosebind lamprofire şi diabaze ; primele aparţin la două serii importante : *a)* camptonite şi monchiquite, provenite dintr-o magmă de tip atlantic ; *b)* vogesite, spessartite, odinite, provenite dintr-o magmă de tip pacific. Rocile diabazice (diabaze, porfirit-diabaze) provin dintr-o magmă de tip calco-alcalin ; autorul menţionat pune în legătură genetică aceste roci precum şi lamprofirele din seria vogesit-spessar-

tit-odinit, cu rocile efuzive (diabaze şi melafire) asociate depozitelor mezozoice situate pe formaţiunile metamorfice.

Toate rocile menţionate apar în cadrul aceloraşi suprafeţe, fără să se distingă zone în care ele să se grupeze petrografic. Se constată că în zona ce începe de la S de Tulgheş şi pînă la Broşteni, apariţiile de lamprofire şi diabaze sînt cele mai numeroase, constituind o zonă de circa 50 km lungime.

Vîrsta mezozoică a acestor roci eruptive este acordată numai pe baza acceptării unei legături genetice cu rocile bazice asociate depozitelor sedimentare care repauzează pe şisturile cristaline. Ceea ce complică destul de mult problema este însă faptul că filoanele formate din rocile descrise mai sus nu străbat nicăieri depozite mezozoice.

Roci eruptive din formaţiunile mezozoice. I. Atanasiu (1929, 1934) atribuie rocile eruptive bazice asociate depozitelor mezozoice, Triasicului şi Apţianului. Vîrsta triasic-superioară a rocilor bazice din sinclinalul Hăghimaş fusese admisă şi de Fr. Herbich (1878) ca şi de V. Uhlig (1907), în timp ce E. Vádasz (1915) adusese argumente pentru vîrsta lor cretacică. Mai tîrziu I. Băncilă şi V. C. Papiu (1962a) studiind silicolitele intercalate în depozitele cretacic-inferioare din sinclinalul Hăghimaş arată legătura genetică ce există între acestea şi rocile bazice efuzive asociate depozitelor mezozoice, semnalînd şi prezenţa unor intercalaţii de cinerite bazice. Cercetări recente au constatat (M. Săndulescu — date inedite) că toate masele de roci bazice semnalate de I. Atanasiu (1929) în asociaţie cu depozitele triasice sînt de fapt cantonate în depozite cretacic-inferioare sau, în mod cu totul excepţional, la limita între Jurasicul mediu şi superior. Toate aceste fapte arată că rocile eruptive bazice cunoscute în sinclinalul Hăghimaş au o vîrstă cuprinsă între Jurasicul mediu şi partea superioară a Cretacicului inferior. Toate aceste roci eruptive sînt legate de seria bucovinică şi sînt asociate în mod frecvent cu jaspuri. În afara sinclinalului Hăghimaş în seria subbucovinică se cunosc jaspuri şi în Triasic (Ladinian ?), fapt care ar conduce la concluzia că activitatea magmatică bazică s-a manifestat încă de la începutul Mezozoicului.

Rocile eruptive din sinclinalul Hăghimaş sînt reprezentate prin diabaze, melafire şi serpentine. Ele se asociază depozitelor

de Wildflysch, luînd parte şi la constituţia conglomeratelor tiloide intercalate în acestea. Adesea matricea acestor conglomerate are un procent ridicat de cinerite bazice. Corpurile de diabaze şi melafire au dimensiuni variabile. Cele mai importante se găsesc în amont de Cheile Bicazului (d4) şi la nord de localitatea Ghermanu (d4) şi nu depăşesc 100 — 200 m lungime. În primul punct se pot observa şi forme de pilow-lava. Serpentinele apar sub forma unor corpuri mici (10 — 50 m) în masa depozitelor de Wildflysch. Ele au fost găsite şi asociate cu calcare urgoniene înglobate în această formaţiune, pe care le transformă la contact (I. Atanasiu, 1929).

În zona flişului din perimetrul foii Toplita nu se cunosc roci eruptive la zi. Mai spre sud (foaia Odorhei) în partea inferioară a stratelor de Sinaia au fost întîlnite diabaze (D. Patrulius et al., 1962), ce pot fi încadrate, ca şi rocile bazice din sinclinalul Hăghimaş, în cadrul magmatismului iniţial.

În pînza şisturilor negre şi în pînza de Tarcău, la baza argilelor vărgate, roşii şi verzi cu care încep depozitele vraconian-cenomaniene se cunoaşte un nivel de tufite care ar putea fi legate de erupţiuni andezitice, eventual dacitice (I. Băncilă, V. Corvin Papiu, 1962 b).

ZONA FLIŞULUI

Pînza de Ceahlău

Neocomian (ne)

Depozitele atribuite acestui interval sînt reprezentate printr-o serie marnoasă-calcaroasă, cunoscută în literatură sub numele de strate de Sinaia (V. Popovici-Hatzeg, 1898; W. Teisseyre, 1907) — Valanginian-Hauterivian.

Acestea sînt dezvoltate în partea vestică a pînzei de Ceahlău şi apar sub forma unei benzi orientate aproximativ nord — sud, a cărei lăţime este variabilă, ajungînd în unele locuri la 7—8 km (paralela Grinţieş — Bistricioara). În sectorul cuprins pe această foaie, în stratele de Sinaia s-au identificat două orizonturi: *a)* unul inferior (marnocalcaros), alcătuit dintr-o alternanţă de şisturi argiloase, marnocalcare cenuşii şi negricioase, calcare

litografice, gresii calcaroase şi conglomerate, şi *b)* unul superior, constituit în cea mai mare parte din şisturi argiloase, gresii calcaroase dure, cu diaclaze umplute cu calcit, gresii cu structură convolută şi intercalaţii subordonate de marnocalcare cenuşii de tipul acelora din orizontul inferior. Acesta este un pachet de trecere între sedimentele orizontului inferior şi sedimentele detritice ale stratelor de Bistra de deasupra. Pe baza unor resturi organice *(Crioceratites, Peregrinella, Tintinopsella, Lamellaptychus* etc.) identificate în regiuni mai sudice (regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali) stratele de Sinaia au fost atribuite, în ansamblu, Valanginian-Hauterivianului, cu posibilitatea ca ele să cuprindă şi Berriasianul. Insuficienţa datelor paleontologice nu permite încadrarea stratelor de Sinaia într-un interval stratigrafic riguros.

Barremian — Apţian (br+ap)

Acest interval stratigrafic este reprezentat printr-un pachet inferior grezos-conglomeratic (strate de Bistra) şi unul superior şistos-grezos (strate de Babşa).

a) Stratele de Bistra (G. M a c o v e i, I. A t a n a s i u, 1926, G. C e r n e a, 1952) — Barremian-Apţian inferior — ocupă o suprafaţă destul de mare în zona flişului intern şi păstrează în mod constant aceleaşi caractere litologice, pînă aproape de graniţa de nord a ţării. Litologic, stratele de Bistra sînt alcătuite din 3 tipuri principale de roci : şisturi argiloase, gresii calcaroase şi conglomerate poligene. Gresiile sînt rocile cele mai caracteristice şi mai răspîndite, alcătuind bancuri puternice de 1 — 8 m. Conglomeratele se dezvoltă local la partea superioară a stratelor de Bistra, fiind formate din roci cristaline (ortognaise, cloritoşisturi, micaşisturi) şi fragmente şi blocuri de roci sedimentare (calcare cenuşii şi albicioase, dolomite, gresii calcaroase şi marno-calcare).

Vîrsta barremiană acordată stratelor de Bistra de G. M a c o v e i şi I. A t a n a s i u (1926) a fost confirmată ulterior prin două specii de amomiţi : *Macroscaphites yvani* (O r b.), recoltat de la Chisirig din valea Bicazului şi *Costidiscus recticostatus* O r b. de la Bistricioara (G. M a c o v e i, 1958). De la partea superioară a stratelor de Bistra din bazinul văii Sabasa s-au recoltat forme de : *Costidiscus recticostatus* O r b., *Cheloniceras* sp. şi *Tropaeum* sp. Aceste forme arată că stratele de Bistra cuprind şi o parte din Apţianul inferior (G r. A l e x a n d r e s c u, 1967). G. C e r n e a (1952) citează de asemenea din stratele de Bistra un rest de *Acanthoplites aschiltaensis* A n t h., a cărui determinare specifică trebuie privită cu oarecare rezervă. Limita inferioară a stratelor de Bistra nu poate fi fixată cu precizie din lipsa datelor paleontologice.

b) Stratele de Babşa (S. A t h a n a s i u, 1905, emend. G r. A l e x a n d r e s c u, 1966) — Apţian — urmează în continuitate peste stratele de Bistra, reprezentînd un fliş şistos-grezos tipic. Sînt alcătuite dintr-o alternanţă ritmică de şisturi argiloase, gresii calcaroase subţiri şi marnocalcare subţiri care domină la partea superioară.

La partea inferioară a stratelor de Babşa, în bazinul văii Sabasa, s-a găsit o asociaţie de amoniţi cu : *Deshayesites* cf. *deshayesi* L e y m., *Toxoceratoides* sp., *Leptoceratoides* sp., *Ancyloceras* sp., *Sinzovia trautscholdi* (S i n z o w), *Aptychus* etc. Aceste forme arată că partea inferioară a stratelor de Babşa aparţine Apţianului inferior (Bedoulian) cu posibilitatea ca restul seriei să urce pînă în Apţianul superior (G r. A l e x a n d r e s c u, 1967).

Albian (al)

Acest interval stratigrafic este reprezentat printr-o serie detritică grosieră, care a fost descrisă de G r. A l e x a n d r e s c u (1967) sub denumirea de orizont grezos-conglomeratic şi care este în parte echivalent cu stratele de Ceahlău (I. B ă n c i l ă, 1958).

Orizontul grezo-conglomeratic este constituit dintr-un pachet gros de cîteva sute de metri de gresii grosiere şi conglomerate poligene, care în masivul Ceahlău au dezvoltare tipică ; în bază orizontul cuprinde intercalaţii marnoase şi argiloase. În cuprinsul foii Toplita acest nivel apare în mod izolat fiind păstrat numai în cîteva locuri menajate de eroziune : Hăcigosul (1420 m), Stînişoara-Bivolul (1547 m), Ceahlău (1903 m) etc. În acest sector carpatic, cu acest episod detritic-conglomeratic, se încheie probabil primul ciclu de sedimentare din cadrul pînzei de Ceahlău.

În legătură cu gresiile şi conglomeratele din sinclinalul Ceahlău se cunosc de multă vreme 2 nivele de calcare masive.

Primul nivel este situat la baza acestor depozite, iar al doilea cu cca 50 m mai sus. Asupra acestor masive de calcare s-au emis două ipoteze : unii susţin că ar reprezenta „klippe" cu caracter tectonic la baza unor pînze de şariaj (D. M. Preda, 1939), în timp ce alţii susţin că ar reprezenta formaţiuni calcaroase recifale, sincrone cu gresiile şi conglomeratele şi înglobate în masa lor (G. Macovei şi I. Atanasiu, 1926 ; G. Cernea, 1952 ; I. Băncilă, 1958 ; D. Patrulius, 1958). Fauna acestor calcare studiată de D. Patrulius (fide I. Băncilă, 1958) ar indica Apţianul superior. Ţinînd seama de faptul că stratele de Babşa conţin în bază o faună care indică Bedoulianul, iar nivelul inferior de la baza orizontului grezos conglomeratic ar indica Apţianul superior, rezultă că gresiile şi conglomeratele din Ceahlău ar reprezenta Albianul.

Pînza flişului curbicortical

Depozitele care iau parte la constituţia acestei unităţi aparţin intervalului Albian-Vraconian şi Cenomanian.

Albian — Vraconian (al+vr)

În depozitele atribuite acestui interval stratigrafic se individualizează mai multe entităţi litologice :

a) Orizontul şistos cu gresii cu structură convolută (Apţian sup.) este constituit dintr-o alternanţă monotonă de şisturi argiloase de culoare cenuşie sau verzuie şi gresii micacee cu structură convolută. Pe baza unor resturi de *Parahoplites melchioris* Anth., găsite în sectoare mai sudice ale Carpaţilor Orientali (munţii Buzăului, — Jana Săndulescu, 1963), baza acestui complex ar aparţine şi Apţianului şi anume Apţianului superior, fiind echivalent în parte cu orizontul şistos din seria şisturilor negre din zona Audia.

b) Orizontul grezos-conglomeratic (Albian) urmează peste precedentul şi este constituit din gresii masive, care alternează cu şisturi argiloase. Local prezintă intercalaţii lenticulare de microconglomerate şi conglomerate care pot ajunge pe alocuri la 50 — 60 m, cum sînt de exemplu acelea din bazinul văii Bistriţa de la Leţeşti sau acelea din bazinul văilor Negrileasa şi Suha Mare.

Megascopic, acest tip de conglomerate, cu multe elemente de calcare, seamănă cu conglomeratele din unitatea vestică (Ceahlău, Stînişoara, Hăcigosul) depuse în timpul Albianului, în urma unor ridicări din zona cristalino-mezozoică.

c) Orizontul marnos-grezos cenuşiu (Vraconian), se individualizează sub forma unui pachet gros de cca 250 m alcătuit din marne cenuşii şi negricioase, gresii calcaroase subţiri şi gresii cu structură convolută. Orizontul este bine dezvoltat în bazinul văii Negrileasa unde conţine o asociaţie de cefalopode şi lamelibranhiate cu : *Stoliczkaia* cf. *notha* (Seeley), *Mortoniceras (Pervinquieria)* cf. *inflatum* (Sow.), *Scaphites hugardianus* Orb., *Lechites gaudini* (Pict. et Camp.), *Anisoceras* sp., *Phylloceras weledae* s.l., *Puzosia* sp., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus* sp. Această asociaţie indică în ansamblu Vraconianul şi caracterizează zona cu „substuderi" şi zona cu „dispar" (Gr. Alexandrescu, 1966).

Cenomanian (cm)

Cenomanianul este reprezentat prin marno-argile roşii, cenuşii şi verzui ; local comportă şi intercalaţii subţiri de gresii micacee şi marnocalcare cărămizii. Acestea apar în mod discontinuu putîndu-se urmări în sud pînă în regiunea de curbură a Carpaţilor Orientali. În cuprinsul foii Topliţa aceste roci formează mici sinclinale pensate şi uneori strivite între depozitele subjacente. Orizontul a furnizat un bogat material micropaleontologic reprezentat printr-o asociaţie de foraminifere, ostracode şi dinţi de peşti. Dintre acestea, *Rotalipora appenninica* Renz şi *Rotalipora reicheli* Morn. pledează pentru vîrsta cenomaniană a acestor depozite (Gr. Alexandrescu şi Elena Bratu, 1964).

Pînza şisturilor negre

Neocomian — Albian (ne-al)

Stratele de Audia (S. Athanasiu, 1908) constituie o serie comprehensivă, în care se separă ca de altfel în tot lungul Carpaţilor Orientali din România, 3 entităţi litologice :

a) Orizontul şistos cu sferosiderite (Hauterivian superior — Barremian) care este constituit din şisturi argiloase negre, argi-

lite negre, gresii calcaroase şi marnocalcare sideritice, ultimele de cele mai multe ori de formă elipsoidală. Grosimea acestui complex este de aproximativ 200 m.

b) Orizontul şistos (Apţian), constituit din argilite negre, marnocalcare negre şi silicolite negre de tipul lidienelor. Grosimea complexului variază între 150 şi 200 m.

c) Orizontul gresiilor silicioase cu glauconit (Albian) este alcătuit dintr-o alternanţă ritmică de argilite negre şi cenuşii şi gresii silicioase cu glauconit. În unele locuri în acest complex se întîlnesc brecii sedimentare, gresii şi arcoze cu feldspat roşu şi cenuşiu, avînd probabil originea în cordiliera cumană (M. G. Filipescu şi Gr. Alexandrescu, 1963). Grosimea variază între 150—180 m.

Vraconian — Cenomanian (vr+cm)

Orizontul de argilite roşii şi verzi cu tufite constituie un nivel caracteristic care se întinde pe mari distanţe, începînd de la curbura Carpaţilor Orientali pînă în Carpaţii centrali şi nordici. Acest nivel este alcătuit dintr-o alternanţă ritmică de argilite roşii şi verzi. Spre partea inferioară se întîlnesc cîteva intercalaţii de tufite. Majoritatea cercetătorilor consideră că acest nivel ar reprezenta Vraconian-Cenomanianul pe baza unor resturi de *Parahibolites tourtiae* Weign., *Neohibolites minimus* List., *N. ultimus* List., etc.

Senonian — Paleocen ($sn-Pg_1$)

Gresia de Tomnatec (S. Athanasiu, 1908) = Gresia de Prisaca (I. Băncilă, 1958), se dispune în mod constant, peste nivelul cu argilite roşii şi verzi cu tufite ; ea reprezintă o serie grosieră constituită din gresii cuarţo-feldspatice, şisturi argiloase cenuşii şi argile roşii. În cuprinsul foii Topliţa gresia de Tomnatec este dezvoltată numai în partea de nord a ei, în muntele Măguricea (1275 m). De aici spre nord se dezvoltă din ce în ce mai mult constituind obcina Feredăului. Unii cercetători atribuie gresia de Tomnatec Cretacicului superior — Eocenului inferior, iar alţii Eocenului, considerînd-o echivalentă cu gresia de Tarcău ; pînă în prezent nu s-au găsit argumente hotărîtoare în favoarea uneia din aceste păreri. Menţionăm faptul că în Carpaţii Orientali din România nu se cunoaşte acoperişul acestor gresii, din care cauză paralelizările cu depozite similare din alte unităţi şi regiuni sînt greu de făcut. Între gresia de Tomnatec şi orizontul cu argilite roşii cu tufite de la partea superioară a stratelor de Audia există o lacună stratigrafică corespunzătoare probabil intervalului Turonian-Senonian inferior (?).

Pînza de Tarcău

Neocomian — Albian (ne-al)

Acest interval este reprezentat prin stratele de Audia, constituind fundamentul unităţii. Ele apar din loc în loc sub forma unor butoniere, care străpung diapir depozitele Cretacicului superior reprezentate prin stratele de Hangu. Ca şi în zona Audia, în cuprinsul acestor strate se separă 3 orizonturi :

a) Orizontul şistos cu sferosiderite (Hauterivian superior — Barremian) care este constituit, ca şi cel din zona Audia, din şisturi argiloase negre, argilite negre, gresii calcaroase şi marnocalcare de tip sferosideritic ; el este mai slab reprezentat în această unitate în raport cu zona Audia.

b) Orizontul şistos (Apţian), cel mai bine reprezentat, este alcătuit dintr-o alternanţă de argilite negre, marnocalcare negricioase şi silicolite negre de tipul lidienelor.

c) Orizontul gresiilor silicioase cu glauconit (Albian) constituit, ca şi cel din zona Audia, dintr-o alternanţă ritmică de argilite negre şi cenuşii şi gresii silicioase cu glauconit.

Vraconian — Turonian (vr-tu)

Acestui interval i s-au atribuit două orizonturi :

a) Orizontul de argilite roşii şi verzi cu tufite (Vraconian-Cenomanian) care este alcătuit, ca şi cel din zona Audia, din argilite roşii şi verzi, argilite negricioase şi cenuşii şi tufite.

b) Orizontul marnocalcarelor în plăci (Turonian ?), constituie un nivel foarte caracteristic pentru această unitate avînd o răspîndire regională pe tot cuprinsul pînzei de Tarcău. Este alcătuit dintr-o alternanţă deasă de marnocalcare litografice şi marnocalcare cenuşii şi negricioase, în plăci, groase de 1 — 15 cm, străbătute în toate direcţiile de crăpături fine. Intercalaţiile şistoase sînt de ordinul milimetrilor. Acest orizont a fost descris

la Cîrnu-Potoci (I. Băncilă, 1958 ; Gr. Alexandrescu, 1964) și a fost identificat apoi la Langu și mai spre N la Găinești.

Senonian — Paleocen ($sn-Pg_1$)

Acest interval este reprezentat prin stratele de Hangu (= stratele cu inocerami) care au o dezvoltare mare în sectorul cuprins între valea Bistriței și valea Moldovei. În cuprinsul foii Toplița, ele au o dezvoltare mai redusă. În stratele de Hangu se separă două nivele : un nivel inferior, constituit din marnocalcare roșietice și vișinii, în bancuri de 10 — 50 cm și marne roșcate sau ușor verzui, gresii calcaroase dure uneori microconglomerate cu fragmente de feldspat roșu sau elemente verzi de tip dobrogean și un nivel superior, constituit din marnocalcare cenușii și albicioase în grosime de 10 — 40 cm, în care se intercalează șisturi argiloase cenușii și gresii calcaroase dure, uneori gresii glauconitice și gresii micacee, adeseori cu structură convolută. Întregul complex are o grosime de cca 800 — 900 m, este intens tectonizat și străbătut de numeroase diaclaze umplute cu calcit.

În ceea ce privește vîrsta stratelor de Hangu, majoritatea cercetătorilor le atribuie Senonianului, pe baza a numeroase forme de *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kast. și *Inoceramus balticus* Böhm. găsite în diferite puncte din cuprinsul stratelor de Hangu (G. Macovei și I. Atanasiu, 1927 ; T. Joja, 1952 ; I. Băncilă, 1958 ; Gr. Alexandrescu și P. Șoigan, 1963 etc.). În cuprinsul acestei foi nu apare orizontul superior al stratelor de Hangu, fiind probabil erodat.

Lattorfian — Chattian (lf-ch)

În partea de nord a teritoriului foii, pe o mică suprafață, apar șisturi argiloase și marne gălbui, cu slabe intercalații grezoase de tipul gresiilor de Fusaru. Acestea sînt o continuare spre sud (Gr. Alexandrescu, 1964) a stratelor de Găinești cunoscute la Plotonița și Găinești (pe foaia Rădăuți) (Th. Joja, 1954). Raporturile stratelor de Găinești cu formațiunile subjacente în acest sector sînt neclare, ceea ce a făcut ca unii cercetători să susțină că ele apar în ferestre tectonice de sub pînza șisturilor negre (I. Băncilă și V. Agheorghiesei, 1964), iar pe alții (Gr. Alexandrescu, 1964) să le considere în poziție sinclinală pe șisturile negre din pînza de Tarcău.

ZONA TRANSCARPATICĂ
ȘI DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Cenomanian (cm)

Depozitele atribuite acestui interval sînt dezvoltate atît în sinclinalul Glodu (S. Athanasiu, 1899) cît și în munții Bîrgăului (la vest de Șarul Dornei și Ascuțita — Al. Semaka, 1955). Aceste depozite aflorează pe suprafețe restrînse, fie sub forma unor petece menajate de eroziune (bazinul Glodu), fie că ies de sub depozitele paleogene în axele unor anticlinale, în munții Bîrgăului. Sînt constituite din conglomerate cuarțoase, gresii micacee și gresii glauconitice care conțin *Exogyra columba* Lam., *Acanthoceras rotomagense* Orb., *Pecten* sp. etc. care indică vîrsta cenomaniană (S. Athanasiu, 1899 ; V. Mutihac, 1959). O dezvoltare mai mare o au depozitele cenomaniene situate pe foaia de la nord (Rădăuți), pe valea Coșnei, din care în ultima vreme se citează mai multe specii de *Exogyra (columba, conica)* și *Serpula spirographis* Gold. (Gh. Bulgaru et al., 1966).

Turonian — Senonian (tu+sn)

Depozitele aparținînd acestui interval se cunosc numai în sinclinalul Glodu ; ele sînt constituite din marnocalcare cenușii, marne roșii și gresii cenușii. Aceste depozite au furnizat o bogată faună, de amoniți, echinoderme și lamelibranhiate : *Inoceramus labiatus* Schlot., *I. costellatus* Woods, *I. latus* Mant., *I. lamarcki* Park., *I. transilvanicus* Sim., *I. cripsi* Mant., *Pachidyscus carenzi* Gros., *Texanites seratomarginatus* Red., *Gaudriceras mite* Hauer, *Cardiaster pseudoitalicus* Sim., *Stenonaster tuberculatus* (Dfr.), care le conferă vîrsta Turonian — Senonian inferior (S. Athanasiu, 1899 ; V. Mutihac, 1959).

Microfauna este reprezentată prin diferite specii de Globotruncane *(canaliculata, arca, marginata, fornicata, lapparenti)* și indică aceeași vîrstă (V. Mutihac, 1959).

Neozoic

Paleocen (Pg_1)

Acestui interval i s-a atribuit din sinclinalul Glodu, un pachet de cca 30 m grosime, constituit din marne şi argile vărgate (roşii şi verzi) şi gresii cu hieroglife. Acestea ocupă axele unor sinclinale şi sînt puternic cutate. Vîrsta le-a fost atribuită pe baza unei asociaţii micropaleontologice, precum şi a asemănărilor cu depozite similare din bazinul Maramureşului (V. Mutihac, 1959).

Luteţian — Priabonian (lt+pr)

Un nou ciclu de sedimentare este marcat de transgresiunea eocenă care a depăşit limitele Cretacicului şi a înaintat mult pe şisturile cristaline. Depozitele acestui ciclu sînt reprezentate în colţul de nord-vest al hărţii şi fac parte împreună cu depozitele de pe foaia Rădăuţi din sedimentarul Bîrgăului, care reprezintă un bazin legat structural şi genetic de cel al Maramureşului.

Acest interval este reprezentat printr-o serie groasă de cca 800 m, în care se disting 3 nivele principale : la bază un nivel cu conglomerate cuarţoase, urmate de un nivel calcaros (calcare cenuşii, calcare cu numuliţi şi marne), iar la partea superioară se individualizează un nivel cu gresii calcaroase cenuşii şi brun-roşcate.

Nivelul calcaros a furnizat o bogată faună de numuliţi, orthophragmine, lamelibranhiate şi gasteropode, care indică vîrsta luteţian-priaboniană (Al. Semaka, 1954—1955).

Lattorfian — Rupelian (lf+rp)

S-a atribuit acestui interval o serie de depozite cu o grosime de 300 — 500 m, a căror poziţie este discordantă faţă de depozitele luteţian-priaboniene (Al. Semaka, 1955). Acestea sînt constituite din şisturi argiloase şi marne de culoare cenuşie sau cafeniu-negricioasă, pe alocuri bituminoase, cu intercalaţii de gresii micacee. Microfauna acestor depozite este săracă şi neconcludentă.

Chattian — Burdigalian (ch-bd)

Seria argiloasă lattorfian-rupeliană este urmată de o serie groasă de 800—900 m, alcătuită din argile negre cenuşii şi intercalaţii de gresii (paralelizate de Al. Semaka, 1954, cu gresia de Borşa din bazinul Maramureşului) care cresc în grosime către partea superioară, în detrimentul argilelor şi marnelor. Analizele sporadice de microfaună nu dau indicaţii asupra vîrstei acestor depozite. Spre S şi SE depozitele chattian-burdigaliene se afundă sub magmatitele neogene-cuaternare şi reapar de sub acestea la nord de valea Mureşului, în vecinătatea localităţii Stînceni. Aici depozitele chattian-burdigaliene sînt alcătuite din marne compacte şi argile negricioase, gresii şi conglomerate, în general lipsite de resturi organice. Local, aceste depozite sînt hidrotermalizate (silicifiate, limonitizate şi pirităzate) pe zone foarte restrînse şi de intensitate redusă (S. Peltz, 1966).

Tortonian (to)

În cuprinsul foii Topliţa depozitele tortoniene au fost interceptate numai în foraje (Ibăneşti), fiind o continuare a depozitelor de acelaşi tip (din partea estică a depresiunii Transilvaniei) situate pe aliniamentul Reghin — Sovata — Praid. În conformitate cu datele de foraj se pare că acestea au o poziţie discordantă şi o grosime cuprinsă între 100 — 500 m. Sînt constituite din tufuri dacitice (echivalente cu tuful de Dej), argile cenuşii, marne cu eflorescenţe saline şi intercalaţii de sare, marne cu globigerine, argile cu *Spirialis*, gresii, nisipuri şi pietrişuri. Din datele actuale nu se poate aprecia extinderea spre est a depozitelor tortoniene sub magmatitele neogene şi nici faciesurile laterale ale acestora.

Volhynian — Bessarabian inferior ($vh+bs_1$)

Depozitele din cuprinsul foii Topliţa, atribuite acestui interval, sînt cunoscute tot din foraje. Ele sînt o continuare spre est a depozitelor din regiunea Bistriţa—Reghin, fiind acoperite de depozite pannoniene şi magmatite neogene-cuaternare. Pe suprafeţe restrînse aceste depozite aflorează de sub magmatitele neogene-cuaternare, în valea Mureşului, la Stînceni. Grosimea

depozitelor sarmaţiene (după datele de foraj) este cuprinsă între 1300 — 1800 m ; ele sînt constituite dintr-o serie marnoasă-argiloasă cu cardiacee şi impresiuni de plante, marne cu *Ervilia*, gresii şi conglomerate. În depozitele din partea de est a localităţii Reghin (în afara foii) marnele sarmaţiene conţin : *Syndesmya* sp., *Ervilia trigonula* Eichw., *Cardium vindobonense* Lask., *Donax* sp., *Cryptomactra* sp. Într-o carotă de marne din forajul de la Stînceni s-a întîlnit *Modiola incrassata* Orb. şi cardiacee, care indică vîrsta sarmaţiană a acestora. De asemenea forajul a întîlnit în aceste depozite şi o apofiză considerată a aparţine corpurilor andezitice din apropiere.

Pannonian (pn)

Depozitele Pannoniene larg dezvoltate în partea estică a depresiunii Transilvaniei pînă la limita cu magmatitele neogene, în cuprinsul foii Topliţa afloreză pe suprafeţe destul de restrînse numai la Ibăneştii de Pădure unde apar pe valea Gurghiului şi sînt alcătuite din marne şi argile cu intercalaţii de nisipuri. În aceste depozite, în regiunea Sovata (în afara foii) s-a găsit o faună cu specii de apă semisalmastră (cardiacee, congerii) şi forme de apă dulce *(Limnaea, Melanopsis, Planorbis)*. Dintre formele mai frecvente menţionăm : *Congeria subglobosa* Partsch, *C. banatica* Gorj., *C. zsigmondyi* Hal., *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *M. sturi* Fuchs, *Paradacna* cf. *syrmiensis* Hoern., *P. lenzi* Hoern., *Vallenciennesia sp.*, *Planorbis constans* Brus., şi numeroase ostracode. Fauna permite atribuirea acestor depozite Pannonianului *s. str.*, eventual părţii inferioare a Ponţianului *s. str.* (Victoria Zotta, 1964). Cu toate acestea, unele probleme privind stratigrafia Pannonianului nu sînt încă satisfăcător rezolvate.

MAGMATITE NEOGENE ŞI CUATERNARE

La alcătuirea sectorului nordic al lanţului vulcanic Călimani — Gurghiu — Harghita participă vulcanite masive şi piroclastite aparţinînd unei activităţi magmatice amorsată probabil în Miocen şi încheiată în prima parte a Cuaternarului. Caracteristică pentru această parte a lanţului eruptiv este diversitatea manifestării activităţii eruptive şi prin aceasta, a vulcanitelor şi a formei lor de zăcămînt.

Cea mai mare parte din volumul masei eruptive este constituită din piroclastite depuse în mediu subaerian şi subordonat în cel subacvatic ; lor li se asociază depozite de material epiclastic acumulate subacvatic în perioadele de calm vulcanic. Acestea din urmă prezintă o compoziţie andezitică variată : piroxenică, amfibolică şi amfibolo-piroxenică. În limitele foii, atît asociaţia de material piroclastic şi epiclastic care alcătuieşte formaţiunea vulcanogen-sedimentară cît şi piroclastitele independente ocupă suprafeţe importante.

Dintre vulcanitele masive andezitele cu piroxeni ocupă cele mai mari suprafeţe. Urmează ca frecvenţă andezitele cu amfiboli şi piroxeni şi andezitele cu amfiboli, apoi în ordine : andezitele cu piroxeni şi amfiboli, andezitele bazaltoide, dacitele şi bazaltele. În cadrul corpurilor eruptive, alături de formele andezitice holocristaline se remarcă prezenţa rocilor dioritice şi gabbroice. În nordul munţilor Călimani asemenea roci sînt mai numeroase şi mai extinse. Formele de zăcămînt sînt variate : lacolit, cupolă, dom, sill, stîlp, dyke. O parte dintre corpurile eruptive andezitice care străbat depozitele paleogene ale munţilor Bîrgău sînt cuprinse în colţul nord-vestic al foii ; ele ar aparţine unei activităţi magmatice anterioare.

Vulcanismul s-a desfăşurat în cadrul unor aparate cu activitate mixtă, preponderent explozivă, dar cu largi momente de activitate efuzivă. În nordul lanţului vulcanic se află două mari caldere, Călimani şi Fîncel-Lăpuşna, precum şi aparatele Călimani-Cerbuc şi Seaca-Tătarca cu cratere foarte bine conservate. Acestor vulcani li se adaugă numeroşi alţii, presăraţi pe întreg cuprinsul foii, în majoritate recunoscuţi în urma cercetărilor recente (S. Peltz, 1962—1966 ; Margareta Peltz, 1962 ; S. Peltz, Margareta Peltz, 1963 ; S. Cosma, I. Teodoru, Camelia Teodoru, 1964 ; I. Teodoru, Camelia Teodoru, 1964—1965).

În structura geologică a regiunii lanţului eruptiv se pot recunoaşte trei compartimente ; puse în evidenţă la început în munţii Gurghiu (D. Rădulescu et al., 1964) ele s-au dovedit a fi prezente în tot lanţul Călimani — Gurghiu — Harghita.

Compartimentul inferior este reprezentat de fundamentul cristalino-mezozoic sau paleogen-pannonian al vulcanitelor. Peste

acesta se așează produsele primei etape a vulcanismului desfășurat în Pannonian, asociate cu frecvente și puternice orizonturi epiclastice, care împreună constituie compartimentul intermediar. Produsele ultimei etape de activitate, desfășurată parțial probabil în Pannonianul superior dar mai ales în Cuaternarul inferior, participă la alcătuirea compartimentului superior.

Centrele de erupție și intruziunile asociate marchează o zonă de minimă rezistență orientată NW — SE. În cadrul ei sînt prezente fracturi majore și ramificații ale lor cu direcție predominantă NW — SE.

În strînsă interdependență cu regimul tectono-magmatic, în ambele etape ale desfășurării vulcanismului evoluția magmelor calco-alcaline s-a produs de la magma cuarț-dioritică la cea gabbroică. Deși provin din mai multe camere magmatice, vulcanitele prezintă caractere petrochimice generale care demonstrează consanguinitatea lor. Rocile din munții Călimani prezintă caractere intermediare între cele ale rocilor din munții Gurghiu și munții Harghita.

Microgabbrouri ($\mu\omega$). Microgabbrourile formează un corp mai extins la nord de vîrful Negoiul Românesc și mici intruziuni la vest de vîrful Pietrosul și în valea Dorna. Relațiile cu vulcanitele străbătute permit să se aprecieze că punerea lor în loc s-a produs în cadrul manifestărilor aparținînd celei de a doua etape de desfășurare a vulcanismului. Corpul din versantul nordic al vîrfului Negoiul Românesc este mai bine cunoscut. El are o structură mai complexă decît celelalte ; aici se observă trecerea de la microgabbrouri și microgabbrouri porfirice la bazalte.

Microgabbrourile sînt roci compacte, masive, de culoare neagră. La alcătuirea lor participă : feldspați plagioclazi (An_{60} — 55%), olivină — 23%, augit și hipersten — 20%, minerale opace — 2%. Uneori, larga dezvoltare a fenocristalelor de augit imprimă microgabbrourilor porfirice structura porfirică evidentă.

Diorite și microdiorite ($\partial\mu\partial$). Rocile dioritice au fost identificate numai în nordul munților Călimani în interiorul calderei Călimani unde formează un corp de dimensiuni importante și mici intruziuni la nord-vest de vîrful Strunioru. Cele mai multe corpuri dioritice străbat nu numai depozitele sedimentare ale fundamentului dar și produsele primelor erupții din nordul munților Călimani, cuprinse în formațiunea vulcano-gen-sedimentară sau reprezentate prin andezite cu amfiboli și piroxeni. În regiunea vîrfului Struniorul corpurile străbat și produse mai noi.

Dioritele ocupă partea centrală a corpurilor mai extinse, trecîndu-se în zonele periferice la microdiorite și microdiorite porfirice. Rocile sînt masive, compacte, cu structură hipidiomorf granulară sau holocristalin-porfirică. La alcătuirea lor participă : plagioclaz (An 30—40) — 2,88/1,26—1,80/0,62 mm (59—84%) ; hornblendă verde — 1,44/0,46—0,9/0,54 mm (18%) ; piroxeni (augit, hipersten, clinoenstatit, pigeonit) — 2,70/1,8—2,61/1,8 (16%); minerale opace — 0,7/0,4—0,3/0,13 mm (1,5%). Hornblenda este reprezentată întotdeauna prin varietatea verde. Sporadic a fost observat și cuarțul. În caldera Călimani între văile Neagra și Dumitrelu se observă propilitizări, biotitizări, turmalinizări și sericitizări (I. Teodoru, Camelia Teodoru, 1966).

Dacite (ϑ). Dacitele ocupă o mică suprafață din colțul nord-estic al munților Călimani, la limita eruptivului cu zona cristalino-mezozoică, în regiunea Păltiniș — Drăgoiasa. Curgerile mulează relieful de șisturi cristaline și suportă depozite sedimentare cu cărbuni considerate de I. Atanasiu (1924) a fi de vîrstă daciană. Pe baza paralelizării cu erupțiile dacitice din Munții Metaliferi care s-au desfășurat în Miocen, M. Savul (1938) consideră că erupția dacitului cu biotit de Drăgoiasa s-a produs în intervalul cuprins între Meditenaneanul II și Sarmațian.

Dacitul de Drăgoiasa este o rocă de culoare cenușiu-gălbuie, compactă sau poroasă cu aspect de tuf. Fenocristalele de plagioclaz și biotit parțial opacitizat, imprimă structura porfirică. Microscopic a fost pusă în evidență prezența cuarțului în masa fundamentală.

Andezite cu biotit, amfiboli și cuarț (αbi, am, q). Andezitele cu biotit, amfiboli și cuarț reprezintă ultimele erupții manifestate în Cuaternarul inferior în partea centrală și de nord a munților Călimani. Ele constituie corpul din vîrful Pietricelul și curgeri importante în zona Drăgușul. Atribuirea acestor andezite ultimelor manifestări din această parte a munților Călimani a fost făcută pe baza faptului că ele acoperă sau străbat ultimele erupții ale calderei Călimani reprezentate prin curgerile superioare de andezite cu piroxeni. Sînt roci de cu-

loare cenuşiu-deschisă, compacte, cu textură masivă. Structura porfirică este imprimată de fenocristalele de plagioclaz (An 25—40), biotit opacitizat marginal, subordonat hornblendă şi cuarţ.

Andezite cu amfiboli (αam). Erupţiile de andezite cu amfiboli s-au manifestat în ambele etape ale desfăşurării vulcanismului pannonian. În general, ele se raportează începutului activităţii eruptive. Andezitele cu amfiboli (cu hornblendă verde şi cu hornblendă brună), ocupă suprafeţe importante în partea centrală şi de nord a munţilor Gurghiu. Astfel ele se întîlnesc în partea centrală a craterului Seaca-Tătarca şi în valea Secuiului, la interiorul calderei Fîncel-Lăpuşna şi la exteriorul ei spre est şi nord. În sudul munţilor Călimani aceste andezite formează cungeri şi mici intruziuni mai extinse în partea centrală şi de nord-est. Apariţii numeroase dar de dimensiuni mici au fost puse în evidenţă în nordul munţilor Călimani, mai ales la exteriorul calderei, spre nord.

Rocile sînt de culoare cenuşie în tonuri variate mai ales brun-roşcate în cazul andezitului cu hornblendă brună ; sînt compacte sau uşor poroase. Textura este masivă iar structura porfirică este imprimată de fenocristale (uneori megacristale) de plagioclaz şi hornblendă. Plagioclazul (An 30—46) reprezintă între 14—35% din masa rocii şi are dimensiuni variate 2,6/1,2—0,28/0,28 mm. Hornblenda verde ca şi cea brună (12—21%) au dimensiuni asemănătoare plagioclazului ; frecvent, cristalele prezintă diferite grade de opacitizare. Piroxenii sînt subordonaţi cantitativ şi reprezentaţi prin augit şi hipersten (sporadic — 4,10% — 1/0,48—0,68/0,12 mm). Masa fundamentală este constituită din microlite de plagioclaz şi hornblendă, granule de magnetit, sticlă de culoare cenuşiu-verzuie (în cazul lavelor). La interiorul calderei Fîncel-Lăpuşna, andezitul cu hornblendă verde este hidrotermalizat.

Andezite cu amfiboli şi piroxeni (α am py). Erupţiile de andezite cu amfiboli şi piroxeni s-au manifestat în toate sectoarele regiunii, ulterior celor de andezite cu amfiboli. Produsele ocupă suprafeţe importante mai ales în nordul munţilor Gurghiu unde apar în legătură cu aparatele din a doua generaţie ale calderei Fîncel-Lăpuşna, precum şi în legătură cu alte aparate. La interiorul craterului Seaca-Tătarca reprezintă curgerile cele mai extinse.

În munţii Călimani, deşi numeroase şi prezente în toate sectoarele, ivirile sînt de dimensiuni reduse; suprafeţe mai importante se observă la interiorul calderei Călimani. Andezitele cu amfiboli şi piroxeni constituie numeroasele intruziuni ce străbat depozitele paleogene din partea de sud-est a munţilor Bîrgău.

Rocile sînt de culoare cenuşie, uneori slab poroase. Fenocristalele de plagioclaz, hornblendă şi piroxen, imprimă structura porfirică, uneori glomeroporfirică. Caracterele principalilor constituenţi mineralogici sînt asemănătoare celor din andezitul cu amfiboli. Piroxenii (augit, hipersten, sporadic diopsid şi pigeonit) reprezintă între 4—6,5% din masa rocii. Structura masei fundamentale este : pilotaxitică, felsitică, criptocristalină, holocristalină-microgranulară.

La interiorul craterului Seaca-Tătarca, a calderei Călimani şi în zona Aurari-Strunior, andezitul cu amfiboli şi piroxeni prezintă intense hidrotermalizări.

Andezite cu piroxeni şi amfiboli (α py am). Aceste andezite constituie curgeri sau intruziuni de tipul stîlp şi dyke. Ele ocupă suprafeţe reduse în toate sectoarele munţilor Călimani. Ca şi andezitele cu amfiboli şi piroxeni ele aparţin erupţiilor ulterioare andezitelor cu amfiboli.

Andezite cu piroxeni (αpy). Andezitele cu piroxeni ocupă suprafeţe întinse atît în partea centrală şi de nord a munţilor Gurghiu cît şi în munţii Călimani. Ele formează curgeri importante la exteriorul calderei Călimani, pe clina estică şi sudică, în regiunea Bistricior-Strunior-Ţiganca şi la exteriorul craterului Seaca-Tătarca. În multe sectoare erupţiile de andezite piroxenice marchează stingerea activităţii. Sînt mai frecvente andezitele cu augit şi hipersten, fiind subordonate cele cu hipersten sau cu augit dominant. Pe lîngă curgeri, aceste roci formează intruziuni de dimensiuni variate, în general mici, de tipul dom, stîlp, sill şi dyke, care sînt prezente în toate sectoarele.

Rocile sînt negricioase sau cenuşii, compacte, cu structura porfirică sau glomeroporfirică. Microstructura masei fundamentale este hialopilitică, pilotaxitică, microlitică sau holocristalină-microgranulară. Plagioclazul (An 35—48) apare în cristale cu dimensiuni variate (2,16/1,44—0,18/0,72 mm) şi reprezintă între 25—84% din rocă. Augitul (1,17/0,49—0,50/0,22 mm) reprezintă între 2—10% iar hiperstenul (1,15/0,36—0,11/0,072 mm) între 2—8% din masa rocii. Magnetitul, mai abundent în pastă,

poate constitui pînă la 10%. Masa fundamentală este alcătuită din sticlă (în cazul lavelor), microlite de plagioclaz şi piroxeni, granule şi pulbere de magnetit.

Andezite bazaltoide ($\alpha\beta$). Erupţiile de andezite bazaltoide s-au manifestat în ambele etape ale desfăşurării vulcanismului, mai ales în masivul Călimani. În cele mai multe situaţii ele reprezintă ultimele erupţiuni, marcînd stingerea activităţii vulcanice.

Raportate la marea masă a vulcanitelor, andezitele bazaltoide ocupă suprafeţe reduse. Cele mai importante se situează în sud-estul munţilor Călimani, în sectorul Sărmaş-Hurdugaş şi în nordul munţilor Călimani între Dornişoara şi Neagra Şarului, la nord de vîrful Tamău. În munţii Gurghiu se găsesc apariţii modeste cu caracter intrusiv.

Rocile sînt fine, compacte, de culoare neagră cu tonuri cenuşii, verzui sau violacee. Structura masei fundamentale este pilotaxitică în cazul lavelor şi microdoleritică în cazul intruziunilor. La alcătuirea mineralogică participă : feldspat plagioclaz (An 45—55) care formează fenocristale şi microlite prismatice (0,96/0,35—0,12/0,015 mm) şi reprezintă între 12—14% din masa rocii, în cazul lavelor şi 87—92% în cazul intruziunilor ; piroxeni (augit şi cu totul subordonat hipersten) — 4—18% — 0,49/0,22—0,15/0,15 mm ; olivina (sporadic — 3,88%) prezintă produse de alterare feruginoase (iddingsit) sau cloritoase.

Bazalte (β). În limitele foii produsele vulcanismului bazaltic sînt puţin reprezentate. Ele reprezintă cele mai tinere roci vulcanice. Sînt roci fine, dure, compacte, de culoare neagră. La microscop este evidentă structura porfirică determinată de fenocristale de olivină şi augit şi structura subofitică a masei fundamentale.

Plagioclazul (An 48—63) reprezintă 24,66—56,85% din compoziţia modală şi formează fenocristale, microlite sau cristale cu dimensiuni intermediare. Olivina (5%) este mai abundentă decît piroxenii (2,73%). Ea apare ca fenocristale şi cristale cu dimensiuni intermediare (1,88/0,76—0,10/0,8 mm) cu transformări (iddingsit, clorit). Piroxenii (augit, pigeonit, subordonat hipersten) prezintă dimensiuni apropiate cristalelor de olivină. Masa fundamentală este constituită din microlite de plagioclaz, piroxeni şi olivină, pulbere şi granule de magnetit.

În multe deschideri se observă separaţii prismatice columnare.

Roci piroclastice. În sectorul nordic al lanţului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita, piroclastitele ocupă un volum important din masa vulcanitelor. Cu o singură excepţie (a se vedea mai departe), toate piroclastitele separate cartografic aparţin compartimentului superior şi provin deci, din a doua etapă de activitate eruptivă.

Piroclastitele stratovulcanilor Călimani, Fîncel-Lăpuşna şi Seaca-Tătarca alternează cu produsele efuzive şi ocupă suprafeţe modeste în cadrul acestor structuri. Rocile piroclastice sînt reprezentate prin brecii şi aglomerate, microbrecii şi tufuri lapillice cu fragmente de andezite amfibolice (hornblendă verde şi hornblendă brună), andezite cu piroxeni şi hornblendă, andezite cu piroxeni.

În centrul şi nordul munţilor Călimani — deşi se ştie că marea masă de piroclastite este destul de neomogenă, mai ales din punct de vedere al alcătuirii petrografice — nu au putut fi făcute detalieri cartografice.

La interiorul aparatelor vulcanice, grosimea nivelelor de piroslastite este cuprinsă între 10 — 100 m. În partea centrală a munţilor Călimani, piroclastitele au grosimea de cca 800 m.

Piroclastitele din zona Negoiul Românesc — vîrful Iancu sînt hidrotermalizate; prezintă extindere zonele cu limonitizări, alunitizări, opalizări, precum şi cele de cuarţite secundare cu acumulări de sulf şi de limonit.

Formaţiunea vulcanogen-sedimentară. Situată la baza edificiului vulcanic, formaţiunea vulcanogen-sedimentară cuprinde produsele manifestărilor eruptive care s-au desfăşurat în prima parte a activităţii magmatice. Pe rama vestică a lanţului eruptiv formaţiunea vulcanogen-sedimentară acoperă depozitele pannoniene *str. s.* În regiunea Păltiniş-Drăgoiasa conglomeratele andezitice acoperă dacitul de Drăgoiasa.

Formaţiunea vulcanogen-sedimentară prezintă o largă dezvoltare în partea centrală şi de nord a munţilor Gurghiu. În munţii Călimani ea ocupă în special centrul părţii de sud, iar în nord acoperă un teritoriu mai important între Neagra Şarului — Gura Haitii — Dornişoara. Ea este alcătuită dintr-un complex de piroclastite depuse subaerian şi subacvatic şi depozite epiclastice de natură eruptivă depuse subacvatic. Piroclastitele

grosiere sau fine alternează între ele şi cu depozite acumulate în intervalele de calm vulcanic, cînd materialul eruptiv primar (vulcanite masive, şi clastice) a fost erodat, transportat şi depus în mediul subacvatic.

Grosimea formaţiunii vulcanogen-sedimentare este cuprinsă între 100 — 500 m.

Piroclastitele sînt reprezentate prin brecii şi microbrecii piroclastice, aglomerate şi microaglomenate, cinerite şi tufuri grosiere sau fine, aglomerate şi microaglomerate mixte. Elementele constitutive sînt andezite cu amfiboli, andezite cu amfiboli şi piroxeni, andezite cu piroxeni. Forma fragmentelor este angulară, subangulară sau subrotunjită. Liantul piroclastic grosier sau fin, prezintă o compoziţie asemănătoare fragmentelor. La aglomeratele şi microaglomeratele mixte participă — sub 12% — fragmente de roci sedimentare sau metamorfice ale fundamentului.

Numai în cazuri excepţionale, aşa ca în regiunea Hurdugaş-Sărmaş din partea sud-estică a munţilor Călimani, au putut fi separate cartografic în cadrul formaţiunii vulcanogen-sedimentare, piroclastite grosiere cu fragmente de andezite piroxenice şi de andezite bazaltoide.

Depozitele de material epiclastic sînt alcătuite din conglomerate, microconglomerate, gresii şi nisipuri andezitice. Grosimea acestor depozite este cuprinsă între 25 — 200 m. Ele se caracterizează printr-o stratificaţie normală sau ritmică, şi cuprind resturi ale vegetaţiei lemnoase incarbonizate sau opalizate (estul munţilor Gurghiu, sud-estul munţilor Călimani).

Elementele constitutive, andezite de diverse tipuri, sînt subrotunjite sau rotunjite, asemănătoare acelora care participă şi la alcătuirea depozitelor piroclastice. Se întîlnesc atît fragmente proaspete cît şi cu un grad variat de alterare. Liantul, de aceeaşi compoziţie, este de culoare gălbuie, cenuşie, gălbui-ciocolatie; de cele mai multe ori este friabil, nisipos şi uneori prezintă bentonitizări avansate. La depozitele fine se observă limonitizări sau sideritizări.

Activitatea eruptivă s-a desfăşurat în două etape principale; apartenenţa andezitului cu amfiboli şi piroxeni din munţii Bîrgău şi a dacitului de Drăgoiasa este încă neclarificată. Prima etapă cuprinde manifestările ce au avut loc în Pannonian. Activitatea a fost mixtă, preponderent explozivă; succesiunea erup-

ţiilor s-a produs de la dacite la andezite bazaltoide. După consumarea erupţiilor de andezite cu amfiboli momentele de activitate au alternat cu cele de calm, cînd o parte din structurile vulcanice au fost erodate, materialul rezultat acumulîndu-se în apropierea zonei vulcanice.

Sincron cu activitatea extruzivă s-a desfăşurat o activitate intruzivă, mai dezvoltată în nordul munţilor Călimani; aici corpurile de diorite s-au pus în loc între erupţiile de andezite cu amfiboli şi piroxeni şi de andezite cu piroxeni.

A doua etapă eruptivă cuprinde manifestările care au avut loc mai ales în Cuaternar şi care au condus la desăvîrşirea structurii vulcanice. Spre deosebire de etapa anterioară, activitatea vulcanică se caracterizează prin dezvoltarea mai moderată a produselor explozive, iar succesiunea erupţiilor a cunoscut o desfăşurare mai complexă. Activitatea a început cu erupţii de andezite amfibolice şi a continuat cu erupţii de andezite cu amfiboli şi piroxeni şi de andezite cu piroxeni, acestea din urmă de o amploare deosebită.

În cadrul aparatelor din munţii Gurghiu şi a unor aparate din nordul munţilor Călimani andezitele cu piroxeni marchează stingerea activităţii vulcanice. În partea centrală şi de nord a munţilor Călimani, ultimele momente, de mică amploare, sînt emisiunile de andezite cu amfiboli, biotit şi cuarţ, de andezite bazaltoide şi bazalte.

DEPRESIUNI INTRAMONTANE[1]

Levantin — Pleistocen (lv + qp)

Pe teritoriul foii Topliţa apar depresiunile Gheorghieni, Topliţa, Bilbor — Borsec şi Şarul Dornei. În aceste depresiuni, peste un fundament alcătuit din şisturi cristaline, se dispune o succesiune de nisipuri, pietrişuri şi argile cu intercalaţii de lignit.

În bazinul Gheorghieni, forajul executat la Ditrău a traversat, pînă la adîncimea de 446 m, o alternanţă de nisipuri, tufuri, aglomerate, gresii şi argile. De la adîncimea de 446 m forajul a străbătut masivul de sienite şi hornblendite. Atît în tufuri cît şi în argile se găsesc impresiuni de plante şi cărbuni.

[1] Textul acestui capitol este întocmit de T. Bandrabur.

În bazinul Bilbor-Borsec, forajele efectuate la Bilbor au pus în evidență, un complex de depozite care încep la bază prin pietrișuri și nisipuri, uneori slab cimentate, urmate de o alternanță de nisipuri cu intercalații argiloase din care s-au descris urme de plante incarbonizate și un strat de lignit xiloid gros de cca. 3 m. Spre partea superioară a seriei se întîlnesc argile și argile nisipoase în alternanță cu nisipuri. Grosimea acestor depozite este de cca 75—130 m.

Din bazinul Șarul Dornei nu avem informații decît asupra depozitelor holocene.

În legătură cu datarea depozitelor care colmatează aceste bazine, I. Atanasiu și E. Lobonțiu (1926) consideră sedimentarul de la Bilbor — Borsec de vîrstă daciană, pe baza formei de *Dreissena* cf. *münsteri* și a unor resturi de *Mastodon borsoni* semnalate la Borsec. Problema vîrstei depozitelor cu cărbuni din aceste bazine rămîne încă deschisă.

În marno-argilele nisipoase de deasupra cărbunelui de la Borsec, s-au întîlnit forme aparținînd speciilor : *Valvata moessiensis, V. simplex, Candona lactea, Cytheroidea* sp., fragmente de ostracode, lamelibranhiate, oase de pește etc. (P. Niță-Pion, D. Istocescu, 1965) care de asemenea sînt necaracteristice.

Din argilele și marnele cu cărbuni de la Borsec, E. Pop (1936) a descris o bogată floră fosilă, din care citățm: *Glyptostrobus europaeus* Heer, *Abies* cf. *alba* Mill., *Pinus* cf. *strobus* L., *P. taedaeformis* Heer, *Typha latissima* Braun, *Salix varians* Goepp, *Pterocarya denticulata* Heer, *Carya minor* Marty, *Carpinus grandis* Ung., *Betula* cf. *brogniartii* Ett., *Alnus* cf. *kefersteinii* Ung., *Fagus attenuata* Goepp., *Castanea kubinyii* Kov., *Quercus roburoide* Ber., *Q. mediteranea* Ung., *Cinamomum cf. rossmaessleri* Heer, *Liquidambar europaeum* A. Braun, *Rhododendron borsecense* Pop, etc.

Flora menționată precum și resturile de *Mastodon borsoni* permit paralelizarea complexului cărbunos de la Borsec cu cel cunoscut la Căpeni-Baraolt (E. Liteanu, N. Mihăilă și T. Bandrabur, 1962).

În consecință depozitele cu cărbuni din aceste bazine ar aparține unui interval stratigrafic echivalent cu Levantinul superior (E. Liteanu și C. Ghenea, 1966) iar depozitele de deasupra (fără cărbuni) urmează să fie raportate Pleistocenului.

Pleistocen (qp)

De o parte și de alta a rîului Mureș, începînd de la extremitatea nordică a bazinului Gheorghieni, din loc în loc, apar resturi ale terasei inferioare și superioare. La alcătuirea litologică a acestor terase iau parte nisipuri și pietrișuri rulate (cu elemente de șisturi cristaline și de eruptiv), acoperite de depozite deluvial-proluviale constituite din argile nisipoase sau nisipuri argiloase. Grosimea depozitelor de terasă este cuprinsă între 5—15 m.

Holocen (qh)

Succesiunea litologică din depresiunile menționate se încheie cu o cuvertură de argile și argile nisipoase, de origine deluvial-proluvială.

Pe șesurile aluviale, local, în zonele mai coborîte, unde nivelul hidrostatic este aproape de suprafață au luat naștere zone de mlaștină cu depozite de turbărie (Șarul Dornei, Drăgoiasa, Panaci). La Borsec apar travertine care ating grosimi de ordinul metrilor.

ELEMENTE STRUCTURALE

La alcătuirea teritoriului reprezentat pe foaia Toplița iau parte elementele structurale cele mai interne ale Carpaților Orientali : zona cristalino-mezozoică, zona internă a flișului, zona transcarpatică, zona vulcanică și depresiunea Transilvaniei. Zona cristalino-mezozoică și zona flișului au o structură complicată la alcătuirea lor luînd parte pînze de șariaj de diferite tipuri. Zona transcarpatică poate fi comparată în ansamblu cu o cuvertură a unei părți interne, mai scufundată, a zonei cristalino-mezozoice, care în unele părți (în afara foii Toplița) prezintă deformări tectonice avansate, dar în apropierea marginii sale estice prezintă o teotonică simplă. Zona vulcanică este un element foarte tînăr, suprapus întregului eșafodaj structural, apariția ei fiind legată de o zonă de fracturi adînci situată pe marginea estică a depresiunii Transilvaniei.

Zona cristalino-mezozoică

Structura zonei cristalino-mezozoice este foarte complicată datorită prezenței pînzelor de șariaj de vîrste și de tipuri diferite. La alcătuirea acestor pînze iau parte fie numai formațiuni metamorfice, (pînze prealpine) fie numai formațiuni sedimentare (pînze alpine de alunecare), fie și unele și altele (pînze alpine de forfecare).

Pînzele prealpine, sînt evidențiate prin suprapunerea anormală a unor serii mezometamorfice peste serii epimetamorfice. Acesta este cazul seriei gnaiselor de Rarău și a unei părți a seriei de Bistrița-Barnar, care sînt suportate tectonic de seria de Tulgheș. Poziția tectonică alohtonă a seriei gnaiselor de Rarău este subliniată de conturul foarte festonat al contactului între aceasta și seria de Tulgheș. Ea a fost remarcată de I. Popescu-Voitești (1929) și de Th. Kräutner (1938) care au încadrat această serie în pînza transilvană, dîndu-i o semnificație diferită de cea acordată inițial de V. Uhlig. Existența acestei pînze a fost susținută și de I. Băncilă (1941), în timp ce I. Atanasiu (1929) considera că seria gnaiselor de Rarău apare sub forma unor anticlinale „în ciupercă" de sub seria de Tulgheș. Recent C. Ciser (1966), Marcela Dessila-Codarcea (1967 a, b), M. Mureșan (1967, 1968) au reafirmat poziția alohtonă a seriei gnaiselor de Rarău, poziție verificată și prin lucrări miniere și de foraj. Structura de detaliu a pînzei gnaiselor de Rarău este numai parțial cunoscută. După datele structurale existente se poate presupune că ea are în mare structura unui sinclinoriu, acoperit în mare parte de depozitele mezozoice ale sinclinalului Hăghimaș. Acestea acoperă în partea de sud a crestei Dămucului și contactul tectonic între seria gnaiselor de Rarău și seria de Tulgheș, stabilind vîrsta prealpină a șariajului.

O altă unitate tectonică la alcătuirea căreia iau parte numai șisturi cristaline este unitatea de Bistrița-Barnar (M. Savul — 1938, M. Mureșan — 1968). Ea este alcătuită din formațiuni aparținînd seriei mezometamorfice cu același nume și din formațiuni aparținînd seriei de Tulgheș. Unitatea de Bistrița-Barnar ocupă partea centrală a zonei cristalino-mezozoice de la nord de muntele Grințieșul (a_3-b_3) fiind mărginită la est de „porfiroidul de Pietrosu" cu care ia contact în lungul unei

falii normale, iar la vest de o linie de încălecare ce se poate urmări de la sud de muntele Budacu (b_3) pe la Dîrmoxa și Glodu, pînă la vest de Șarul Dornei (a_2). În lungul acestei linii seria mezozonală de Bistrița-Barnar este suportată tectonic de seria de Tulgheș. Lipsa unor depozite mezozoice prinse sub încălecarea unității de Bistrița-Barnar conduce la ideea că și aceasta este o pînză prealpină. Elementele structurale principale ale unității de Bistrița-Barnar sînt : sinclinalul Dîrmoxa (a_3) și anticlinalul Barnar-Bărnărel (b_3-a_3) (Marcela Dessila-Codarcea et al., 1964, I. Rădulescu et al. 1965, 1966, I. Bercia et al. 1967).

Relațiile între cele două unități prealpine — de Bistrița-Barnar și a gnaiselor de Rarău — sînt greu de stabilit ele nevenind nicăieri în contact direct. Este posibil ca pînza gnaiselor de Rarău să aibă o poziție superioară unității de Bistrița-Barnar.

Deși în cuprinsul foii Toplița diferitele serii de șisturi cristaline apar adesea în unități tectonice diferite, se observă că direcția generală a elementelor structurale lineare sinmetamorfice (cute, microcute, lineații), sînt orientate după aceeași direcție generală NNW — SSE caracteristică zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali.

Unitățile alpine care iau parte la alcătuirea structurală a zonei cristalino-mezozoice se pot grupa în două sisteme care diferă prin natura pînzelor : sistemul pînzelor centrale (pînze de forfecare) și sistemul pînzelor transilvane (de alunecare) (M. Săndulescu, 1967, 1968). Din sistemul pînzelor centrale fac parte pînza bucovinică și pînza subbucovinică. Din sistemul pînzelor transilvane pe teritoriul reprezentat pe foaia Toplița se dezvoltă numai pînza de Hăghimaș.

Pînza bucovinică ocupă cea mai mare parte a zonei cristalino-mezozoice. La alcătuirea ei iau parte șisturi cristaline reprezentate de seria de Tulgheș, seria de Bistrița-Barnar și seria gnaiselor de Rarău și depozite mezozoice aparținînd seriei bucovinice. Pentru înțelegerea structurii acestei unități trebuie subliniat că cele două unități prealpine — Bistrița-Barnar și a gnaiselor de Rarău — sînt cuprinse în corpul pînzei bucovinice, forfecarea de vîrstă alpină care a generat pe aceasta din urmă producîndu-se la un nivel inferior, în raport cu primele două. Fruntea actuală a pînzei bucovinice coincide în cea mai mare

B. 14 326 / 218718
BIBLIOTECA

parte cu linia tectonică ce delimitează la est zona cristalino-mezozoică de zona flișului și care este cunoscută din literatură și sub denumirea de linie centrală (I. Băncilă, 1958). Spre deosebire însă de linia centrală care la sud de terminarea șisturilor cristaline din „creasta Dămucului" a fost figurată la vest de anticlinalul Lunca, fruntea pînzei bucovinice trece la est de acesta din urmă, care nu reprezintă altceva decît prelungirea, într-o poziție mai coborîtă, a crestei Dămucului (M. Săndulescu, Jana Săndulescu, 1965).

În structura de amănunt a pînzei bucovinice se distinge o cută anticlinală frontală reprezentată de „creasta Dămucului" — anticlinalul Lunca, flancată la interior de o zonă sinclinală cu o structură mai complexă, cunoscută pentru ansamblul zonei cristalino-mezozoice, sub numele de „sinclinalul marginal extern" (V. Uhlig, 1907). Acesta este divizat la rîndul lui în două segmente mai scufundate : sinclinalul Hăghimaș la sud și sinclinalul Rarău la nord (în afara foii Toplița), separate de o ridicare transversală al cărei apex se găsește în zona dintre valea Bistriței și Grințieș. În sinclinalul Hăghimaș sînt păstrate și resturile, ferite de eroziune, ale pînzei de Hăghimaș — care face parte din sistemul transilvan. Faliile ce dislocă depozitele sedimentare ale sinclinalului Hăghimaș sînt cel puțin de două vîrste : unele ante-barremiene și altele post-cenomaniene. Cele ante-barremiene sînt localizate pe flancul estic al sinclinalului — la contactul cu „creasta Dămucului" și au o vergență estică, cele post-cenomaniene afectează atît flancul estic dar mai ales sînt localizate pe flancul vestic al sinclinalului și au o vergență vestică. Întrucît acestea din urmă au o vîrstă mai nouă decît momentul paroxismal care a desăvîrșit tectonica de ansamblu a zonei cristalino-mezozoice și o vergență contrară șariajelor, ele pot fi considerate retroîncălecări.

La vest de sinclinalul Hăghimaș se dezvoltă o boltă largă al cărei ax se plasează la limita vestică a zonei cristalino-mezozoice. În partea de sud a foii Toplița el s-ar situa la vest de zona de aflorare a șisturilor cristaline mezozonale de la Lăzarea și Valea Strîmbă (d_3) iar în partea de nord ar coincide cu zona de aflorare a șisturilor cristaline mezozonale din bazinul văii Neagra (a_2). Această boltă largă constituie structura anticlinală majoră a zonei cristalino-mezozoice reprezentată pe foaia Toplița. Ea s-a format după punerea în loc a pînzelor din sistemul central, întrucît în sîmburele acestei structuri anticlinale apare fereastra din bazinul văii Neagra. Această structură coincide în parte cu structura sinmetamorfică ce se poate recunoaște în șisturile cristaline ale seriei de Tulgheș în cuprinsul cărora se poate presupune, din datele actuale, existența unei structuri sinclinorii a cărei zonă axială s-ar amplasa aproximativ în zona Tulgheș. Pe flancul vestic al acestui sinclinoriu apare seria de Bistrița-Barnar cu căderi estice conforme cu cele din formațiunile seriei epimetamorfice plasată deasupra.

Pînza subbucovinică este inferioară pînzei bucovinice fiind în cea mai mare parte acoperită de aceasta. Depozitele mezozoice aparținînd pînzei subbucovinice apar sub forma unor mici lambouri prinse între șisturile cristaline ale pînzei bucovinice și stratele de Sinaia ce aparțin pînzei de Ceahlău din zona flișului. Asemenea lambouri se cunosc la sud de Borca (b_4), la nord de Telec (c_4) și la gura Dămucului (d_4). Indicații asupra depozitelor din pînza subbucovinică prinse sub șisturile cristaline ale pînzei bucovinice sînt date de forajul de la Barnar în care sub șisturile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș se găsesc dolomite triasice (Elvira Bercia, Florentina Kräutner, 1968). O problemă mai complicată o constituie precizarea pînzei subbucovinice în bazinul Văii Neagra. Aici elementul structural cel mai profund este unitatea de Vatra Dornei — Iacobeni (M. Mureșan, 1968) alcătuită din seria mezozonală cu același nume și depozite mezozoice (triasice). Ea corespunde în parte cu unitatea mezometamorfică centrală separată de I. Bercia et al. (1967) și cu fereastra figurată de Marcela Dessila-Codarcea (1967 a, b). În această unitate poziția șistozității pare a indica existența unei cute anticlinale orientată NW — SE, și al cărei ax trece aproximativ pe la Șarul Dornei (I. Rădulescu et al., 1965). Deasupra ei este șariată seria epizonală de Tulgheș cu o structură monoclinală cu căderi relativ mici (20°—30°), așa cum se constată în Dealul Rusului, unde cuarțitele negre cu minereu de mangan înclină slab spre est. Aceste șisturi epizonale sînt considerate că alcătuesc o unitate tectonică independentă — pînza de Mestecăniș (M. Mureșan, 1968) care ar suporta aici pînza de Bistrița-Barnar (prealpină), iar mai la sud (b_2) pînza de Fundul Moldovei (M. Mureșan, 1968), care ar corespunde cu cel puțin o parte a pînzei bucovinice. În

acest stadiu al cunoștințelor se pot avansa două ipoteze: (1) pînza subbucovinică corespunde pînzei de Mestecăniș sau (2) este echivalentă cu unitatea de Vatra Dornei — Iacobeni.

Pînza de Hăghimaș (M. Săndulescu, 1967, 1968) are o poziție superioară pînzei bucovinice, fiind suportată tectonic de depozitele formațiunilor de Wildflysch. Ea este constituită numai din depozite sedimentare mezozoice aparținînd seriei transilvane de Hăghimaș, fiind de tipul pînzelor de alunecare. În legătură cu fenomenul de formare al pînzei de Hăghimaș, trebuiesc puse și klippele sedimentare înglobate în formațiunea de Wildflysch, a căror punere în loc este anterioară pînzei, dar care au aceeași constituție și au fost deplasate prin același mecanism. Poziția alohtonă a pînzei de Hăghimaș este subliniată de existența unor ferestre, semiferestre și a unor petece de acoperire, formate prin erodarea corpului pînzei. Punerea în loc a pînzei s-a făcut în Albianul superior, conglomeratele de Bîrnadu (vraconian-cenomaniene) repauzînd discordant pe contactul acesteia cu formațiunea de Wildflysch.

Întregul ansamblu structural al zonei cristalino-mezozoice este afectat de un sistem transversal de falii, în general verticale, care uneori sînt însoțite de fenomene de decroșare. Cel mai fragmentat sector pare a fi cel cuprins între Tulgheș și limita nordică a foii Toplița și care corespunde cu ridicarea transversală amintită mai sus.

Zona internă a flișului

Aceasta constituie cea mai mare parte a Carpaților Orientali și prezintă o structură în pînze de șariaj, încălecate succesiv de la vest spre est. Teritoriul reprezentat pe foaia Toplița cuprinde în cea mai mare parte zona internă a flișului și în mai mică măsură zona externă.

Pînza de Ceahlău. Aceasta este cea mai vestică unitate structurală din zona flișului Carpaților Orientali. La constituția sa iau parte stratele de Sinaia, stratele de Bistra, stratele de Babșa și stratele de Ceahlău. Stilul tectonic al acestei unități se caracterizează prin cute normale sau deversate spre E. Stratele de Sinaia care alcătuiesc o bună parte din această pînză sînt, datorită incompetenței lor, foarte intens cutate, prezentînd multe structuri cu valoare locală ce nu pot fi urmărite pe distanțe mari.

În cadrul acestei unități se individualizează cîteva elemente structurale mai importante : sinclinalul Hăcigosu, situat în partea de nord a foii, cu depozite grezoase și conglomerate de vîrstă albiană în umplutură; anticlinalul Sabasa, situat la est de precedentul la constituția căruia participă stratele de Bistra; sinclinalul Stînișoara-Bivolul situat în partea externă a unității, plutind peste unitatea flișului curbicortical; anticlinalul Zahorna-Popești, apare pe o distanță redusă între pîrîul Popești și valea Bistricioarei, fiind constituit din stratele de Bistra; sinclinalul Ceahlău bine reprezentat în masivul Ceahlău (1903 m) cu depozite grezoase și conglomerate de vîrstă albiană în umplutură. Dintre aceste cute o structură mai complicată are sinclinalul Ceahlău al cărui flanc vestic este complicat de falii inverse.

Linia „Lutu Roșu" este una dintre liniile de încălecare importante cunoscute în Carpații Orientali; ea mărginește spre est pînza de Ceahlău. Această linie a fost pusă în evidență de I. Băncilă (1958) și se poate urmări începînd din regiunea de curbură a Carpaților Orientali pînă în valea Moldovei, pe o lungime de aproape 300 km. În sectorul cuprins între valea Bicazului și valea Moldovei încălecarea cea mai mare în lungul liniei Lutu Roșu este vizibilă în muntele Stînișoara-Bivolul, unde atinge valori de aproximativ 8 km; în această zonă linia are și un contur festonat foarte semnificativ (Gr. Alexandrescu, 1967). Contactul dintre pînza de Ceahlău și pînza „flișului curbicortical" situată în est, se face prin intermediul stratelor de Bistra din partea frontală a pînzei de Ceahlău, care vin în contact tectonic în lungul liniei Lutu Roșu cu diferite orizonturi ale flișului curbicortical (Gr. Alexandrescu, 1967).

Pînza flișului curbicortical. În constituția ei iau parte depozite cretacic-inferioare și superioare, care sînt intens cutate și deversate spre est peste unitatea de Audia. Depozitele cretacic-superioare apar în mici sinclinale zdrobite între gresiile și conglomeratele albiene. Stilul tectonic general al unității este caracterizat de cute-solzi cu deversări spre est, cute normale sau cute deversate. Datorită cutării intense, structurile din această unitate nu se pot urmări pe distanțe mari. Contactul spre est al acestei unități cu unitatea de Audia se face la nivelul

orizontului şistos cu gresii curbicorticale şi respectiv al stratelor de Audia. Acest contact a fost trasat pentru prima dată între valea Bistriţei şi valea Moldovei de G. Cernea (1952).

Pînza şisturilor negre. Această unitate se situează între pînza flişului curbicortical (la vest) şi pînza de Tarcău (la est). Ea se dezvoltă sub forma unei fîşii orientată aproximativ nord — sud, mai lată în partea de nord a foii (cca 10 km) şi care se îngustează treptat spre sud, ajungînd în valea Largului la cca 200 m lăţime. La alcătuirea acesteia iau parte stratele de Audia, şi într-o măsură mai mică, argilite roşii şi verzi cu tufite şi gresia de Tomnatec (= gresia de Prisaca).

Stilul tectonic al pînzei şisturilor negre este caracterizat de frecvenţa mare a cutelor-solzi, ceea ce a îndreptăţit pe M. G. Filipescu (1955) s-o denumească „zona de solzi". Spre est unitatea şisturilor negre încalecă peste formaţiuni de vîrste diferite ale pînzei de Tarcău; în valea Suha Mare contactul are loc între stratele de Audia şi orizontul şistos al Oligocenului, în facies de Krosno-Fusaru (Gr. Alexandrescu, 1964), iar de aici spre sud contactul se face cu stratele cu Inocerami (= stratele de Hangu). Mai spre sud, în bazinul Bicazului, contactul are loc între seria şisturilor negre (strate de Audia) şi zona gresiei de Tarcău, cu depozite eocene şi oligocene.

Pînza de Tarcău. În cuprinsul foii Topliţa, pînza de Tarcău este reprezentată pe o suprafaţă foarte redusă, în colţul de nord-est. La constituţia sa iau parte şisturile negre (= stratele de Audia) şi stratele cu Inocerami (= stratele de Hangu). Şisturile negre care formează de altfel subasmentul întregului fliş extern, apar diapir de sub stratele cu Inocerami în cîteva butoniere (I. Băncilă, 1958; Gr. Alexandrescu, 1964). Cele mai importante dintre acestea sînt butonierele din valea Suha Mare şi valea Langului.

În legătură cu şisturile negre din valea Suha Mare trebuie remarcat faptul că unii autori (I. Băncilă, V. Agheorghiesei, 1964) le consideră ca aparţinînd pînzei şisturilor negre în cadrul cărora formează o structură independentă (Iamboul Măguricea — I. Băncilă, 1958); alţi autori (Gr. Alexandrescu, 1964) ataşază şisturile negre din „Iamboul Măguricea", pînzei de Tarcău.

Punerea în loc a unităţilor flişului a avut loc probabil în faza stiriacă, fiind cunoscut faptul că şisturile negre încalecă la Găineşti şi Suha Mare peste depozitele oligocene.

Zona transcarpatică

Această unitate majoră este alcătuită din depozite sedimentare cretacic-superioare şi paleogene ce acoperă o parte scufundată a zonei cristalino-mezozoice. Structura ei tectonică este destul de simplă, deformarea depozitelor ce o alcătuiesc nedepăşind stadiul cutelor faliate. Direcţiile cutelor sînt NW — SE iar acestea sînt eşalonate în trepte, cea mai ridicată fiind în apropierea limitei estice a zonei transcarpatice. Vergenţa cutelor şi faliilor inverse este vestică, asemănîndu-se din acest punct de vedere cu retroîncălecările din sinclinalul Hăghimaş. Spre sud zona transcarpatică este acoperită de produsele piroclastice şi efuzive ale zonei vulcanice, sub care se continuă cel puţin pînă la nord de Stînceni (b_1-c_1) unde de sub vulcanitele neogene şi cuaternare aflorează depozite chattian-burdigaliene. Spre sud aceste depozite sînt delimitate de o falie transversală (E — W) — falia Zebrac — cu compartimentul sudic coborît, în lungul căreia s-au localizat centrele de erupţie Preluca şi Tăuleţ (S. Peltz, 1966).

Depresiunea Transilvaniei

Depresiunea Transilvaniei este o depresiune intermuntoasă formată la începutul Tortonianului (I. Dumitrescu et al., 1962) şi în care subsidenţa a continuat pînă la sfîrşitul Neogenului. Ea acoperă elemente structurale foarte variate, marginea sa de est repauzînd atît peste zona transcarpatică precum şi peste zona cristalino-mezozoică. Pe teritoriul reprezentat pe foaia Topliţa, depresiunea Transilvaniei este aproape complet acoperită de vulcanitele tinere ale zonei vulcanice Călimani-Gurghiu-Harghita. Depozitele care iau parte la alcătuirea ei aflorează numai pe suprafeţe mici în împrejurimile localităţilor Stînceni (c_1) şi Ibăneştii de Pădure (d_1) şi aparţin marginii sale estice.

Ţinînd seama că în împrejurimile localităţii Stînceni depozitele aparţinînd depresiunii au înclinări spre vest iar la marginea occidentală a zonei vulcanice ele au înclinări contrare, estice, se poate presupune că sub masa vulcanitelor se desenează

un sinclinal lang orientat N — S al cărui ax s-ar plasa în zona localității Lunca Bradului (c_1) (S. Peltz, 1965).

Zona vulcanică

Activitatea vulcanică de la interiorul Carpaților orientali a rezultat în urma creării unor importante fracturi de adîncime în zona de racordare a zonei cristalino-mezozoice cu depresiunea Transilvaniei. Ele au constituit căile de acces ale magmelor în stadiul final — substadiul valah — al evoluției geosinclinalului carpatic.

Dispoziția structurilor vulcanice marchează direcția generală NW — SE a liniilor eruptive care au fost active în timpul Pannonianului și Pleistocenului.

În ansamblu, în partea de N a lanțului eruptiv Călimani-Gurghiu-Harghita se conturează o zonă de minimă rezistență alcătuită din fracturi sau sisteme de fracturi cu direcția NW — SE și subordonat cu alte direcții. Dintre acestea pe teritoriul hărții Toplița se pot urmări liniile eruptive: (1) caldera Călimani — caldera Fîncel-Lăpușna cu direcție N — S, care se continuă spre sud—sud-est în craterul Seaca-Tătarca; (2) Drăgușul-Bîtca-Bîrlog cu direcția NNW — SSE; (3) Leul-Onășel-Băiești (S. Peltz, 1966) și Seleșel-Gioriță-Fîncel-Lăpușna cu direcție NW — SE (D. Rădulescu et al., 1964).

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr. (1964) Observații geologice în flișul cretacic din reg. Găinești-Stulpicani (Carpații Orientali). *D.S. Com. Geol.*, XLIX (1961—1962). București.

Alexandrescu Gr. (1966) Asupra depozitelor cretacice din bazinul văii Bistriței, între valea Largului și valea Sabasei (Carpații Orieutali). *D.S. Com. Geol.*, LII/2 (1964—1965). București.

Alexandrescu Gr. (1967) Stratigraphie des terrains crétacés des nappes du Flysch des Carpates Orientales (Secteur Moldave). *Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIII-e Congr.*, Beograd.

Alexandrescu Gr., Bratu Elena (1964) Considerații asupra vîrstei marnelor roșii de la Ostra (Carpații Orientali). *D.S. Com. Geol.* L/1 (1962—1963). București.

Alexandrescu Gr., Șoigan P. (1963) Observații geologice în bazinul văii Largului (Valea Bistriței, Carpații Orientali). *Comunic. Acad. R.P.R.* XIII/8. București.

Arion M., Rișa E., Nedelcu V. (1963) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în Munții Tulgheș. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Atanasiu I. (1924) Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic de la Borsec. *Inst. Geol. Rom. St. teh. și econ.* III, fasc. 3. București.

Atanasiu I. (1929) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII. București.

Atanasiu I., Lobonțiu E. (1926) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IX. București.

Atanasiu I., Răileanu Gr. (1950) Contribuțiuni la cunoașterea Liasicului din Munții Hăghimaș. *Bul. Acad. R.P.R., Secț. Biol. Agron. Geol. Geogr.*, II, 5. București.

Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din M. Bîrgăului. *D.S. Com. Geol.* XL. (1952—1953). București.

Atanasiu S. (1899) Geologische Beobachtungen in den nordmoldavischen Ostkarpathen. *Verh. d.k.k. geol. Reichsanstalt*, Wien.

Atanasiu S. (1905) Über die Stratigraphie der Stînișoara-Berge in der Nord-Moldau. *Bul. Soc. Sc.* București.

Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les monts Hăghimaş-Ciuc (Carpates Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI. Bucureşti.

Băncilă I. (1952) Scurtă prezentare asupra hărţii geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului întocmită de I. Atanasiu. *An. Com. Geol.*, XXIV. Bucureşti.

Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. Ştiinţifică Bucureşti.

Băncilă I., Agheorghesei V. (1964) Observaţii noi asupra flişului dintre valea Suha Mare — Valea Moldovei (regiunea Suceava). *An. Com. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

Băncilă I., Papiu C. V. (1962 a) Asupra silicolitelor cretacic inferioare din cuveta marginală a Carpaţilor Orientali. *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). Bucureşti.

Băncilă I., Papiu C. V. (1962 b) Asupra, litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnu — valea Ţiganilor (reg. Bicaz). I. Complexul inferior. *D.S. Com. Geol.* XLV (1957—1958). Bucureşti.

Bercia Elvira, Kräutner Florentina Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia şi poziţia în pînză a cristalinului epimetamorfic din munţii Bistriţei. *D.S. Com. Stat. Geol*, LIV/2 (1966—1967). (sub tipar).

Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. (1967) Les unités téctoniques, la structure et la stratigraphie des formations métamorphiques de la zone cristalino-mésozoïque de monts Bistriţa (Carpates Orientales). *D.S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1 (1965—1966). Bucureşti.

Brestoiu Camelia, Teodoru I., Gheruci O. (1960) Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în partea centrală a munţilor Călimani. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Bulgaru Gh., Radu A., Baltreş A. (1966) Prospecţiuni geologice pentru hidrocarburi în partea de N a bazinului Transilvaniei. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Buţureanu V. C. (1901) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava. *Ann. Scient. Univ. Jassy*, I/3. Iaşi.

Cernea G. (1952) Zona internă a flişului dintre valea Moldovci şi valea Bistriţei. *An. Com.Geol.*, XXIV. Bucureşti.

Ciornei P., Bodin Tamara, Vasilescu L., Codarcea Fl. (1967) Raport asupra regiunii izvoarelor Oltului — Mureşului. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Ciornei P., Vasilescu L., Ionescu C., Vasilescu Olimpia (1958) Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorghieni — Mihăileni. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Ciser C. (1966) Raport geologic de sinteză asupra ridicărilor geologice efectuate în zona Tulgheş în perioada 1963—1966. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Codarcea Al., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. Acad. R.P.R., Sect. Geol. Geogr.*, II, 3—4. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1967 a) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria Geol.*, 12, 1, Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela (1967 b) Le division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates roumains. *Acad. R.S.R. Rev. Roum. Géol. Géogr., Géophys. Série Géol.*, 1. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. (1964) Cercetări structurale şi stratigrafice în cristalinul Bistriţei (regiunea Bărnărel-Holdiţa). *D. S. Com. Geol.*, L/2 (1962—1963). Bucureşti.

Cosma S. (1965) Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe în regiunea Valea Dorna — Vîrful Struniorul (munţii Călimani). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Cosma S., Peltz S. (1956) Cercetări geologice în regiunea Păltiniş — Drăgoiasa. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei munţilor Călimani de N şi Bîrgău de S. *D. S. Com. Geol.* L/II (1962—1963). Bucureşti.

Costa-Foru Al., Costea H., Roman C. (1967) Studiul unor proprietăţi magnetice ale rocilor din cîteva zăcăminte de sulfuri complexe din Carpaţii Orientali şi Dobrogea. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geofiz., seria Geofiz.* V/2. Bucureşti.

Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali. *Rev. Univ. Bucureşti şi a Politehnicii din Bucureşti*, 6—7. Bucureşti.

Filipescu M. G., Alexandrescu Gr. (1962) Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspaţi roşii în Cretacicul Carpaţilor Orientali. *Acad. R.P.R. Stud.cercet. geologice*, VII/2. Bucureşti.

Grasu C., Turculeţ I. (1965) Asupra vîrstei recifului de la Gura Dămucului. *Soc. Şt. Nat. Geogr. R.S.R. Comunicări Geol.*, III. Bucureşti.

Ianovici V. (1934 a) Sur les roches andesitiques de Ditrău. *Ann. Scient. de l'univ. de Jassy*, XX. Iaşi.

Ianovici V. (1934 b) Étude sur le massif syénitique de Ditrău région de Jolotca, district de Ciuc (Transylvania). *Rev. Geol. Min. Univ. Cluj*, IV/2. Cluj.

Ianovici V. (1938) Considération sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău en relation avec la tectonique de la région. *C.R. Acad. Sc. Roum.* II/6. Bucureşti.

Ianovici V., Ionescu C. (1966) Studiul stratigrafic şi petrografic al regiunii Dămuc. *Acad. R.S.R., Stud. şi Cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geol.* XI/2. Bucureşti.

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. Bucureşti.

Ionescu Jana, Tiepac I., Udrescu Constanța (1966) Determinarea vîrstei absolute prin metoda Pb-α. *Com. Geol. St. tehn. econ., seria B,* 44. București.

Ionescu C., Gheruci O., Micu C., Popa Gh., Puiu Maria, Puiu V., Arion M., Teucă I., Nedelcu V., Costache P. (1962) Raport geologic privind lucrările de prospecțiuni pentru minereuri neferoase și auro-argentifere în reg. Tulgheș — Corbu. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Joja T. (1952) Cercetări geologice între valea Rîșcei și valea Agapiei. *An. Com. Geol.* XXIV. București.

Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol. geofiz., geogr. seria Geol.,* X/1. București.

Kräutner Th. (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna. *An. Inst. Geol. Rom.,* XIX. București.

Liteanu E., Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *Com. Stat Geol. Stud. tehn. și econ., seria H,* 1. București.

Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Baz. Baraolt) *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VIII/4. București.

Lupu Denisa, Lupu M. (1968) Studiul biostratigrafic al depozitelor de Gosau din Carpații Orientali. Arh. Com. Stat. Geol., București.

Macovei G., (1958) Curs de geologie stratigrafică. Ed. II-a, București.

Macovei G., Atanasiu I. (1926) Structura geologică a văii Bistrița între Pîngărați și Bistricioara. *D.S. Inst. Geol. Rom.,* VIII (1919—1920). București.

Manea Al., Puiu V. (1959) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe din Cristalinul de la W de Broșteni. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Marinescu Elena, Marinescu E. (1960) Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Tulgheș. Arh. Com. Stat. Geol., București.

Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R., Stud. și cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.,* 1. București.

Mureșan M. (1968) Metamorfic formations. In „Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)". (by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan). Intern. Geol. Congr., Sess. XXIII, Prague 1968, *Guide to Excursion 46 AC România.* București.

Mutihac V. (1959) Observații geologice și paleontologice la Glodu (Moldova). *Stud. și cerc. de geol.* IV/2. București.

Nichita O. (1937) Études pétrographiques et chimiques de la région de Valea Neagra et Haita du massif des Monts Călimani. Dép. Cîmpulung. *An. Sc. de l'Univ. de Jassy,* XXI. Iași.

Nichita O. (1948) Petrografia părții de N și W a masivului Călimani și mineralizațiile din regiunea Colibița. Arh. Com. Stat Geol. București.

Niță P.-Pion, Istocescu D. (1965) Considerații geologice asupra bazinului sedimentar Borsec și Bilbor cu privire specială la cărbuni. *D.S. Com. Stat Geol.,* LI/1 (1963—1964). București.

Patrulius D. (1960) La converture mésozoique des massifs cristallins des Carpathes Orientales. *Ann. Inst. Géol. Publ. Ung.* 49, 1. București.

Patrulius D., Contescu L., Butac A. (1962) Observații asupra flișului cretacic din valea superioară a Trotușului și împrejurimile orașului Miercurea-Ciuc (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria Geol.* VII, 3—4. București.

Patrulius D., Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le flysch tithonique — néocomien des Carpates roumaines. *Assoc. Carp. Balk. Geol. VII Congr. Sofia 1965.* Repports. part. II, 1. Sofia.

Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Structura pînzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat Geol.,* XXXVI. București.

Peltz Margareta (1962) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Călimani de SE. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Peltz S. (1962) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Călimani de S. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Peltz S. (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva — Stînceni — Călimănel (Extremitatea sudică a munților Călimani). *D.S. Com. Stat. Geol.* LI/1 (1963—1964). București.

Peltz S. Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. — Teză de doctorat, *St. tehn. econ. seria I,* 4. sub tipar.

Peltz S., Peltz Margareta (1963) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în sudul munților Călimani. Arh. Com. Stat Geol. București.

Pitulea G., (1965) Studiul stratigrafic și structural al Cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea — Ostra. *D.S. Com. Stat Geol.,* LI/1. 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., géogr. géophys., série Géol.,* 11, 2. București.

Puiu V., Puiu Maria (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase și auro-argentifere în Carp. Orientali. Borsec — Gheorghieni (sectorul Bilbor). Arh. Com. Stat. Geol., București.

Puiu V., Puiu Maria (1966) Raport asupra prospecțiunilor geologice din regiunea Bilbor — Drăgoiasa. Arh. Com. Stat Geol. București.

Puiu V., Puiu Maria, Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1965) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în zona Bilbor. Arh. Com. Stat Geol. București.

Pop E. (1936) Flora pliocenă de la Borsec. Edit. Univ. Cluj.

Popovici-Hatzeg V. (1898) Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaïa (Thèse). Paris.

Preda D. M. (1937—1939) Pînza conglomeratelor de Zăganu și Ceahlău (pînza moldavă). *Bull. Soc. Rom. Geol.* IV (1937—1939). București.

Preda I., Pelin M. (1962) Asupra Cretacicului inferior din Cheile Bicazului. *Anal. Univ. Bucureşti Seria Şt. Nat. Geol. Geogr.*, 11. Bucureşti.

Preda I., Pelin M. (1963) Contribuţii la cunoaşterea geologiei împrejurimilor Lacului Roşu (Carpaţii Orientali). *Comunic. de geol. Soc. Şt. Nat., Geogr., R.P.R.* 2. Bucureşti.

Preda I., Pelin M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei Cheilor Bicazului. *Anal. Univ. Buc. Ser. Şt. Nat. Geol., Geogr.*, XIII/1. Bucureşti.

Rădulescu D. (1962) Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani — Gurghiu — Harghita. *Stud. şi cerc. de geol., geofiz., geogr., seria geol.*, VII/2. Bucureşti.

Rădulescu D. (1963) Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Comunic. ştiinţ. Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. V*, II. Bucureşti.

Rădulescu D., Cioflica Gr. (1955, 1956) Rapoarte privind lucrările geologice executate în bazinul superior al văii Borca-reg. Bacău. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Rădulescu I., Dumitrescu G. (1959) Cercetări geologice în regiunea Bicaz — Ceahlău — Hăghimaş. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Rădulescu D., Vasilescu Al. Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Stat. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Puiu Maria, Puiu V. (1965) Harta geologică structurală a zonei cristaline dintre valea Barnarului şi Pasul Prislop (munţii Bistriţei) — Carpaţii Orientali. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Puiu V., Puiu Maria (1966) Raport geologic preliminar. Lucrări şi cercetări speciale de sinteză în Carpaţii Orientali. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Rişa E. (1964) Raport asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în zona şisturilor cristaline din Carpaţii Orientali (Borsec, Gheorghieni — sectorul Tulgheş — Hogota). Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Rişa E. (1966) Prospecţiuni pentru minereuri neferoase în reg. Dîrmoxa. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Rişa E., Popescu Viorica, Brana V. (1965) Raport asupra prospecţiunilor geologice pentru minereuri neferoase în regiunea Tulgheş — Bicaz. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Savu H. (1955) Raport geologic asupra regiunii Roşu — Şarul Dornei. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Savul M. (1924) Les gisements de minerais de manganèse du bassin de Neagra Şarului (I esquisse). *Ann. Scient. Univ. Jassy*, XII, f. 3—4. Iaşi.

Savul M. (1927) Şisturile cristaline şi zăcămintele de mangan din regiunea Şarul Dornei (districtul Cîmpulung). *An. Inst. Geol. Rom.*, XII. Bucureşti.

Savul M. (1938a) La bordure orientale des monts Călimani. *An. I.G.R.*, XIX. Bucureşti.

Savul M. (1938 b) Le cristallin de Bistriţa. La région Dorna — Broşteni. *Ann. Scient. Univ. Jassy*, XXIV/1. Iaşi.

Savul M., Ianovici V. (1957) Chimisme et origine des roches à manganèse du cristallin de la Bistriţa. *Acad. R.P.R. Bul. ştiinţ. Secţ. Geol. Geogr.* II/1. Bucureşti.

Savul M., Kräutner Th. (1936) Die Basaltandesite von Topliţa und Sărmaş. *C.R. Acad. Sc. Roum.*, 1, 3. Bucureşti.

Savul M., Mastacan Gh. (1952) Contribution à la connaissance des gneiss porphyroïdes des Carpathes Orientales. Acad. R.P.R. *Bul. Ştiinţ. secţia biol., agron., geol. geogr.*, IV/2. Bucureşti.

Săndulescu Jana (1967) Contribuţii micropaleontologice la cunoaşterea Cretacicului din Sinclinalul Hăghimaş. *D. S. Com. Stat Geol.*, LIV/3 (sub tipar).

Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaş une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. Balk., VIII Congr.* Belgrad.

Săndulescu M. (1968) Probleme tectonice alc sinclinalului Hăghimaş. *D.S. Com. Stat. Geol.*, LIII/3. Bucureşti.

Săndulescu M. (sub tipar) Structura geologică a părţii centrale a Sinclinalului Hăghimaş. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV/3. Bucureşti.

Săndulescu M., Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp. Balk. VII, Congr.* Sofia.

Semaka Al. (1954) Geologia regiunii Dorna — Cîndreni — Coşna. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). Bucureşti.

Semaka Al. (1955) Geologia regiunii Grădiniţa — Lunca Ilvei (sedimentarul munţilor Bîrgău). *D.S. Com. Geol* XXXIX (1951—1952). Bucureşti.

Streckeisen A. (1931) Über des Nephelinsyenitmassiv von Ditró. *Neues Jahrb. f. Min.*, Bd. 64, Abt. A.

Streckeisen A. (1954) Das Nephelinsyenit — Massiv von Ditró (Siebenbürgen). II, Teil. Bd. 34, 2, Zürich.

Szádeczky I. (1930) Munţii vulcanici Harghita — Călimani *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVI (1927—1928). Bucureşti.

Ştefan R., Cosma S., Vasilescu L. (1955) Raport în regiunea Păltiniş, Şarul Dornei, Argestru. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Ştefan R., Costache P., Ştefan A., Ionescu Doina (1961) Raport geologic de prospecţiuni privind regiunea Corbu — Sîngeroasa la S de Valea Bistricioara. Arh. Com. Stat. Geol. Bucureşti.

Tănăsescu F., Costoiu C. (1959) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Broşteni. Arh. Com. Stat Geol. Bucureşti.

Teisseyre W. (1907) Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. *Guide des excursions du III-ème Congrès Intern. du Pétrole.* Bucureşti.

Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri auro-argentifere în sectorul Colibița — Dornișoara. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Teodoru I., Teodoru Camelia (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Călimani de N între Poiana Stampei — Dornișoara — vîrful Lucaciului — vîrful Măgura. Arh. Com. Stat. Geol. București.

Teodoru I., Teodoru Camelia (1966) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munților Călimani. *D. S. Com. Stat. Geol.* LII/1. București.

Treiber I. (1962) Contribuții la studiul petrografic al rocilor eruptive din munții Gurghiului de nord. *Stud. și Cerc. de geol., geofiz., geogr., seria Geol.*, VII/1. București.

Treiber I. (1954) Studiul petrografic al formațiunii subvulcanice din regiunea Zebracului. *Stud. cerc. geol., geogr.*, An. V, nr. 1—2. Cluj.

Török Z. (1956) Problemele teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. și cerc. geol.-geogr.*, An VII, nr. 1—4. Cluj.

Uhlig V. (1903) Bau und Vild der Karpathen. Wien.

Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber d.k. Akad. d. Wissensch math. naturw. Bd.* CXVI, Abt. I. Wien.

Vîjdea 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.

Voiteşti I. P. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. — Miner. Univ. Cluj*, III/1. Cluj.

Voiteşti I. P. (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions Carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, V. București.

Zlatarova-Țop Lozana, Mureşan M. (1967) Ivirile de minereuri manganifere metamorfozate din bazinul văii Borca. (munții Bistriței). Manuscris.

Zotta Victoria (1964) Observațiuni referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de vest a munților Gurghiu. *D.S. Com. Geol.*, L/1 (1962—1963). București.

Notițe