

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

4

**HARTA
GEOLOGICĂ
1:200.000**

VIȘEU



COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

INSTITUTUL DE INGINERIE TEHNICĂ

F. 10. 1. 1. A. 1.

Nr. cărții B. 14378

Nr. de inventar 240677

Clasif. zecimal

1984

3

B. 6/1021



HARTA GEOLOGICĂ
A
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
1:200.000

REPUBLICA SOCIALISTĂ
ROMÂNIA

REDACTIA HARTII VIŞEU

Redactori coordonatori :

U. Ianovici
D. Rădulescu
D. Patrulius

Redactori :

D. Patrulius
G. Bombiță
H. G. Kräutner
Florentina Kräutner

HARTA GEOLOGICĂ

Scara 1:200.000

N — 35 — XXXI

4. VIŞEU

Notă explicativă

de : *M. Bleahu*

G. Bombiță

H. G. Kräutner

C U P R I N S U L

	<u>Pag.</u>
Introducere	7
Istoricul cercetărilor	7
Caracterizare morfologică	11
Caracterizare geologică generală	12
Stratigrafie, petrografie, magmatism	13
 I. Zona cristalino-mezozoică	 13
A) Cristalinul Rodnei și al Maramureșului	14
Ante-Proterozoic superior	14
Seria de Bretila	14
Proterozoic superior — Paleozoic inferior (<u>Pts-Pz</u>)	17
Seria de Tulgheș	17
Paleozoic	19
Seria de Repede (Pz)	19
B) Cristalinul pânzei de Rodna	21
Ante-Proterozoic superior	21
Seria de Rebra	21
C) Cuvertura sedimentară	23
Paleozoic	23
Permian (P)	23
Mezozoic	24
Seisian (ws)	24
Campilian — Triasic mediu (wc+T ₂)	24
Jurasic mediu? (J ₂ ?)	25
Callovian — Oxfordian (cl+ox)	25
Vraconian — Cenomanian (vr+cm)	25
Cenomanian — Turonian (cm+tu)	26
Cenomanian — Senonian (cm-sn)	26
 II. Zona flișului	 27
Mezozoic	27
Triasic inferior și mediu (ws și wc+T ₂)	27
Jurasic mediu? (J ₂ ?)	27

Redactori: MARGARETA PELTZ și FELICIA ISTOCESCU
Traducător: MARIANA SAULEA

*Dat la cules: apr. 1968 Bun de tipar: iunie 1968. Tiraj: 2.000 ex.
Hîrtie cartografică tip III 50 g/m². Format 69×100. Coli tipar 7
Com. 198. Pentru biblioteci indicele de clasificare 55(058).*

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informația”
str. Brezolanu nr. 23—25. București—România

	<u>pag.</u>
Jurassic superior-Neocomian (J_3+ne)	28
Magmatite mezozoice	28
Neocomian (ne)	29
Barremian — Aptian (br+ap)	29
Aptian — Albian (ap+al)	29
III. Zona transcarpatică și depresiunea Transilvaniei	30
Mezozoic	30
Jurassic superior — Neocomian (J_3+ne)	30
Turonian — Senonian (tu+sn)	30
Neozoic	31
Paleocen — Eocen (Pg_1+Pg_2)	31
Lutetian — Priabonian (lt+pr)	31
Latterfian — Rupelian (lf+rp)	32
Chattian — Burdigalian (ch-bd)	34
Helvetian (he)	35
Tortonian (to)	35
Sarmațian (vh+bs ₁)	36
Pannonian (pn)	36
Pleistocen (qp ₃ ³)	37
Holocen (qh ₁ și qh ₂)	37
Magmatite neogene	37
Elemente structurale	41
Tectonica zonei cristalino-mezozoice	41
Tectonica zonei flișului	44
Tectonica zonei transcarpatice	45
Indicații bibliografice	48

INTRODUCERE

Teritoriul figurat pe foaia Vișeu a hărții geologice R.S.R. scara 1:200.000 este situat în partea de nord a teritoriului României, cuprins între meridianele 24 și 25 longitudine estică și paralelele 47,20 și 48 latitudine nordică.

Cea mai mare parte a acestui teritoriu, cuprinzând bazinele superioare ale râurilor Vișeu și Iza, aparține zonei flișului, zonei cristalino-mezozoice și zonei transcarpatice a Carpaților Orientali; partea de sud-vest, străbătută de cursurile superioare ale Someșului Mare, Sălăuței și Lăpușului, aparține depresiunii Transilvaniei.

Istoricul cercetărilor

Observațiile geologice în această regiune au fost făcute încă din secolul trecut.

Primele informații asupra șisturilor cristaline se referă la munții Rodnei și se datoresc lui P. Partsch (1826), F. Richthofen (1860) și F. Posepny (1865). Date suplimentare au fost aduse ulterior de G. Primics (1885), H. Zapalowicz (1886) și P. Rozlozsnik (1907). H. Zapalowicz (1886) publică primele informații geologice asupra cristalinului din Maramureș. Unele date petrografice noi și contacte tectonice anormale au fost semnalate în cadrul formațiunilor cristaline de M. Reinhard, I. Atanasiu (1927) iar petecul de acoperire din Ineu, de către I. Popescu-Voitești (1929). Ulterior Th. Kräutner (1924, 1925, 1927, 1935, 1938) a descris principalele tipuri de roci metamorfice din Maramureș și Rodna, a contribuit la elucidarea tectonicii cristalinului, fundamentând structura în pînză a mun-

ților Rodnei și a prezentat prima hartă geologică de ansamblu a acestui masiv. Mai târziu Șt. Ghika-Budești (1955) contestă cauzele tectonice ale raporturilor anormale dintre epizonă și mezozonă, căutând să le explice pe baza naturii chimice inițial diferită, a rocilor supuse metamorfismului regional.

Începând din 1950, cristalinel Maramureșului și din 1960 cel al Rodnei, au constituit obiectul unor cercetări și cartări detaliate: P. Ciornei (1949—1966), I. Focșa, N. Bîră (1959), P. Ciornei, N. Bîră (1960) cercetează bazinul Vaserului; R. Dimitrescu (1950, 1954), H. Savu, Al. Vasilescu (1954) regiunea Baia Borșa și bazinul văii Tișla; V. Ianovici, C. Ionescu (1966) bazinul superior al Țibăului; I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, Felicia Barbu, D. Constantinof (1960) zona Șesuri. Partea de nord a zonei cristalino-mezozoice din Maramureș a fost cercetată de M. Bleahu (1952—1955, 1962), M. Borcoș, G. Pitulea, Elena Borcoș, Ioana Popp, Cristina Ioanidu, I. Teodoru, Camelia Brestoiu, R. Jude (1958, 1959) și de Gh. Neacșu (1962). În masivul Rodnei versantul nordic a fost studiat de I. Focșa, V. Ignat, V. Bologa (1960, 1961), zona vestică de I. Focșa, Felicia Focșa, V. Ignat, Domnița Ignat (1962, 1964, 1965) iar partea centrală și estică de I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, I. Teucă, Domnița Tofan, V. Ignat (1961—1965).

Aceste cercetări detaliate au întregit cunoașterea petrografică a rocilor metamorfice și au lărgit baza pentru orizontarea stratigrafică a formațiunilor cristaline. Cercetătorii munților Rodnei, contestă structura în pînză a masivului. Elementul nou pe care îl aduc constă în decelarea unei discontinuități stratigrafice și de metamorfism în cadrul formațiunilor cristaline. Raporturi anormale dintre unele serii cristaline din Maramureș și posibilitatea continuării spre nord a șarijelor din Rodna, au fost semnalate de M. Bleahu (1952—1955). Recent Marcela Dessila Codarcea (1967) H. G. Kräutner (1968) și G. Pitulea (1967) reafirmă existența pînzelor în cadrul cristalinelui Rodnei. H. G. Kräutner (1968) pune în evidență prezența Paleozoicului metamorfozat în munții Rodnei și în bazinul Vaserului.

Rocile sedimentare de pe versantul transilvan al munților Lăpușului, au făcut la început obiectul cercetărilor lui F. Pospelny (1862), Fr. Hauer și G. Stache (1863), K. Hofmann (1879—1887) și A. Koch (1894—1900). Cercetările ulterioare au abordat aspecte generale ale geologiei Transilvaniei de nord-vest sau au condus la descoperirea și studiul klipelor în facies pienin de la Poiana Botizii (S. Anton, 1943).

Între anii 1930—1940 Th. Kräutner a făcut observații stratigrafice și asupra rocilor sedimentare limitrofe masivului cristalinel al Rodnei. În intervalul 1941—1944 au executat lucrări geologice în sectorul munților Lăpușului, S. Jasko, B. Böhm-Bem, Kalman Méhes etc.

Studii recente, de detaliu, asupra depozitelor sedimentare din regiunea Lăpuș—Țibleș—Bîrgău, au fost realizate de I. Pătruț (1952 a), R. Dimitrescu și M. Bleahu (1955), primii autori care semnalează în acest sector o structură în solzi cu vergență sudică, I. Dumitrescu (1957), I. Drăghindă (1953), L. Atanasiu și Al. Semaka (1955), V. Aghiorghesei (1953). Ultimele cartări în regiune au fost făcute de G. Bombiță (1960, 1966), M. Gheorghian (1962), G. Bulgaru, D. Socoleanu și A. Radu (1964, 1965).

În depresiunea Maramureșului, studiul lui H. Zapalovicz (1886) a deschis seria cercetărilor asupra stratigrafiei Cretacicului și Eocenului din această regiune.

Cîteva geologi au descris între 1940—1945, sedimentele terțiare ale Maramureșului central și de sud (F. Pavay-Vajna, 1943; Z. Schréter, 1943) și de nord-vest (F. Szentes, 1948) și au realizat lucrări de sinteză asupra tectonicii acestui teritoriu.

După anul 1950 au fost întreprinse ridicări geologice detaliate în întregul teritoriu al Maramureșului (L. Atanasiu, 1956; M. Bleahu, 1955, 1962; I. Motaș, 1956; V. Mutihac, 1955, 1956; S. Năstăseanu, 1956; D. Patrulius, 1954, 1956; D. Patrulius, R. Dimitrescu și M. Bleahu, 1955; D. Patrulius, I. Motaș și M. Bleahu, 1960; D. Patrulius, Gr. Popescu, 1960; I. Pătruț, 1952; J. Gherman, E. German, 1954; L. Ionesi, 1959; G. Iliescu și D. Georgescu, 1964, 1965).

În această perioadă au fost executate studii privind stratigrafia și structura unor sectoare din bazinele Borșa și Ruscova, ca și din teritoriul lanțului est-carpatic, despre care nu existau alte informații decât cele consemnate în lucrarea lui H. Zapalowicz. O nouă imagine cartografică a celor două bazine este obținută prin separarea sistematică a terenurilor Eocenului și Oligocenului întreprinsă de D. Patrulius, M. Bleahu și R. Dimitrescu (1960).

Un progres substanțial este realizat în cunoașterea teritoriului est-carpatic prin cercetările întreprinse de M. Bleahu asupra cuventurii mezozoice a masivului cristalin și a formațiunilor de fliș situate la exteriorul acestui masiv. Pentru prima oară în acest sector carpatic sînt identificate mai multe unități structurale ce se disting prin compoziția terenurilor lor de fliș și care prezintă raporturi de încălecare. Totodată M. Bleahu demonstrează că zona cristalino-mezozoică este șariată peste zona flișului (1951—1955, 1962).

Informațiile cele mai vechi asupra rocilor eruptive din Maramureș se referă la masivul Toroiaga și se datoresc lui B. v. Cotta (1855). În 1860 F. Richthofen recunoaște sensul de diferențiere de la acid la bazic, iar F. Hauer și G. Stache utilizează în 1863 pentru prima dată termenul de dacit pentru rocile din valea Ilva.

Informații ulterioare se datoresc lui G. A. Primics (1885), S. Gesell (1881), F. Pošepny (1885) și A. Koch, care în 1880 definește primul rocile din sudul masivului Rodna, conform clasificării lui Rosenbusch. Din prima jumătate a secolului nostru au rămas unele descrieri petrografice de la P. Rozlozsnik (1907), S. Szentpety (1923) și V. Lațiu (1926) pentru munții Rodnei, de la St. Ferenczi (1926), G. Pantó (1942) pentru munții Țibleș și Hudin și de la M. Kamiensky (1955) pentru masivul Toroiaga.

Începînd cu deceniul al patrulea și al cincilea apar lucrări de ansamblu asupra diferitelor zone cu magmatite neogene, însoțite de reprezentări cartografice, descrieri detaliate ale diverselor tipuri petrografice și de unele indicații referitoare la vîrsta și succesiunea punerii în loc a rocilor eruptive. Dintre acestea menționăm pe cele semnate de Th. Kräutner (1938), L. Atanasiu, R. Dimitrescu, Al. Semaka (1956), I. Focșa et al., (1962) și Lidia Mînzăraru (1965) pentru

partea de sud a masivului Rodnei și munții Bîrgăuului, M. Solescu (1952), R. Dimitrescu (1954, 1955), P. Ciornei (1956, 1960, 1961) și Amalia Szöke (1963) pentru masivul Toroiaga, L. Pavelescu (1953), O. Maier (1962), Victoria Stiopol (1962) pentru masivul Țibleș și Hudin și E. Stoicovici (1950), M. Borcoș, Al. Vasilescu (1954), R. Dimitrescu (1951) pentru regiunea Băiuț-Botiza.

Caracterizare morfologică

Teritoriul cuprins în foaia Vișeu este dominat în jumătatea sa nordică de masivul cristalin al Maramureșului, prelungire a unității central-carpatică, cu direcție NW—SE și cu înălțimi de peste 1500 m: Pop Ivan (1940 m, în șisturi cristaline), Farcăul (1961 m, în bazalte neocomiene), Corbu (1700 m, în flișul de Corbu). În jumătatea sa sudică, teritoriul foii Vișeu este dominat de o creastă morfologică în arc ce unește vîrfurile Văraticul (1353 m în andezite bazaltoide panoniene), Secul (1318 m, în orizontul grosier al flișului eocen), Hudinul (1612 m, în dacite panoniene), Țibleșul (1843 m, andezite cu piroxen și diorite) și masivul cristalin al Rodnei (vîrfurile Pietrosul 2510 m). Această creastă reprezintă linia despărțitoare între cele două unități morfologice principale: bazinul Transilvaniei la S și depresiunea Maramureșului la N.

Rețeaua hidrografică este colectată pe versantul transilvan de rîul Someș. Văile principale (Sălăuța și Lăpușul) au cursurile orientate N—S, consecvent; pe versantul maramureșan apele care coboară din munții eruptivi Văratice și Țibleș se adună în rîul Iza iar acelea care provin din masivele cristaline Rodna și Maramureș (rîurile Borșa, Vaser, Ruscova), confluează în rîul Vișeu.

Masivele eruptive, situate în jumătatea sud-vestică a hărții, au aspectul morfologic caracteristic regiunilor cu vulcanite neogene afectate de eroziune: platouri de lave și proeminențe conice determinate de stîlpi vulcanici, cu versanți abrupti. Segmentul estic al munților Gutii cuprins în această hartă, ca și munții Hudin și Țibleș, au aspect masiv, fiind tineri și constituiți din roci eruptive dure (inversiune de relief). Masivul cristalin al Rodnei, cu înălțimi depășind 2000 m, apare în relief ca un

bloc (horst) ridicat și ușor înclinat spre sud cu un mare escarpament ce privește spre nord.

Trebuie remarcat și caracterul relativ independent al rețelei hidrografice majore față de structura geologică și adaptarea mai recentă a acestei rețele la structura fundamentului.

Denivelarea depresiunilor față de rama cristalină sau neo-eruptivă s-a accentuat și datorită activității intense de eroziune a rețelei hidrografice asupra rocilor terțiare moi care umplu aceste depresiuni.

Caracterizare geologică generală

Foaia Vișeu cuprinde părți din patru zone structurale majore cu evoluția geologică caracteristică și anume, de la N la S :

1. *Zona flișului*, externă față de masivul cristalin maramureșan și cuprinzând formațiuni eocretacice aparținând flișului intern al Carpaților orientali (unitatea de Ceahlău), cutate și șariate în faza austriacă.

2. *Zona cristalino-mezozoică* care cuprinde masivul cristalin al Maramureșului și Rodnei cu acoperitură permo-mezozoică.

3. *Zona transcarpatică* sau maramureșan-pannonică, amplasată pe o fosă cu evoluție geologică de tip geosinclinal, cu depozite jurasice carbonatice (în etapele inițiale) și cretacice și paleogene de fliș. Ea corespunde unității morfologice denumită depresiunea Maramureș. Aproape toate seriile depuse în axul fosei au termenii marginali transgresivi, neritici, care mărginesc flancul sud-vestic al masivului cristalin maramureșan, conturând două golfuri cu depozite paleogene: Ruscova și Borșa. Această fosă a atins stadiul de inversiune tectonică, cu imbricări și mici șariaje, în timpul Miocenului mediu și a fost apoi acoperită transgresiv de o acoperitură de molasă neogenă și de lave andezitice venite pe căi de acces deschise în faza sterică.

4. *Depresiunea Transilvaniei* care ocupă marginea de sud a hărții, caracterizată printr-o evoluție postlaramică de tip epicontinental.

Linia despărțitoare între depresiunea Transilvaniei și zona transcarpatică este marcată de meganticlinalul, cu roci metamorfice în ax, Rodna — Preluca — Țicău.

STRATIGRAFIE, PETROGRAFIE, MAGMATISM

I. ZONA CRISTALINO-MEZOZOICĂ

Termenul cel mai vechi al formațiunilor geologice din această unitate este reprezentat prin șisturile cristaline care ocupă suprafețe vaste în partea de est a teritoriului reprezentat pe hartă. Ele alcătuiesc în cea mai mare parte masivul muntos al Maramureșului și munții Rodnei. Din fișia relativ îngustă pe care o ocupă zona cristalino-mezozoică în Maramureș se detașează dirijându-se spre SW, pintenul cristalin al Vaserului care se interpune între bazinele sedimentare ale Ruscovei și Borșei. În partea de sud a hărții, masivul cristalin al Rodnei constituie un horst ridicat între bazinul sedimentar al Bîrgăului și bazinul Maramureșului.

În urma descoperirii unor urme organice și pe baza paralelizărilor petrografice cu serii cristaline din restul Carpaților Orientali și din Carpații Meridionali, formațiunile cristaline din Maramureș și Rodna au fost atribuite Proterozoicului și Paleozoicului, după cum urmează : șisturile cristaline epimetamorfice din munții Rodnei corespund Paleozoicului după resturile organice pe care le conțin ; șisturile epimetamorfice din bazinele Vaser și Țibău au fost atribuite Proterozoicului superior — Paleozoicului inferior, pe baza paralelizării litologice cu formațiunile seriei de Tulgheș (sedimentogen-vulcanogenă acidă) din munții Bistriței, a cărei datare se bazează pe date palinologice, paleomagnetice și de vîrstă absolută. Avînd în vedere raporturile de transgresiune și discordanța de metamorfism, constatate între rocile epimetamorfice și cele mezometamorfice, vîrsta formațiunilor mai intens metamorfozate din Rodna și Maramureș corespunde probabil Proterozoicului mediu sau inferior.

Pe lîngă relațiile normale menționate se cunosc situații în care raporturile dintre diferitele formațiuni metamorfice sînt de încălecare sau chiar de șariaj. Astfel, se disting trei unități tectonice majore : pînza din munții Rodnei (pînza de Rodna), pînza din bazinele Vaser, Țibău (pînza de Bistrița) și unitatea care în raport cu aceste pînze are o poziție autohtonă, însă încăleacă spre est zona flișului, fapt ce-i conferă un caracter de parautohton.

Peste fundamentul cristalin se dispun transgresiv formațiuni permieni și mezozoice constituind cuvertura sa sedimentară, implicată împreună cu fundamentul în mișcările corespunzând fazelor de diastrofism cretacic (austriacă — laramică). Ulterior, peste ansamblul cristalino-mezozoic, a avut loc în cursul Eocenului mediu ingresiunea depozitelor din zona transcarpatică.

A) Cristalinul Rodnei și al Maramureșului

Formațiunile cristaline ale unității parautohtone, unitate corespunzătoare pânzei Bucovinice și cele ale pânzei de Bistrița, ocupă cea mai mare parte a zonei cristalino-mezozoice din Maramureș. În cadrul lor se disting trei serii cristaline: o serie ante-proterozoic superioară, mezometamorfică — seria de Bretila; o serie proterozoic superioară-paleozoic inferioară, epimetamorfică — seria sedimentogen-vulcanogenă acidă (seria de Tulgheș) și o serie paleozoică epimetamorfică — seria de Repede. Seria epimetamorfică paleozoică se dispune transgresiv peste seria de Bretila, metamorfozată anterior în Proterozoic și reluată în metamorfismul regional paleozoic. Seria de Tulgheș se află șariată (pânza de Bistrița) peste seria de Bretila și cuvertura paleozoică a acesteia reprezentată prin seria de Repede. Raporturile stratigrafice și de metamorfism dintre seriile epimetamorifice și cristalinul mezometamorfic, impun atribuirea seriilor respective la mai multe cicluri tectonomagmatice distincte (I. Rădulescu et al., 1960, 1965; Marcela Dessila Codarcea, 1967; H. G. Kräutner, 1968).

Ante-Proterozoic superior

Seria de Bretila

În cuprinsul hărții formațiunile seriei de Bretila au o largă răspândire în munții Rodnei și în bazinul inferior al Vaserului. Mai spre nord ele se regăsesc în valea Ruscovei la Poienile de sub Munte și în bazinele superioare ale văilor Bistra și Frumușova de unde se întind până în vârful Pop Ivan. Șisturile mezometamorifice din bazinul inferior al Vaserului au fost descrise de P. Ciornei (1958) drept seria de Novăț iar cele din munții Rodnei de I. Rădulescu et al., (1963) drept seria mezometamorfică a munților Rodnei. Am atribuit toate

aceste formațiuni seriei de Bretila, pe de o parte datorită poziției lor normale sub formațiunile epimetamorifice paleozoice — ele corespund cu sensul de mezozonă autohtonă dat de Th. Kräutner (1938) seriei de Bretila — iar pe de altă parte datorită asemănării petrografice cu rocile care află în valea Bistriței, în anticlinalul Bretila.

Vârsta proterozoică a seriei, rezultă din poziția inferioară față de formațiunile paleozoice ale seriei de Repede care aparțin altui ciclu orogenic. M. Dessila-Codarcea (1967) atribuie seria de Bretila, Proterozoicului mediu. Vârsta ante-Proterozoic superior poate fi argumentată prin faptul că seria cuprinde cele mai vechi formațiuni cunoscute în Carpații orientali. Metamorfismul intens, caracterul în parte migmatic, caracterul polimetamorfic, extinderea regională a unor condiții faciale constante, constituie particularități care în ansamblu sînt proprii doar seriei de Bretila.

O caracteristică esențială a seriei o constituie largă răspândire a retromorfismului care se accentuează în special în apropierea zonei de contact cu formațiunile epimetamorifice. Este vorba de un retromorfism regional care în zonele de manifestare intensă imprimă șisturilor un aspect foarte asemănător rocilor epimetamorifice, fapt care îngreunează mult delimitarea seriei și a determinat pe numeroși cercetători să atribuie rocile puternic retromorfozate șisturilor epizonale, sau să presupună existența unei tranziții continue între mezozonă și epizonă.

Seria de Bretila este constituită dintr-o stivă groasă de roci de natură terigenă, reprezentată prin șisturi micacee și paragnaise, în care se află intercalate la diferite nivele roci metaeruptive bazice și ultrabazice — amfibolite și metaserpentine. Deosebit de caracteristice seriei sînt intercalațiile stratiforme și lenticulare de gnaise oculare, asociate adesea cu amfibolite și gnaise albe fine, cuarțo-feldspatice.

Dintre rocile terigene care predomină în cadrul seriei se remarcă în special micașisturile și paragnaisele; rar se întîlnesc și roci cuarțitice. Micașisturile sînt reprezentate prin varietăți cu granat, biotit și hornblendă, în care retromorfismul se manifestă prin cloritizarea mineralelor menționate. În paragnaise, sub influența retromorfismului, feldspatul potasic se transformă în sericit. În urma diaforezei aceste roci trec în șisturi sericitoase și sericito-cloritoase cu muscovit în care uneori este prezent un

biotit de generație nouă (Querbiotit). În valea Vaserului au fost semnalate de Th. Kräutner (1940) și P. Ciornei (1958) micașisturi și paragnaise cu staurolit.

Formațiunile metaeruptive bazice, provenite atât din roci eruptive cât și din tufuri, sînt reprezentate prin diverse varietăți de amfibolite și șisturi amfibolice cu sau fără granat, epidot și biotit. Rocile sînt afectate adesea de fenomene de clonizare datorate retromorfismului. Amfibolitele alternează uneori cu gnaise oculare și cu gnaise cuarțo-feldspatice provenite din metamorfozarea unor tufuri acide. În valea Peștilor (bazinul Vaserului) gnaisele cuarțo-feldspatice îmbracă local aspecte granitice. Ele au fost descrise de P. Ciornei (1958) drept granite cataclazate. Metaserpentinite au fost semnalate de I. Focșă et al. (1965) într-o singură zonă în munții Rodnei, pe versantul vestic al Nedeii Țăranului. Sînt reprezentate prin roci masive antigoritice cu crisotil și prin varietăți șistoase antigoritice cu clorit.

Gnaisele oculare sînt prezente aproape în toate regiunile în care aflonează seria de Bretilla. În funcție de unele particularități petrografice, însă în special după zona în care apar, aceste roci, unitare atât din punct de vedere genetic cât și al poziției lor stratigrafice, au fost descrise drept gnaise de Anieș, Rebra, Greben (Vaser) și Pop Ivan. Deosebiriile dintre diversele tipuri sînt neesențiale. Astfel de exemplu gnaisul de Anieș se diferențiază față de cel de Rebra prin faptul că este afectat de diafineză și în consecință ochiurile de feldspat se găsesc prinse într-o masă cuarțoasă sericitică, în timp ce gnaisul de Rebra prezintă o masă cuarțo-feldspatică bogată în biotit. Ochiiurile gnaiselor sînt constituite fie dintr-un singur cristal de feldspat (ortoclaz, microclin, perit), fie dintr-o aglomerare de feldspat potasic și cuarț.

Gnaisele oculare din munții Rodnei și ai Maramureșului au fost considerate de Th. Kräutner (1938, 1940) drept gnaise de injecție, sinorogene, iar șisturile mezozonale care le înconjoară drept o aureolă de metamorfism mai intens, cauzat de punerea în loc a gnaiselor. Această accepțiune genetică preluată ulterior de P. Ciornei (1958), M. Borcoș, G. Pitulea (1958), Gh. Neacșu (1962) pentru gnaisele oculare din partea de nord a Maramureșului, se bazează pe de o parte pe prezența gnaiselor oculare în cadrul unor formațiuni consi-

derate epimetamorfice iar pe de altă parte pe observarea, în zona externă a aureolei de metamorfism mai intens, a unui biotit de a doua generație, crescut în șisturile cu aspect epizonal.

Mai recent I. Rădulescu et al. (1962, 1963, 1964) și I. Focșă et al. (1961, 1962, 1964, 1965) consideră gnaisele oculare din munții Rodnei drept migmatite formate în urma unui proces de feldspatizare care a afectat atât formațiunile epimetamorfice cât și pe cele mezometamorfice, într-o fază ulterioară metamorfismului regional. Autorii menționați descriu gnaisele oculare drept embrechite oculare asociate cu embrechite lineare. Interpretarea lor genetică se bazează pe existența unei zone de tranziție treptată între gnaise și șisturi, marcată prin descreșterea treptată a conținutului în feldspat.

Avînd în vedere pe de o parte faptul că în toate cazurile gnaisele oculare sînt localizate în seria mezometamorfică — uneori intens retromorfozată — iar pe de altă parte dezvoltarea stratiformă și limitele nete pe care le prezintă gnaisele la contactul cu intercalațiile de amfibolite în care nu se observă „fenomene de feldspatizare“, gnaisele oculare trebuie considerate drept produse ale metamorfismului regional proterozoic, formate pe seama unui material inițial cuarțo-feldspatic. Unele intercalații stratiforme de gnaise cuarțo-feldspatice mubanate, fine, în masa gnaiselor oculare, indică drept roci inițiale, tufurile acide.

Proterozoic superior — Paleozoic inferior (Pts-Pz)

Seria de Tulgheș

Cristalinul epimetamorfic larg răspîndit în bazinul superior al Țibăului, în bazinul Vaserului, și în partea de nord a Maramureșului, prezintă o constituție petrografică foarte asemănătoare cu cea a epizonei munților Bistriței. Din punct de vedere structural reprezintă continuarea nordică a cristalinului Bistriței. Aceste fapte ne-au determinat să atribuim formațiunile epizonale din partea estică și cea mediană a zonei cristalino-mezozoice, deci formațiunile din munții Maramureșului exceptînd masivul Rodna, seriei de Tulgheș (seria sedimentogen-vulcanogenă acidă), separată și definită în munții Bistriței de Marcela Dessila-Codarcea et al. (1964) și I. Bercia et al. (1967).

Atribuirea acestei serii Proterozoicului superior — Cambrianului, se bazează pe date de ordin palinologic, de paleomagnetism și de vîrstă absolută (I. Bercia et al. 1967).

Întrucît în munții Bistriței seria se află șariată peste formațiunile paleozoice și triasice parautohtone, trebuie să admitem poziția în pînză a seriei de Tulgheș (pînză de Bistrița) și în Maramureș. Pe baza datelor cartografice existente planul de șariaj nu a putut fi trasat pe hartă.

Datorită lipsei unor cartări stratigrafice detaliate de genul celor efectuate în ultimul timp în munții Bistriței, nu cunoaștem pînă în prezent o succesiune stratigrafică detaliată a seriei.

După cercetările recente efectuate de G. Pitulea (1967), seria este constituită atît în nord, în regiunea Poienile de sub Munte, cît și în bazinul Vaserului și în cel al Cislei, dintr-un complex terigen (450—600 m) peste care se dispune un complex vulcanogen.

Complexul terigen este constituit din cuarțite negre grafitoase, uneori însoțite local de minereuri de mangan, calcare cristaline, șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase.

Complexul vulcanogen (900—1200 m) constă dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase de natură terigenă cu șisturi cloritoase tufogene bazice și metatufuri acide de care sînt legate zăcămintele de sulfuri polimetalice de la Burloaia-Cataramă și Novicior.

În bazinul superior al Țibăului, termenul inferior cunoscut din seria de Tulgheș este complexul vulcanogen inferior constituit din șisturi sericito-cloritoase cu rare intercalații de metatufuri acide. În succesiune urmează complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice dezvoltat în faciesul carbonatic al dolomitelor și calcarelor de Cîrlibaba — Țibău (I. Bercia et al. 1967). Complexul constă dintr-o alternanță de calcare cenușii cu dolomite și cuarțite și din șisturi sericito-cloritoase. Termenul superior cunoscut al seriei corespunde complexului vulcanogen superior din munții Bistriței (I. Bercia et al. 1967). El se paralelizează cu complexul vulcanogen descris de G. Pitulea (1967) în Maramureș. Complexul vulcanogen superior este larg răspîndit în special în cursul superior al Țibăului în bazinul văii Cisla, în bazinul Novicior — Novăț și în versantul stîng al cursului superior al văii Vaser. Este constituit dintr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase cu metatufuri acide. În partea infe-

rioară a complexului se întîlnesc intercalații de șisturi cloritoase de natură tufogenă (șisturi verzi) dispuse în două orizonturi principale care aflorază în valea Catarama Țișlei și în valea Vaserului. Drept reper caracteristic apare în pantea superioară a complexului vulcanogen superior, orizontul sulfurilor polimetalice (orizontul de Fundul Moldovei) în care sînt localizate zăcămintele de sulfuri polimetalice vulcanogene-sedimentare metamorfozate, de la Burloaia, Măcîrlău—Cataramă, Novicior și pîrîu Ursului (H. G. Kräutner, 1965).

Rocile caracteristice complexului vulcanogen superior sînt metatufurile acide cunoscute în literatura geologică a Carpaților orientali sub denumirea de „roci porfirogene”. Sînt reprezentate prin șisturi albe, adesea rubanate, cuarțoase-sericitoase cu cristale relicte de feldspat potasic, albit și cuarț. Prezintă o extindere remarcabilă la anumite nivele stratigrafice. În afara acestor metatufuri apar în mod subordonat și roci metaeruptive acide: astfel P. Ciornei (1958) semnalează în versantul drept al văii Vaser porfiroide de tip Pietrosu. Ele aflorază în dyke-uri și sînt constituite din fenocristale relicte de cuarț, feldspat potasic și albit prinse într-o masă cuarțo-feldspatică cu biotit și clorit. Caracteristic acestor roci este irizația albastru-violetă a cristalelor de cuarț.

Paleozoic

Seria de Repede (Pz)

Seria paleozoică de Repede cuprinde formațiunile epimetamorfice din munții Rodnei reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi verzi tufogene, metaconglomerate, cuarțite, metaarkoze, șisturi grafitoase, șisturi cu cloritoid, calcare și dolomite. Seria de Repede a fost atribuită Paleozoicului (H. G. Kräutner, 1968) pe baza resturilor de crinoide identificate de Elena Mirăuță în calcarele seriei și pe baza constituției petrografice aproape identice cu cea a seriei de Tulgheș din Carpații meridionali. Argumentele paleontologice și litologice aduse recent de Florentina Kräutner și Elena Mirăuță¹ situează formațiunile seriei, în Devonian-Carbonifer.

¹ Kräutner Florentina, Mirăuță Elena. Asupra prezenței Devonian-Carboniferului în cristalinel Carpaților Orientali. Comunicare în ședința din 25.IV.1968.

Seria aflorează în munții Rodnei în creasta principală la sud-est de Pietrosul, în versantul nordic al masivului și în bazinele văilor Anieș și Vinului. Deasemenea apare în partea mediană a zonei cristalino-mezozoice, în bazinul văii Vaser și la vest de Pop Ivan în valea Bistra. Relațiile de transgresiune ale seriei față de seria de Bretila sînt bine vizibile în zona de creastă a munților Rodna unde șisturile seriei de Repede în poziție aproape orizontală avansează mult pe crestele care se desprind din culmea principală, în timp ce seria de Bretila aflorează în poziție înclinată pînă în zonele de izvoare ale văilor principale.

În munții Rodnei, în evoluția litogenetică a seriei de Repede se recunosc trei faze distincte: o primă fază caracterizată prin manifestarea unui magmatism bazic inițial, succedată de o fază detritogenă, după care activitatea magmatismului bazic a fost reluată într-o nouă fază. Produsele acestor faze au fost grupate în trei complexe stratigrafice.

Complexul vulcanogen bazal reprezintă o formațiune vulcanogen-sedimentară bazică, dispusă transgresiv peste seria de Bretila. Este constituit dintr-o alternanță de șisturi cloritoase albitice, șisturi clorito-calcaroase albitice, uneori cu epidot, șisturi sericito-cloritoase și cuarțite cu sericit. Complexul prezintă variații de grosime foarte accentuate de la 25 m în zona de creastă a munților Rodna, pînă la peste 1 000 m pe versantul nordic al masivului. În timp ce în regiunea de creastă șisturile verzi sînt reprezentate prin metatufuri și metatufite, în nordul masivului, unde grosimea mare a complexului de roci bazice indică o apropiere față de centrul de erupție, metatufurile alternează cu roci efuzive bazice metamorfozate. Tot în această zonă se întîlnesc rar strate subțiri, discontinue de dolomite, calcare și cuarțite.

Complexul detritogen grafitos urmează în succesiune peste complexul vulcanogen bazal și cuprinde o stivă de material detritogen și carbonatic în care se pot separa trei orizonturi stratigrafice:

Orizontul metaconglomeratic, constă dintr-o alternanță de metaconglomerate cenușii, albe, uneori calcaroase, cu cuarțite negre, adesea microconglomeratice, șisturi sericito-grafitoase, șisturi sericito-cloritoase, șisturi cu cloritoid și rar calcare și arkoze metamorfozate. În partea de nord a masivului metaconglomeratele sînt asociate local cu nivele subțiri de șisturi verzi tufogene.

Orizontul dolomito-calcaros urmează în continuitate de sedimentare peste orizontul metaconglomeratic. Este reprezentat printr-o alternanță de șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-grafitoase cu strate de calcare și dolomite cu grosimi variabile (1—150 m). În cadrul stratelor de roci carbonatice se remarcă o alternanță caracteristică între dolomite și calcare precum și dezvoltarea lenticulară a dolomitelor în bancourile de calcare de regulă stratificate.

Orizontul metaarkozian urmează în succesiune peste orizontul dolomito-calcaros. Este constituit din roci cuarțoase feldspatice (metaarkoze) sericitoase și slab grafitoase în care se află intercalate nivele subțiri de șisturi albe cuarțo-feldspatice sericitoase.

Complexul vulcanogen bazic superior se dispune normal peste orizontul metaarkozian. Este constituit din metatufite bazice (șisturi verzi) asociate cu calcare rubanate și șisturi sericito-cloritoase.

B) Cristalinul pînzei de Rodna

Formațiunile cristaline din pînza de Rodna prezintă o constituție petrografică care exclude orice posibilitate de comparare și paralelizare cu cristalinul autohton. Ele alcătuiesc o serie cristalină bine individualizată pentru care propunem denumirea de „Seria de Rebra” avînd în vedere că valea Rebra oferă profilul cel mai complet prin succesiunea seriei (H. G. Kräutner, 1968).

Ante-Proterozoic superior

Seria de Rebra

Seria de Rebra este constituită dintr-o succesiune de roci predominant terigene a cărei grosime cunoscută depășește 7000 m. Pe versantul nordic al munților Rodnei seria apare în bazinul văii Dragoș și în jurul Pietrosului, metamorfozată în condițiile faciesului șisturilor verzi. Dezvoltarea tipică a seriei de Rebra se întîlnește însă pe versantul sudic al masivului în bazinele văilor Rebra, Cormaia, Anieș și în petecele de acoperire din Ineu, Coronghiș, Rabla. În această zonă seria este metamorfozată în faciesul amfibolitelor cu almandin.

Mezozona în pînză din munții Rodnei a fost atribuită de Marcela Dessila-Godarcea (1967) Proterozoicului mediu. Pe baza asemănării petrografice evidente a seriei cu seria de Bistrița—Barnar (I. Bercia et al., 1967) în care Violeta Iliescu și Marcela Dessila-Godarcea (1965) au pus în evidență spori antecambrieni, credem că seria de Rebra poate fi considerată antecambrian — „post Bretila“. În partea inferioară a seriei predomină calcare și amfibolite în timp ce partea superioară este constituită din micașturi, fapt ce a permis subdivizarea seriei în complexe stratigrafice (H. G. Kräutner, 1968):

Complexul calcarelor și al amfibolitelor constituie partea inferioară cunoscută a seriei. Este alcătuit dintr-o alternanță de calcare albe marmoreene, uneori rubanate, cu amfibolite și micașturi. Rocile amfibolice provin în mare parte dintr-un material marnos. Sînt prezente însă și ortoamfibolite. Din punct de vedere petrografic se disting amfibolite, amfibolite cu granat, amfibolite piroxenice, șisturi amfibolice cu biotit. Aceste roci alternează cu micașturi, micașturi cu granați, șisturi sericito-cloritoase, calcare și dolomite rubanate, calcare cu tremolit.

Complexul micașturilor reprezintă partea superioară cunoscută a seriei. Este constituit dintr-o stivă groasă (peste 5000 m) de micașturi cu granați, micașturi muscovito-biotitice, paragneise biotitice. Subordonat se întîlnesc cuarțite cu biotit, micașturi cu granat și clisten, micașturi și granat și staurolit, șisturi amfibolice, șisturi sericito-cloritoase cu granați, pegmatite.

Pegmatitele din seria de Rebra află în versantul stîng al văii Rebra, pe culmea Craiul—Scărișoara și în Valea Caselor la nord de comuna Maieru. Ele se prezintă sub formă de lentile și strate cu grosimi de ordinul decimetrilor și metrilor, intercalate în general concordant în micașturi și paragneise. Prezintă limite difuze față de șisturi și o creștere a granulației spre zonele centrale. Bazat pe aceste caractere, pe lipsa în general a ortozei și pe prezența unui feldspat plagioclaz Th. Kräutner (1938) consideră pegmatitele drept produse de diferențiere ale metamorfismului regional. I. Focșă et al. (1965), explică formarea lor într-un mod asemănător spre deosebire de Lidia Mînzăraru¹ care presupune o origine magmatică.

¹ Comunicare orală

Din punct de vedere mineralogic, pegmatitele sînt constituite preponderent din cuarț, feldspat plagioclaz (15—17% An), muscovit și subordonat din turmalină, granat, biotit, apatit și zircon.

C) Cuvertura sedimentară

Cuvertura sedimentară a zonei cristalino-mezozoice cuprinde, în teritoriul figurat pe foaia Vișeu, formațiuni permieni, triasice, jurasice și cretacice. Primele trei categorii de formațiuni au o dezvoltare restrînsă, apărînd doar în partea de nord, aproape de marginea masivului cristalin al Maramureșului, fie ca sindinale prinse în cristalin, fie ca petece de acoperire aparținînd pînzei unității cristalino-mezozoice, fie, în sfîrșit, ca olistolite în fliș. Formațiunile cretacice, situate în aceeași zonă nordică, au o dezvoltare mai mare și joacă rolul de cuvertură post-tectonică, fiind posterioare paroxismului austriac care a afectat în deosebi zona cristalino-mezozoică.

Tot pe masivul cristalin apar mici petece de conglomerate, calcare și marne eocene urmate de șisturi argiloase oligocene, dar prezența acestor depozite este legată de ingresiuni locale pornind din depresiunea Maramureșului, deci din zona transcarpatică.

Paleozoic

Permian (P)

Pe muntele Petriceaua și în valea Repedea succesiunea formațiunilor permo-mezozoice începe cu un pachet de roci detritice de culoare roșie-violacee. Primul termen este constituit din conglomerate cuarțitice cu elemente de cuarț și de șisturi cristaline; urmează gresii cuarțitice în alternanță cu șisturi argiloase, ce devin predominante spre partea superioară a pachetului. Întreaga succesiune atinge 100 m grosime.

Lipsit de resturi fosile, acest pachet de roci violacee a ridicat totdeauna o problemă în ce privește vîrsta. El este atribuit în mod convențional Permianului, mai ales cînd conglomeratele cuprind și galeți de șisturi cristaline, vîrsta werfeniană fiind acordată conglomeratelor cu galeți exclusiv de cuarț. Con-

form acestui principiu trebuiesc admise ca permiane și conglomeratele ce apar în baza unor olistolite de calcare triasice sau care formează olistolite de sine stătătoare în muntele Budescu.

Mezozoic

Seisian (ws)

În sinclinalul din muntele Petriceaua peste șisturile violacee și uneori verzui cu care se încheie suita de depozite atribuită Permianului, urmează un al doilea pachet de conglomerate violacee, cu galeți exclusiv de cuarț, peste care se repetă o succesiune litologică similară celei din Permian: gresii cuarțitice violacee cu intercalații de șisturi argiloase violacee și verzui, care devin predominante la partea superioară a pachetului.

Succesiunea descrisă, care atinge 100 m grosime, este atribuită, prin paralelizare cu formațiunile similare din Carpați, Werfenianului inferior, mai precis Seisianului, știut fiind că etajul superior al Werfenianului, respectiv Campilianul, îmbracă un facies calcaros-dolomitic.

Depozitele seisiene se aștern adesea direct pe fundamentul cristalin, ceea ce indică o întrerupere de sedimentare între cele două suite detritice violacee, întrerupere ce este considerată convențional ca plasându-se la limita dintre Permian și Triasic.

Campilian — Triasic mediu (wc + T₂)

Peste depozitele detritice violacee ale Seisianului urmează o serie calcaroasă care cuprinde o gamă largă de tipuri litologice și în care, în linii generale, se poate urmări următoarea succesiune: dolomite albe, calcare negre, calcare albe, calcare roșii spatice și calcare cenușii în plăci. În mod sporadic, și fără a se putea fixa poziția lor stratigrafică, mai apar breccii calcaroase, argilite negre și șisturi argilo-grezoase gălbui.

Lipsa resturilor organice face dificilă precizarea vârstei dar corelarea cu depozite similare datate indică prezența Campilianului (dolomitele albe), a Anisianului (calcarele negre, cu dolomitizări foarte caracteristice) și a Ladinianului (calcare albe și calcare roșii spatice). Nu este exclus însă ca succesiunea să cuprindă și o parte a Triasicului superior.

Jurasic mediu ? (J₂ ?)

La marginea externă a masivului cristalin maramureșan, stînd pe calcarele triasice din solzul Poleanca, precum și în partea centrală a masivului (valea Vaserului), acoperind direct șisturile cristaline mezometamorfice ale zonei Greben, apar șisturi argilo-negrice, local asociate cu iviri de bazalte (melafire). Prin corelare litostratigrafică cu succesiunea formațiunilor din zona mai externă a flișului, aceste depozite au fost provizoriu atribuite Jurasicului mediu.

Callovian — Oxfordian (cl + ox)

În două puncte din toată regiunea figurată pe hartă, și anume pe versantul nordic al Bardăului și mai la E pe muntele Cristina, apar pe o întindere restrînsă calcarenite și calcare roșii, spatice, urmate de un pachet mai gros de radiolarite roșii. Aceste depozite se dispun direct pe cristalin fără să prezinte vreo relație cu alte sedimente. Prin corelare cu Jurasicul din sinclinalul Rarăului ele pot fi considerate ca aparținînd Callovian-Oxfordianului, rest al unei formații mult mai extinse, distrusă prin eroziune.

Vraconian — Cenomanian (vr + cm)

Spre deosebire de formațiunile sedimentare descrise anterior, care sînt puternic cutate sau șariate împreună cu substratul lor cristalin, pe masivul cristalin al Maramureșului se dispun mai multe formațiuni de vîrstă cretacică formînd o cuvertură tabulară sau ocupînd sinclinale foarte evazate.

Pe marginea externă a masivului cristalin maramureșan se dezvoltă astfel o suită detritică, cu caractere în parte de fliș, conservată în sinclinale izolate și anume în masivul Bardău și de-a lungul graniței în munții Șuligul, Lăstunul și Comanul.

Succesiunea stratigrafică cuprinde în bază calcare grezoase și gresii calcaroase cafenii cu ostracode, orbitoline și resturi de echinide. Urmează un pachet de marne și argile cenușii-negrice, moi, care spre partea superioară alternează cu gresii fine, cenușii, ce devin predominante. O caracteristică a orizontului grezos îl constituie prezența a numeroase hieroglife, în special bioglife. Seria se încheie cu o stivă groasă de con-

glomerate poligene cu elemente mari de șisturi cristaline, granite și gresii de fliș.

Această succesiune de depozite, cunoscută sub numele de *strate de Bardău* (M. Bleahu, 1962) are o grosime maximă de 400 m, de cele mai multe ori însă mai puțin, termenii din bază lipsind pe alocuri.

Cenomanian — Turonian (cm + tu)

În prelungirea spre SE a aceleiași zone externe, aproape de marginea de est a hărții, este figurată o formațiune detritică întrucîtva deosebită, atribuită Cenomanianului și Turonianului. Este vorba de depozitele din sinclinalul Lucina din care pe harta Vișeu apar numai o parte. Succesiunea este asemănătoare cu aceea descrisă anterior, cuprinzînd conglomerate, microconglomerate și gresii grosiere, urmate de un fliș grezos siltitic cu *Inoceramus labiatus* Schlot.

Cenomanian — Senonian (cm-sn)

Într-o zonă mai internă a masivului cristalin maramureșan, și anume pe marginea bazinelor Borșa și Ruscova, depozitele Cretacicului superior constituie o succesiune mai completă (G. Iliescu et al., 1965, 1966).

Primul termen atribuit Cenomanianului îl constituie gresii și conglomerate cuarțitice cu *Exogyra columba* Sow. de culoare gălbuie-ruginie, cu ciment calcaros, uneori îndepărtat prin soluțiune. Local (marginea bazinului Ruscova), conglomeratele sînt polimictice și prezintă o dezvoltare mai importantă.

Al doilea termen al succesiunii îl constituie un pachet de marne turoniene cenușii albicioase, uneori grezoase sau calcaroase, cu *Inoceramus labiatus* Schlot., *I. lusatae* A d e r t., *I. costellatus* W o o d s. Marnele au aproximativ 15 m grosime.

În ordine stratigrafică urmează un pachet de gresii și conglomerate santoniene cu *Hippurites sulcatus* D e f r. Aceste depozite detritice ale Senonianului sînt semnalate numai în bazinul inferior al văii Vișeuului.

În sfîrșit, peste diverșii termeni descriși mai sus, sau direct pe cristalin, se dispun marne cenușii și roșii ale Senonianului superior cu globotruncane printre care: *Globotruncana stuarti*

L a p p., *G. lapparenti* B r o t z., *G. arca* C u s h., și *G. gansseri* B o l l i și cu inocerami (*Inoceramus salisburgensis* F u g g e r et K a s t n e r).

Termenii descriși mai sus prezintă o oarecare independență în ce privește distribuția lor, fapt care lasă să se întrevadă existența unor discontinuități în succesiunea Cretacicului superior. Deoarece însă aria de distribuție a fiecărui termen în parte nu a fost pînă acum riguros delimitată pe hartă, aparițiile Cretacicului superior din zona internă a masivului cristalin sînt notate pe hartă cu indicele comprehensiv om-sn.

II. ZONA FLIȘULUI

Această zonă, situată la exteriorul masivului cristalin maramureșan, apare figurată pe hartă pe o suprafață relativ restrînsă, limitrofă cu granița de N a țării. Din zona flișului sînt reprezentate numai unitățile structurale cele mai interne care, conform lucrărilor lui M. Bleahu (1955, 1962), singurele care conțin informații mai complete asupra acestui sector, prezintă caractere foarte particulare, nesemnificate pe teritoriul Carpaților Moldovei, dar care se recunosc mai la est în bazinul văii Tisei (U.R.S.S.).

Mezozoic

Triasic inferior și mediu (ws și wc + T₂)

Cele mai vechi roci din zona flișului, aparținînd Triasicului, sînt identice cu cele care apar în zona cristalino-mezozoică: conglomerate, gresii cuarțitice și șisturi argiloase violacee în bază, reprezentînd Seisianul, calcare în parte dolomitice, reprezentînd Campilianul, Anisianul și Ladinianul.

Jurassic mediu ? (J₂?)

Deasupra Triasicului se dispune un pachet de conglomerate cuarțitice, gresii cuarțitice, gresii micacee negre, calcare în plăci cu fețe carbunoase, șisturi argiloase și siltite negre cu intercalații de piroclastite bazice, toate aceste roci fiind puternic tectonizate și afectate de un ușor dinamometamorfism. În șisturile argiloase s-au găsit rare exemplare ale unei specii de *Entolium*, de talie

mare. Formațiunea este atribuită în general Jurasicului (D. Patrulius, I. Moțaș, M. Bleahu, 1960), iar prin comparație cu succesiunea aceleiași unități, așa cum apare în valea Tisei, pe teritoriul URSS (seria de Kameny-Potok), unde diferenții termeni sînt mai bine datați prin conținutul lor paleontologic, se poate presupune că ea aparține Jurasicului mediu.

Jurasic superior — Neocomian ($J_3 + ne$)

Formațiunea cea mai răspîndită în unitatea cea mai internă a zonei flișului este *flișul negru* (M. Bleahu, 1955, 1962), atribuit Jurasicului superior și Neocomianului. Acest fliș, constituit din șisturi argiloase, șisturi grezoase, gresii cenușii, brezii calcarose și calcarenite, în ansamblu mai puțin tectonizate decît rocile primului termen al Jurasicului, stă peste, sau se angrenează, în parte, cu puternice mase de roci eruptive bazice care în seria de Kameny-Potok ocupă intervalul Callovian-Oxfordian.

Flișul negru apare în bazinul superior al Rusocovei și în bazinul superior al Vaserului de sub unitatea cristalino-mezozoică, ca și mai la N, pînă pe teritoriul muntelui Farcăul, în ferestre și semiferestre tectonice.

Magmatite mezozoice

În zona de dezvoltare a flișului negru apar bine reprezentate magmatite bazice intim asociate acestuia. Este vorba de bazalte (melafire) și dolerite (diabaze) în parte spilitizate, formînd puternice mase (muntele Farcăul). În afara curgerilor de lave, se întîlnește și o gamă foarte variată de tufuri, tufite și brezii mixte. Interstratificarea acestor roci cu flișul negru, ca și prezența unor xenolite formate din rocile flișului negru în curgerile de lavă, arată sincronismul între erupții și sedimentarea flișului negru.

Asociate rocilor eruptive apar și două formații cu totul aparte numite: *formația de Mihailec* și *formația de Vîrtop* (M. Bleahu, 1955, 1962). Prima este constituită dintr-o alternanță de spilite, calcare cristaline de precipitație chimică, jaspuri, tufuri și șisturi argiloase roșii, ce constituie strate de cîțiva metri sau cîțiva centimetri grosime. Este vorba de un stromatit tipic. Formația de Vîrtop cuprinde o gamă largă de calcare organogene, calcare detritice, brezii calcarose și calcare cu lamele de

clorit, ce trec treptat la adevărate șisturi cloritoase. Amîndouă formațiile amintite sînt rezultatul proceselor halmirolitice determinate de erupțiile submarine de diabaze.

Neocomian (ne)

Neocomianul este reprezentat în zona flișului cretacic prin flișul de Rahov (M. Bleahu, 1955, 1962) ce poate fi echivalat cu *stratele de Sinaia*, cu toate că prezintă unele caractere distinctive. Depozitele flișului de Rahov constituie ritmuri ternare de gresii, șisturi argiloase și șisturi marnoase. Foarte rar apar intercalații de microconglomerate cuarțitice, argilite carbunoase, calcare și marnocalcare negre sau gresii micacee negre.

Flișul de Rahov constituie o unitate structurală distinctă, situată la exteriorul zonei ocupate de flișul negru și de magmatitele asociate acestuia.

Barremian — Aptian (br + ap)

Atît peste flișul negru cît și peste stratele de Sinaia se dispune o formațiune de fliș cu caracter particular, denumită *stratele de Vinderelu* (M. Bleahu, 1955, 1962). Aceste strate au ca element caracteristic gresii feldspatice la care se asociază microconglomerate, gresii cu culoare de alterație ruginie și șisturi argiloase și grezoase. În succesiunea acestor roci se distinge un nivel caracteristic constituit dintr-un conglomerat cu elemente plate de calcare triasice și de roci remaniate din flișul negru subjacent.

Stratele de Vinderelu sînt atribuite intervalului Barremian-Aptian, în funcție de poziția lor stratigrafică, dar fără argumente paleontologice.

Aptian — Albian (ap + al)

La N de zona ocupată de flișul de Rahov (respectiv stratele de Sinaia) se dezvoltă *stratele de Corbu* (M. Bleahu, 1955, 1962). Spre deosebire de formațiunile precedente care sînt în general șistoase, stratele de Corbu sînt formate mai ales din gresii. Se pot distinge gresii curbicorticale, fin micacee, cu fețe satinat argintii, șisturi marnoase și argiloase, gresii în bancuri groase în parte curbicorticale și conglomerate cu elemente de șisturi cristaline. Toate aceste roci constituie o alternanță deasă. Partea

superioară a succesiunii este ocupată de o gresie grosieră cafe-
nie, calcaroasă, cu dezvoltare masivă, cu lentile de argilă și res-
turi de plante incarbonizate, fără intercalații șistoase (gresia de
Copilașu).

Stratele de Corbu prezintă o largă dezvoltare dincolo de
graniță, pe teritoriul URSS (suita de Burcut), unde, conform
datelor paleontologice, această formație a fost atribuită Aptian-
Albianului.

III. ZONA TRANSCARPATICĂ ȘI DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

Cea mai mare pante a teritoriului figurat pe foaia Vișeu
este ocupată de formațiunile zonei transcarpatice care îmbracă
marginea vestică a masivului cristalin al Rodnei și se aștern pe
marginea sudică a masivului cristalin al Maramureșului. În
această zonă sînt reprezentate depozite mezozoice și mai ales neo-
zoice. În partea de SW a hărții sînt figurate depozite neogene
aparținînd depresiunii Transilvaniei, ca și magmatitele neogene
ale lanțului eruptiv situat la interiorul Carpaților Orientali.

Mezozoic

Jurasic superior — Neocomian ($J_3 + ne$)

În poziție tectonică, în fruntea pînzei Botizii, apar, sub
formă de klippe rabotate, roci ce aparțin Jurasicului superior —
Neocomianului în facies pienin. Cele mai multe dintre klippe
nu depășesc 40 m grosime. Succesiunea lor cuprinde calcare de-
tritice cu elemente de roci verzi, gresii fine calcaroase, calcare
noduloase roșii cu accidente silicioase și lumășele cu *Laevapty-
chus latus* (P a r k.), *Lamellaptychus beyrichi* (O p p.), *L. la-
mellosus* (P a r k.) etc. Spre partea superioară urmează marno-
calcare verzi și calcare albe cu *Calpionella alpina* L o r e n z și
Calpionella elliptica C a d i s c h. Pe baza acestor forme întreaga
succesiune a fost atribuită Tithonicului și Berriasianului.

Turonian — Senonian ($tu + sn$)

Cu excepția klippelor tithonic-neocomiene, cu dezvoltare
redușă și într-o poziție tectonică aparte, unicul reprezentant al
cuverturii prelaramice din zona transcarpatică îl constituie mar-

nele roșii de tip Puchov. Ele au în bază o brechie cu elemente
de roci jurasice peste care urmează marnel roșii cu globotrunc-
cane. Grosimea medie a orizontului este de 60—70 m. Stratele
sînt puternic cutate și fracturate, cu dendrite manganifere, im-
presiuni de *Spirophyton*, resturi de inocerami și cu foramini-
fere: *Rotalipora* (*Thalmaninella*), *Globotruncana arca* C u s h m.,
G. stuarti L a p p., *Abathomphalus mayaroensis* (B o l l i).

Neozoic

Paleocen — Eocen ($Pg_1 + Pg_2$)

În continuitate de sedimentare deasupra marnelor de Puchov
urmează, în pînza-solz a Botizii și în regiunea cursurilor mijlocii
și inferioare ale râurilor Iza și Vișeu (partea centrală a fosei Ma-
ramureșului), o suită de depozite paleogene ale cărei caractere
stratonomice sînt de fliș tipic (strate de Petrova; L. A t a n a-
s i u, 1956). Acest fliș cuprinde în bază un orizont vărgat (15 m),
violaceu-verzui, cu foraminifere aglutinante: *Ammodiscus* ex
gr. *incertus* O r b., *Bathysiphon* sp., *Dendrophrya excelsa*
G r z y b., *D. robusta* G r z y b., *Hormosina ovulum gigantea*
G e r o c h, *Nodellum vellascoense* (C u s h m.), *Haplophragmoi-
des walteri* (G r z y b.). Urmează un pachet de fliș marno-grezos,
de aproximativ 300 m grosime, cu sedimentare ritmică și graded-
bedding tipic, constituit din gresii calcaroase, micaferoase, cu nu-
meroase mecanoglife și bioglife, cu care macroforaminifere
(gresia de Voronicu) (I. M o t a ș, 1956), în alternanță cu marne
cenușii sau vișinii cu microforaminifere din Eocenul mediu (*Cy-
clammina amplexans* G r z y b., *Rhabdammina* ex gr. *discreta*
O r b.). După un orizont grezos, micaceu, relativ grosier, dez-
voltat pe teritoriul muntelui Secu și pe interfluviul Vișeu-Iza,
la NW de Rozavlea (Gresia de Strîmtura) (I. M o t a ș, 1956),
urmează un pachet de marne verzi și violacee cu globigerine
aparținînd Eocenului superior.

Lutețian — Priabonian ($lt + pr$)

Un fliș oarecum deosebit prin dezvoltarea gresiilor în
bancuri groase în parte conglomeratice (Lutețian superior-Pria-
bonian) (G. B o m b i ț ă, inedit), constituie partea centrală și
de W a parautohtonului pînzei Botizei, la N de creasta Hudin-
Tibles-Muncel.

În afară de faciesul tipic de fliș descris mai sus, Eocenul este reprezentat și prin depozite de tip litoral-detritic, depuse pe marginea internă a masivului Maramureșului, în golfurile Ruscova și Borșa, pe marginea vestică și sudică a masivului Rodna, ca și într-un sector restrâns în bazinul superior al râului Lăpuș. Acest facies cuprinde: conglomerate polimictice (*conglomeratele de Prislop*) (D. Patrulius et al., 1955) și gresii cuarțitice sau calcaroase, masive, cu *Nummulites perforatus* (Montf.) asociate cu marne, reprezentând Lutețianul superior; calcare priaboniene cu *Nummulites fabianii* Prever și *Operculina alpina* Douv. (G. Bombiță, inedit), discoci-cline, melobesice, precum și calcare coralligene cu crustacei, printre care *Phlyctenodes steinmanni* Lorient și *Galenopsis similis* Bitt. În anumite sectoare calcarele numulitice sînt substituite lateral prin marne (*marnele de Uaser*) (D. Patrulius et al., 1955). Pe marginea de vest a masivului Rodna calcarele suportă un orizont de marne nisipoase și în parte bituminoase cu briozoare, cu *Pycnodonta brongniarti* Bronn, *Spondylus bifrons* Münst. și *Chlamys gravesi* Arch. (D. Patrulius, 1954). Această suită, care reprezintă un corespondent al faciesului de Podhale din Carpații centrali (D. Patrulius, 1956), atinge în Maramureș 500 m grosime.

Lattorfian — Rupelian (lf+rp)

Pe marginea masivului Maramureș, aceste etaje sînt reprezentate, în principal, prin roci argiloase și gresii fine, în strate subțiri. În părțile marginale ale zonei transcarpatice și anume în bazinele Borșa și Ruscova, ca și pe marginea de W a masivului Rodnei spre W pînă în bazinul văii Sălăuța, o parte a depozitelor lattorfiane — rupeliene este reprezentată de *stratele de Valea Cărelor* (D. Patrulius et al., 1960). Este vorba de un pachet gros de șisturi argiloase și argilo-marnoase, cu tentă de alterație cafenie, și de gresii fine curbicorticale, cu fețe de separație micacee și deseori cu vine albe de calcit. Aceste două tipuri de roci constituie împreună ritmuri dese. În succesiunea depozitelor argilo-grezoase ritmice se găsesc local intercalate: lentile și strate subțiri de ankerite sideritice, șisturi disodilice cu resturi de pești (*Clupea*, *Serranus*), argile negre, șistoase, și argilite marnoase compacte, bituminoase, cu tentă de alterație alburie, bancuri de breccii și breccii-conglo-

merate mărunte cu elemente de șisturi cristaline și calcare, conglomerate tilloide cu o abundență matrice argiloasă și elemente de calcare, uneori nummulitice, calcare marnoase și gresii marnoase. Se întîlnesc frecvent macro-foraminifere priaboniene remaniate (G. Bombiță, inedit). Într-unul din blocurile mai mari de calcare marnoase din împrejurimile Săcelului s-a semnalat, pe lîngă un maxilar de *Prominatherium dalmatinum* (Meyer), o faună marină cu specii de *Uulsella*, *Solenocurtus*, *Barbatia*, *Laevicardium* (aff. *L. gigas* Defr.), *Pinna*, *Echinolampas* (D. Patrulius, 1964). La baza stratelor de Valea Cărelor apar local marne cenușii cu tentă de alterație alburie și cu faună de moluște salmastre din care se citează: *Polymesoda convexa* (Brongn.), *Ostrea cyathula* Lmk, *Ampulinopsis crassatina* (Lmk.), *Potamides lamarcki* (Desh.), *Pinella plicata* (Brug.), *Tympanotonos labyrinthium* (Nyst), *Calyptraea* sp. (I. Drăghindă, 1953, D. Patrulius, 1956; Gh. Bulgaru et al., 1966).

În împrejurimile Săcelului stratele de Valea Cărelor, care au fost comparate de D. Patrulius et al. (1960) cu stratele de Zakopane din Carpații polonezi, prezintă aspecte de Wildflysch tipic: pachete de strate puternic conturnate și diaclazate, intercalații numeroase de breccii cu șisturi cristaline și calcare și de conglomerate tilloide. Nivelele de breccii situate la partea inferioară a succesiunii conțin mici olistolite de șisturi cristaline și de gresii și calcare nisipoase lutețiene (D. Patrulius și Gr. Popescu, 1960).

În anumite sectoare (partea de S a bazinului Borșa, Poienile de sub Munte), succesiunea stratelor de Valea Cărelor cuprinde pachete groase de gresii în bancuri (*gresia de Birțu*; H. Zapalowicz, 1886) în parte curbicorticale, deseori groșiere, uneori conglomeratice și cu elemente de argilă, asociate cu gresii în lespezi și plăci cu resturi de plante incarbonizate. Stratele de Valea Cărelor împreună cu gresia de Birțu ating în partea de S a bazinului Borșa 1500 m grosime. În bazinul Borșa și în pantea de est a bazinului Ruscova termenul următor al aceleiași interval stratigrafic este reprezentat de un pachet bituminos gros de 300—400 m, constituit din argilite marnoase compacte cu tente de alterație alburie și din șisturi argiloase negre cu intercalații subțiri de menilite și cu lentile de ankerit. În partea de E a bazinului Ruscovei, același interval

spre deosebire de regiunile situate la nord-vest și la sud-est de perimetrul hărții, în care magmatismul subsecvent neogen se dezvoltă în faciesuri extrusive, teritoriul reprezentat pe hartă corespunde unei zone de manifestare a magmatismului sub faciesuri intrusive.

Corpurile subvulcanice de magmatite neogene se grupează în jurul a patru centre importante: (1) Toroiaga, corespunzând aliniamentului extern; (2) Rodna—Bîrgău, (3) Țibleș—Hudin și (4) Botiza—Băiuț, corespunzând aliniamentului intern.

1) Grupul Toroiaga cuprinde masivul andezitic Toroiaga—Țiganu și numeroase corpuri mai mici, dyke-uri și silluri, localizate în șisturile cristaline și în formațiunile sedimentare din partea de sud a masivului. Ele sînt formate preponderent din andezite și subordonat din dacite.

Masivul Toroiaga reprezintă un corp subvulcanic înclinat în șisturi cristaline epimetamorfice. Este constituit în zonele profunde, deschise de văile Secului și Novăț, din diorite cuarțifere. Prin intermediul unor varietăți porfirice, dioritele cuarțifere trec treptat în andezitele cu hornblendă și biotit care formează masa eruptivă principală.

Masivul eruptiv este înconjurat pe o suprafață restrînsă de o aureolă de metamorfism magmatic în care pe lângă efectele metamorfismului termic, de contact, reprezentate prin formarea biotitului și a cordieritului, se observă influența pneumatolitică și hidrotermală manifestată prin turmalinizări și silicifieri.

Local, și cu precădere în jurul filoanelor metalifere care străbat masivul andezitic pe direcția NE—SW, se observă fenomene de transformări hidrotermale manifestate prin propilitizări, carbonatări, caolinizări, silicifieri, epidotizări și turmalinizări.

2) Grupul Rodna—Bîrgău cuprinde numeroase corpuri subvulcanice, dyke-uri și silluri de dimensiuni variabile, constituite din riolite, dacite, andezite cu biotit și hornblendă, andezite cu hornblendă, andezite cu piroxeni și hornblendă, microdiorite. Dacitele formează cinci corpuri mai importante (de la NW la SE: Păstei, Orgei, Cormaia, Sîngiorz-Băi, valea Ilvei) dispuse în lungul unui aliniament intern, vestic, orientat NW—SE. Un al doilea aliniament, la fel orientat, se poate recunoaște în dispunerea corpurilor de andezite amfibolice. Andezitele piroxenice cu amfiboli sînt dispuse în părțile laterale

ale zonei largi în care se înscriu andezitele amfibolice. Ele formează dealurile Măgurii, Măgura Rodnei și Măgura Mică. Corpurile subvulcanice mai însemnate de andezite cu biotit și hornblendă sînt cele din culmea Prislop, valea Tomnaticului, valea Vinului, Măgura Porcului și lacolitul Cornii.

Masivele andezitice sînt străbătute de cîteva dyke-uri și corpuri mici de andezite bazaltice care reprezintă produsele vulcanice cele mai noi cunoscute în regiune.

Tipurile principale de vulcanite neogene prezente în regiune sînt deci riolite, dacite, andezite amfibolice, andezite cu biotit și hornblendă, andezite cu piroxen și hornblendă și andezite bazaltice. În corpurile subvulcanice de dimensiuni mari, cum sînt de exemplu lacolitul Cornii sau masele andezitice din Măgura Rodnei și dealul Măgurii, în zonele centrale andezitele trec treptat în faciesuri microdioritice reprezentate prin microdiorite și microdiorite porfirice cu amfiboli și cu amfiboli și piroxeni.

În partea de sud a munților Rodnei metamorfismul hidrotermal s-a manifestat în cadrul magmatitelor neogene în special în corpurile de dacite, sub forma unei intense caolinizări. Dacitele caolinizate află la Parva în vârful Păstei și în dealul Bucuitori de lângă Sîngiorz-Băi.

3) Grupul Țibleș—Hudin constituie culmea muntoasă care delimitează morfologic bazinul Transilvaniei de depresiunea Maramureșului. Este format din două masive eruptive principale, Țibleșul și Hudinul, între care formațiunile sedimentare sînt străbătute de numeroase corpuri și dyke-uri de roci eruptive.

Masivul Hudin este alcătuit dintr-un corp riodacitic principal (Riodacitul de Hudin) care se ridică sub forma unei cupole de sub sedimentele oligocene. Roca conține anortoclaz, plagioclaz, cuarț și biotit. În culmea de la sud-est de masa riodacitică află, sub formă de dyke-uri și corpuri subvulcanice mai mici, andezite cu hornblendă (andezitul de izvorul Hudinului), afectate intens de transformări hidrotermale (caolinizări, cloritizări), andezite cu piroxeni și hornblendă (andezitul de Plaiul Bătrîn), diorite cuarțifere și diorite piroxenice. Produsul cel mai tînăr este un andezit negru cu piroxeni și hornblendă (andezitul de Piatra Hudinului) care străbate riodacitul de Hudin. Roca conține plagioclaz, hipersten, augit, hornblendă brună și hornblendă verde.

Corpul riodacitic și dioritele au generat o aureolă de contact termic în care după O. Maier (1962) se distinge o zonă externă de șisturi pătate, corneene, corneene diopsidice și o zonă internă cu cordierit pinnitizat care a luat naștere în urma digerării de către magmă a unor enclave argiloase.

Masivul Țibleș reprezintă un corp subvulcanic compus, rezultat în urma unor intruziuni succesive de magmă. Masa principală a masivului este constituită dintr-un andezit cu piroxeni și hornblendă afectat de transformări de temperatură ridicată (andezitul de Țibleș). În urma intruziunii ulterioare masivul se lărgeste spre nord prin punerea în loc a unui corp de andezite cuarțifere (andezitul de Grohot) iar spre sud prin formarea unui corp de diorite cu piroxeni și hornblendă (diorite de Arsuri). Un andezit bazic cu piroxeni și hornblendă (andezitul de Arcer) străbate ca ultimă venire masivul eruptiv. În urma unor considerații asupra chimismului rocilor din masiv, L. Pavelescu (1953) atribuie formarea andezitului de Grohot și a dioritului de Arsuri unor procese de diferențiere prin acumulare de cristale, desfășurate în profunzime într-o magmă corespunzătoare andezitului de Țibleș. Acesta din urmă ar reprezenta deci tipul de magmă nediferențiată.

Masivul Țibleș este înconjurat de o aureolă de metamorfism de contact pe alocuri extinsă, constituită din diverse tipuri de corneene. Fenomenele de transformări hidrotermale (silicifieri, sericitizări, turmalinizări, epidotizări, uralitizări) prezintă pe alocuri o extindere mare și sînt însoțite uneori de procese de mineralizare cu sulfuri polimetalice.

4) În zona Botiza - Băiuț se continuă din regiunea Baia Mare, andezitele de Seini sub forma unei plăci întinse constituită din curgeri de lavă. Andezitele atribuite Sarmațianului inferior se prezintă sub aspecte variate din cauza diferitelor stadii de transformări hidrotermale.

Andezitele de Seini sînt străbătute și suportă andezite bazaltoide ale căror relații cu formațiunile sedimentare din afara regiunii cuprinse în hartă indică vîrsta panoniană. Andezitele bazaltoide sînt roci de culoare neagră, cu fenocristale de labrador, hipersten și augit. Nu sînt afectate de transformări hidrotermale.

Datorită caracterului preponderent subvulcanic al maselor de magmatite neogene, aprecierea vîrstei acestora întîmpină

dificultăți serioase avînd în vedere că cele mai noi formațiuni sedimentare pe care le străbat sînt atribuite Oligocenului superior — Miocenului inferior (Chattian-Burdigalian). Puținele date care se pot lua în considerare pentru a obține unele indicații asupra timpului de punere în loc a corpurilor subvulcanice sînt blocurile de marnă argiloase bugloviene cu *Teinostoma* semnalate de L. Pavelescu (1953) în brechiile vulcanice din masivul Țibleș și prezența mineralizațiilor de sulfuri polimetalice în unele din principalele corpuri subvulcanice (Toroiağa, Rodna, Țibleș), mineralizații care după afinități mineralogice pot fi încadrate primei faze de metalogeneză desfășurată în regiunea Baia Mare în timpul Sarmațianului.

Pe baza celor arătate, în acord cu schema evoluției magmatismului neogen după D. Rădulescu, M. Borcoș (1967), punerea în loc a corpurilor subvulcanice a avut loc în Sarmațian, cu posibilitatea de a trece și în partea inferioară a Pannonianului.

În stadiul actual al cunoștințelor, se poate deci considera că activitatea magmatismului neogen din regiunea cuprinsă în hartă a început în Sarmațian cu efuziunea andezitului de Seini. A urmat probabil punerea în loc a corpurilor subvulcanice însoțită de o fază metalogenetică cu sulfuri polimetalice. Formarea corpurilor subvulcanice a avut loc prin venituri repetate de magme, probabil la început mai acide (dacite) și la sfîrșit mai bazice (andezite). Activitatea magmatismului neogen se încheie în Panonianul superior prin andezite bazaltoide. Creșterea succesivă a bazicității produselor (de la dacite prin andezite cuarțifere și andezite amfibolice la andezite bazaltoide) reflectă o diferențiere de la acid la bazic în zonele profunde de alimentare.

ELEMENTE STRUCTURALE

Tectonica zonei cristalino-mezozoice

Formațiunile cristaline împreună cu cuvertura lor sedimentară mezozoică constituie o unitate tectonică bine individualizată, sariată spre est peste zona flișului. În cadrul terenurilor cristalofiliene se disting trei unități tectonice principale: o unitate parautohtonă constituită din formațiunile seriei de Bretila și ale

seriei de Repede și două unități superioare, pînza de Rodna și pînza de Bistrița (nefigurată pe hartă din lipsa datelor necesare unei conturări cartografice exacte).

Pînza de Rodna care cuprinde mezozona de tip Rebra — Ineu a fost demonstrată de Th. Kräutner (1938) după ce în prealabil fuseseră semnalate relații de încălecare în regiunea vîrfului Ineu de către I. Popescu-Voitești (1931) și de M. Reinhard, I. Atanasiu (1927). Ulterior tectonica în pînza a munților Rodnei a fost contestată atît de St. Ghika-Budești (1955), care recunoștea superpoziția mezozonei peste epizonă, dar o explică prin metamorfozarea diferențială a unor roci inițiale de compoziție chimică diferită, cît și de cercetătorii recentî (I. Rădulescu et al. 1965, I. Focșa et al. 1962). Aceștia nu recunosc poziția geometric superioară a mezozonei de tip Rebra — Ineu peste epizonă și atribuie toate sisturile intens metamorfizate unui fundament vechi peste care se află dispuse transgresiv formațiunile epimetamorfice. În ultimul timp structura în pînza a masivului Rodna a fost reafirmată de Marcela Dessila-Codarcea (1967), G. Pitulea (1967) H. G. Kräutner (1968).

Pînza de Bistrița cuprinde formațiunile seriei de Tulgheș, a căror poziție tectonică apare evidentă în special în regiunea situată la sud-est de teritoriul cuprins în foaia Vișeu, în munții Bistriței, unde unitatea autohtonă cu ouvertura ei triasică și paleozoică aflurează de sub seria de Tulgheș în cele două ferestre tectonice de la Iacobeni și Rusaia (Bretila).

În Maramureș și în munții Rodnei nu cunoaștem pînă în prezent relațiile dintre cele două unități tectonice superioare. O paralelizare a pînzei de Rodna cu pînza de Barnar de la sud de Vatra Dornei ar indica poziția superioară a pînzei de Rodna față de pînza de Bistrița.

Cristalinul autohton al Maramureșului și al Rodnei cuprinde două unități stratigrafice majore care aparțin la două cicluri tectono-magmatice și de metamorfism diferite: ciclul anteproterozoic superior corespunzător seriei de Bretila și ciclul paleozoic reprezentat prin seria de Repede. În majoritatea cazurilor relațiile dintre cele două serii sînt de transgresiune. Se cunosc însă în bazinul văii Vaser și în regiunea vîrfului Pop Ivan (G. Pitulea, 1967) relații de încălecare

atît ale seriei de Bretila peste cristalinul epimetamorfic cît și al acestuia peste seria de Bretila. Al doilea caz se întîlnește în cursul inferior al văii Vaserului și în valea Botizului unde între cele două serii cristaline se află intercalate formațiuni sedimentare asemănătoare flișului negru, dispuse transgresiv pe seria de Bretila.

În privința tectonicii plicative, se distinge un anticlinoriu orientat direcțional față de structurile carpatice, marcat de zonele de aflorare ale seriei de Bretila în Pop Ivan, la Poienile de sub Munte și în valea Vaserului. Spre sud această structură se continuă prin anticlinalul Bretila. Un sinclinal de amploare mai mică se conturează în culmea dintre valea Vaser și valea Cîsla — sinclinal în care se află dispuse zăcămintele de sulfuri polimetalice de la Burloaia, Cataramă — Măcărlău, pîrîul Ursului și Novicior. Toate structurile menționate sînt sinmetamorfice și reprezintă cute flexurale cu alunecări concentrice.

Formațiunile cristaline din pînza de Rodna prezintă o structură relativ simplă: în partea de vest, în bazinul Rebra și Cormaia, formează un monoclin; în restul masivului Rodna, constituie mai multe petece de acoperire în care formațiunile seriei de Rebra au o poziție quasi-orizentală. Cele mai importante petece ale pînzei de Rodna sînt cele din culmile Pietrosul, Rabla, Coronghiș și Ineu.

Nu există indicii care să permită o datare exactă a momentului punerii în loc a pînzei de Rodna. Fenomenul a avut loc în intervalul cuprins între Paleozoicul superior și Eocen. Sensul de mișcare în deformările paleozoice exprimat prin vergența cutelor și a clivajelor paleozoice, fiind opus față de sensul de înaintare al pînzei, este puțin probabil ca șariajul pînzei de Rodna să fie hercinic. Stilul pînzei, avansarea ei de la vest spre est, din interiorul spre exteriorul arcului carpatic, concordă în schimb cu tectonica alpină carpatică. Înclinăm de aceea pentru acceptarea vînstii alpine a șariajului pînzei de Rodna (H. G. Kräutner, 1968).

Tectonica sigur alpină a zonei cristalino-mezozoice este pusă în evidență doar în zona de aflorare a depozitelor mezozoice.

Cuvertura permo-mezozoică a cristalinului este distrusă în cea mai mare parte, ea fiind conservată cu oarecare continuitate doar într-un sinclinal situat aproape de fruntea

unității (sinclinalul Petriceaia). Este un sinclinal culcat spre nord, în flancul sudic cristalinel încăleciind puțin depozitele permieniene și triasice. Poziția aceasta pune în evidență vergența generală nordică a structurilor alpine din zona cristalino-mezozoică. Mișcarea generală spre nord este și mai bine evidențiată de încălecare în întregii zone cristalino-mezozoice peste zona flișului. Șariajul (pus în evidență de M. Bleahu, 1955, 1962), este dovedit prin existența unor petece de acoperire de depozite permio-mezozoice în zona flișului și a unor ferestre și semiferestre (valea Pentaia și versantul nordic al văii Vaserului) în care de sub cristalinel apar formațiunile sedimentare ale unității subiacente.

Unitatea care se găsește sub masa principală de șisturi cristaline cu învelișul său sedimentar cuprinde șisturi mezometamorfice, calcare triasice și formațiunea detritică neagră atribuită Jurasicului mediu cu semn de întrebare (solzul de Poleanca-Rugaș al lui M. Bleahu din masivul Mihailecul și fereastra din valea Pentaia). În valea Vaserului peste gnaisele de Greben se dispune formațiunea neagră, încălecată de cristalinel epizonal (încălecare nu a fost pusă însă cartografic în evidență pe toată lungimea ei). Aceste fapte lasă să se presupună existența unei importante unități tectonice parautohtone, de vîrstă alpină, constituită din cristalinel mezozonal și un înveliș sedimentar mezozoic de facies foarte intern.

Tectonica zonei flișului

Zona flișului cretacic ocupă un teritoriu relativ restrîns, fiind limitată la sud de zona cristalino-mezozoică iar la nord de granița de Stat a țării, dincolo de care, pe teritoriul URSS, are o mare dezvoltare. În cadrul ei se disting trei unități tectonice: unitatea flișului negru, unitatea stratelor de Sinaia și unitatea stratelor de Corbu.

Unitatea flișului negru se caracterizează prin formațiunea neagră, atribuită cu rezervă Jurasicului mediu, flișul negru (Malm-Neocomian), stratele de Vinderelu (Barremian-Aptian) și masele mari de bazalte, dolerite și rocile asociate lor. Unitatea este încălecată de pînza cristalino-mezozoică sau de solzul inferior acesteia, și încăleacă la rîndul ei unitatea stratelor de Sinaia. În cadrul unității au fost distinși cinci solzi, care se acoperă în evantai de la vest spre est (M. Bleahu (1955, 1962).

Unitatea stratelor de Sinaia cuprinde stratele de Rahov (echivalente cu stratele de Sinaia) și stratele de Vinderelu. Ea este încălecată de unitatea flișului negru și încăleacă la rîndul său unitatea stratelor de Corbu.

Unitatea stratelor de Corbu cuprinde stratele de Corbu, care au fost echivalente cu seria curbicorticală din Carpații Moldovei, ceea ce ar face ca linia dintre stratele de Rahov și stratele de Corbu să corespundă liniei Lutul Roșu (M. Bleahu, 1962). Deoarece după date mai recente de pe teritoriul U.R.S.S. sîntem acum în măsură să echivalăm stratele de Corbu cu seria de Burcut, rezultă că unitatea stratelor de Corbu aparține tot unității interne a flișului, unității de Ceahlău, încălecare unității stratelor de Rahov peste cele de Corbu fiind doar un accident cu valoare locală.

În ansamblu zona flișului prezintă vergențe spre nord, cu cîte strînse și teotonizare puternică în unitatea flișului negru, cu cîte mai largi în unitatea stratelor de Sinaia și Corbu. Faza principală tectonică care a generat această structură este austriacă, peste ea suprapunîndu-se dislocații rupturale mai noi, probabil laramice (ele afectează în bloc eocretacicul din zona flișului și neocretacicul de pe zona cristalino-mezozoică).

Tectonica zonei transcarpatice

Zona transcarpatică se situează la interiorul masivelor cristaline ale Rodnei și Maramureșului, apărînd figurată pe hartă în partea de SW. În cadrul zonei se pot distinge mai multe sectoare, individualizate sub raportul structurii:

1) Golful Bîrgău, situat la sud de munții Rodnei, apare numai parțial figurat pe foaia Vișeu, el continuîndu-se și mai la sud. El are o structură simplă, cu cîte simetrice puțin pronunțate, dar cu numeroase falii. Acestea au favorizat ascensiunea magmelor ce au dat naștere sillurilor și dyke-urilor ce împînzesc regiunea.

2) Golful Borșa este situat între cristalinel Rodnei la sud și cristalinel Maramureșului la nord care, prin pîntenul Vaserului, închide parțial golful și spre vest. Structura lui este simplă, cu depozitele dispuse concentric, în sinclinal, și cu mici complicații de ordin local. Spre sud contactul între depozitele paleogene și cristalinel se face de-a lungul unei mari falii (falia

Rodnei), care împreună cu falia similară din sectorul Bîrgău fac ca masivul Rodnei să apară ca un horst.

Pe marginea de nord-est a golfului Borșei sînt de remarcate cîteva accidente secundare care implică cristalinul, împins spre sud și vest, astfel încît acesta ajunge în muntele Cearcănuș, ca și în bazinul văii Cîsla, să încalce peste depozitele eocene, respectiv cele oligocene.

3) Golful Ruscova este delimitat de cristalinul Mara-mureșului la nord și la est (pintenul Vaserului), la sud de o importantă falie, falia Izei, orientată E—W, iar la SW de o altă falie importantă, falia Petrovei, orientată NW—SE și care îl separă de blocul Petrovei. Acest compartiment este coborît față de blocul Petrovei, care a avut un rol de împingere, astfel că aici au luat naștere mai multe falii inverse ce au determinat o structură în solzi orientați NE—SW și care se încalce de la W spre E.

4) Blocul Petrovei, situat la SW de falia Petrovei și la N de falia Izei, reprezintă un compartiment ridicat, ale cărui depozite de fliș eocen împreună cu culcușul lor de depozite cretace ocupă o largă suprafață. Acest bloc tectonic a avut un rol activ în timpul fazelor de diastrofism căci a determinat deplasări divergente: spre E solzii din golful Ruscovei, spre N o încălecare de amploare mai mare (falia Petrovei, care însoțește cursul inferior al Vișeuului), iar spre S șariajele din munții Lăpușului.

5) Sectorul munților Lăpușului cuprinde teritoriul situat la sud de falia Izei, la nord de cristalinul din Preluca Lăpușului și la vest de cristalinul munților Rodnei. Caracteristica structurală a acestui sector este vergența sudică a cutelor și chiar existența unor șariaje, de oarecare amploare: pînza Botizei și parautohtonul ei, pînza-solz a Baicului. În fruntea pînzei Botizei apar ca blocuri rabotate klippele pienine de la Poiana Botizei. La S și SE de încălecarea Baicului se dispune o serie de cute și de mici solzi cu direcție generală NW—SE pînă la W—E. Cutele se normalizează treptat spre sud dispărînd sub cuvertura de depozite helvețiene aparținînd depresiunii Transilvaniei.

Zona transcarpatică are în ansamblu caracterul unei fosse în care s-au acumulat în cursul Paleogenului depozite de fliș,

care pe margini trec la depozite neritice. Momentul tectonic principal l-a constituit faza stinică cînd, din cauza mișcării blocurilor cristaline de pe margini și inversiunii survenite în partea centrală, au luat naștere o serie de falii ce au compartimentat fosa. Mișcarea diferențială a acestor compartimente a dus la cutarea cuverturii sedimentare și la deplasarea ca solzi sau mici pînze de șariaj. După această fază, în partea centrală a teritoriului a urmat mai tîrziu cea a Pannonianului (începînd cu Pannonianul mediu). Mișcări survenite înainte și după Pannonianul mediu au reactivat unele din vechile falii, favorizînd insinuarea magmelor din care provin corpurile subvulcanice și vulcanitele extrusive ale Neogenului superior.

INDICAȚII BIBLIOGRAFICE

- Aghiorghesei V. (1953) Harta geologică a Transilvaniei de Nord-Est (1:75.000). Arh. M.I.P. Ch. București.
- Anton S. (1943) Asupra prezenței klippelor pienine în nordul Transilvaniei. *Acad. Rom. Bul. secț. șt.* 25, 10.
- Atanasiu L. (1956) Geologia regiunii Petrova-Sighet (Maramureș). *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- Atanasiu L., Dimitrescu R., Semaka Al. (1956) Studiul petrografic al eruptivului din munții Bîrgăului. *D. S. Com. Geol.*, XL, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner G. H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței. *D. S. Com. Geol.*, LIII/1, București.
- Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în partea de nord a munților Maramureș. Raport definitiv. Arh. Com. Stat Geol.
- Bleahu M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al râului Ruscova (Munții Maramureșului). *D. S. Com. Geol.*, XLV, București.
- Böhm-Bem B. (1944) Geologische Verhältnisse des Gebietes NE von Olahlapos. *A. M. Kir. Földt. Int.*, VI, 2.
- Bombiță G., Gheorghian M., Gheorghian Mihaela (1960) Raport privind formațiunile sedimentare din cuprinsul foii Tg. Lăpuș. Arh. Com. Stat Geol., București.
- Bombiță G. (1966) Contribuții la studiul geologic al regiunii Băiuț-Poiana Botizii. *D. S. Com. Geol.*, LII/1, București.
- Borcoș M. (1967) Studiul geotermometric al mineralizației din masivul subvulcanic neogen Toroiaga — Țiganul (regiunea Maramureș). *D. S. Com. Geol.* LIII/2, București.
- Borcoș M., Vasilescu Al. (1954) Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea de la est de vârful Văratec (Botiza-Maramureș). Arh. Com. Stat Geol. București.
- Borcoș M., Borcoș E., Pitulea G., Popp I., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1958) Raport geologic privind rezultate de cartare și de prospecțiune pentru sulfuri complexe și mercur în bazinul Ruscova și Bistra. Arh. Com. Stat Geol. București.

- Borcoș M., Pitulea G., Ioanid C., Borcoș Elena, Jude R. (1959) Raport geologic privind lucrările de prospecțiune pentru sulfuri, mangan și mercur în bazinele Bardău-Bardii-Cvașnița-Pentaia-Repedea și Bistra. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Bulgaru G. et al. (1964) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în nordul bazinului Transilvaniei între valea Sălăuța și valea Bistriței, inclusiv munții Bîrgăului. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Bulgaru G. et al. (1965) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu între valea Sălăuța și Munții Căliman. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Bulgaru G. (1966) Cercetări stratigrafice în bazinul văii Sălăuța. *St. și Cercet. Geol., Geof., Geogr., Ser. Geol.*, XI, 1, București.
- Ciornei P. (1954) Raport asupra cristalinelor din bazinul Vaserului de la nord de Toroiaga. Arh. Com. Stat Geol., București.
- Ciornei P. (1955) Raport geologic asupra cristalinelor din bazinul superior al văii Vaserului. Arh. Com. Stat Geol., București.
- Ciornei P. (1956) Raport geologic asupra regiunii dintre V. Vaserului-vîrfurile Țiganului-Toroiaga. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciornei P. (1958) Raport asupra prospecțiunilor geologice în cursul inferior al bazinului Vaser. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciornei P. (1960) Raport asupra prospecțiunilor geologice din sectorul Roșu — Novăț. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciornei P. (1961) Raport asupra prospecțiunilor geologice din sectorul Valea Novățului — Valea Ursului. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciornei P. (1962) Raport asupra prospecțiunilor geologice din sectorul dintre cursurile superioare ale văii Lustunului — văii Stevioarei. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Ciornei P., Bîră N. (1960) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în sectorul cursului superior al văilor Vaser și Pîrcălab (Maramureș). Arh. Com. Stat Geol. București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpates Roumains. *Revue Géol., Geofiz., Geogr. Serie Géologie* 1, București.
- Codarcea-Dessila Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Stud. Cercet. Geolog., Geofiz., Geogr., Seria Geologie* 12, 1, 57—68. București.
- Cotta B. v. (1855) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. *Jahrb. d.k.k. geol. R. A.*, 6, Budapest.
- Dimitrescu R. (1950) Raport preliminar asupra regiunii Baia Borșa — Toroiaga. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Dimitrescu R. (1951) Raport geologic asupra regiunii Băiuț — Baia Mare. Arh. Com. Stat Geol. București.
- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Baia Borșa — Toroiaga. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, 53—58. București.
- Dimitrescu R. (1954) Raport asupra cercetărilor din regiunea Baia Borșa. Arh. Com. Stat Geol. București.

- Dimitrescu R. (1955) Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa — Toroiaga. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 44—48. București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 48—54. București.
- Drăghindă I. (1953) Cercetări geologice în bazinul Telcișorului. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Dumitrescu I. (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. Inst. Petrol și Gaze*, III. București.
- Ferenczi St. (1916) Petrographische Untersuchungen des Nagyhugyner „Trachyt“. *Muzeumi Füzetek*, III, 2, Cluj.
- Focșa I., Bîră M., Arion M. (1959) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni pentru sulfuri complexe în bazinul văii Vaser (între valea Ivășcoia și valea Novicior). *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Ignat V., Bologa V. (1960) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în regiunea Rodna de nord. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Ignat V., Bologa V. (1961) Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice cu privire specială la sulfuri complexe în regiunea munților Rodnei de nord. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Focșa Felicia, Ignat V., Ignat Domnița (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase în sectorul văii Cormaia — văii Rebra (Munții Rodnei). *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Focșa Felicia (1964) Raport geologic asupra prospecțiunilor din sectoarele valea Bistricioara — Izvorul Cailor și valea Rebra. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Ignat V., Focșa Felicia (1965) Raport asupra prospecțiunilor pentru mică și caolin în munții Rodnei. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Focșa I., Focșa Felicia (1965) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în sectorul valea Cormaia — Sud. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Gherman J., German E. (1954) Raport geologic asupra regiunii Dragomirești — Slătioara. *Arh. M.I.P. Ch.* București.
- Ghika-Budești St. (1955) Structura muntelui Curățelu în masivul Rodnei. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 150—156. București.
- Ghika-Budești St. (1957) Procese geologice, fizico-chimice și metalogenetice în munții Rodnei. *D. S. Com. Geol.* XLI, 9—15. București.
- Hauer F., Stache C. (1863) *Geologie Siebenbürgens*. Wien.
- Hofmann K. (1887) Geologische Notizen über die kristallinische Schieferinsel von Preluca und über das nördlich und südlich ausschliessende Tertiärland. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst.*, Budapest.
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului, valea Coșna (Carpații Orientali). *Stud. Cercet. geol., geofiz., geogr., seria Geologie* 11, 1, 77—90. București.

- Iliescu Violeta, Codarcea-Dessila Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol.* LI/2. București.
- Iliescu O., Mărgărit G., Mărgărit Maria, Gheorghian M., Gheorghian Mihaela, Nagel A. (1962) Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru cărbuni din regiunea Moigrad, Jibou, Stejera, Ileanda, Răzoare. *Arh. Com. Stat Geol.*, București.
- Iliescu G., Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuta (1964) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în bazinul Maramureșului și bazinul Oașului. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Iliescu G., Iliescu Maria, Georgescu D., Georgescu Lenuta (1965) Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în bazinul Maramureșului și bazinul Oașului. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Ionescu C. (1962) Raport geologic privind rezultatele lucrărilor de prospecțiuni pentru sulfuri polimetalice din regiunea pârâul Izvorul Ursului. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Ionesi L. (1959) Geologia regiunii Petrova — Strîmtura (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLII. București.
- Kálmán M. (1944) Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Olahlapos. *A. M. Kir. Földt. Int.*, VI, 3. Budapest.
- Kamiensky M. (1935) Bemerkungen über die Andesite des Toroiaga-Gebietes in den Marmoroscher Karpathen. *Bull. Internat. d. l'Ac. Polon. des Sci. et des Lettres*. A. 399—407. Varșovia.
- Koch A. (1860) Neue petrographische Untersuchungen der trachytischen Gesteine der Gegend von Rodna. *Földt. Közl.* X. Budapest.
- Koch A. (1894) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Theil, Paläogene Abt., *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* X. Budapest.
- Kräutner Th. (1930) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Auri, văii Țibăului și Cîrlibabei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV/1925/26. București.
- Kräutner Th. (1929/30) Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. *Verh. u. Mitt. d. Sieb. Ver. f. Naturw. zu Hermannst.*, 79, B. Sibiu.
- Kräutner Th. (1930) Studii geologice în munții Rodnei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIII 1924/25. București.
- Kräutner Th. (1930). Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Bărgăului cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XII, 1923/24. București.
- Kräutner Th. (1934) Die geologischen Verhältnisse der Mineralwasserquellen des Rodnaer Gebirges. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II, 208—211. București.
- Kräutner Th. (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* XIX. București.

- Kräutner Th. (1940) Observations géologiques et pétrographiques dans le massif oristallin du Maramureş. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIII, 101-107. Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1966) Die Genesis der Sulfidlagerstätten aus den kristallinen Schiefen der Ostkarpathen. *Revue Roum. Géol., Géophys., Géogr. Série Géologie* 10, 2, 162—184. Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Stud. Cercet. Geol., Geofiz., Geogr. Seria Geologie*, 13/2. Bucureşti.
- Laţiu V. (1928) Birefringenta feldspaţilor plagioclazi din seria andezinei şi studiul microscopic al rocilor cu andezin din munţii Rodnei. *Rev. Muz. Geol. min. al Univ. Cluj*, II, 2.
- Maier O. (1956) Raport asupra cercetărilor geologice şi petrografice în regiunea masivului Hudin (munţii Ţibleş). *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Maier O. (1962) Geologia şi petrografia masivului Hudin (Munţii Ţibleş). *D. S. Com. Geol.* XLV (1957—1958) p. 89—113, Bucureşti.
- Mînzăraru Lidia (1965) Studiul mineralogic şi petrografic al corpurilor subvulcanice din partea de NW a munţilor Bîrgău. *Stud. tehn. şi econom. Com. Geol. Seria I*, 1, Bucureşti.
- Motaş I. (1956) Contribuţii la geologia Maramureşului (bazinul Iza). *D. S. Com. Geol.*, XL, Bucureşti.
- Mutihac V. (1956) Cercetări geologice în regiunea Dragomireşti-Botiza (Maramureş). *D. S. Com. Geol.*, XL, Bucureşti.
- Năstăseanu S. (1956) Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din regiunea Sighet-Ocna Şugatag. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.
- Neacşu Gh. (1962) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase şi baritină în partea de nord a cristalinului Carpaţilor Orientali (Muntele Pop Ivan). *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Partsch P. v. (1826) Reiseskizzen aus Siebenbürgen. Manuscris in *Bibl. Muz. Bruckenthal*, Sibiu.
- Patrulus D. (1954) Asupra prezenţei anthracotheridului *Prominatherium dalmatinum* H. Meyer, în depozitele paleogene de la Săcel-Maramureş. *Acad. R.P.R. Bul. Ştiinţ. (Sect. St. Biol. Agron. Geol. Geogr.)* VI/3, Bucureşti.
- Patrulus D., Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în valea Vişeuului şi în împrejurimile Săcelului (Maramureş). *D. S. Com. Geol.*, XXXIX, Bucureşti.
- Patrulus D. (1956) Contribuţii la studiul geologic al Maramureşului (Baz. Ruscovei). *D. S. Com. Geol.*, XL, Bucureşti.
- Patrulus D., Motaş I., Bleahu M. (1960) Structura geologică a Maramureşului românesc. *Mat. karp.-balk. Asot.* 1, Kiev.
- Patrulus D., Popescu Gr. (1960) Faciesul de Wildflysch şi klippele sedimentare din Maramureş, *Ibid.*
- Pávay-Vajna F. (1943) A Felső-Izavölgy környékének geologiaja. *Besz. a. M. kir. Földt. Int. Uitaüléseinek Nunkalátairol.* Budapest.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al masivului Ţibleş. *An. Com. Geol.*, XXVI, Bucureşti.

- Pătruţ I. (1952 a) Geologia regiunii Beclean. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXI, Bucureşti.
- Pătruţ I. (1952 b) Observaţii geologice în regiunea văii Iza. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, Bucureşti.
- Pitulea G. (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates orientales (Région de Pop Ivan — Tulgheş). *Revue Roum. Géol., Géophys., Géogr. Série Géologie*, II, 2, Bucureşti.
- Popescu-Voineşti I. (1931) Încălecările din regiunea văii Vinului — Ineu (Rodna Veche). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, (1929—1930), Bucureşti.
- Popescu-Voiteşti I. (1931) Vîrsta dacitelor şi amfibol-andezitelor din regiunea Rodnei şi în general din nordul Basinelui Transilvan. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, (1929—1930), Bucureşti.
- Posepny F. (1862) Geologische Verhältnisse des mittleren Laposgebirges. *Verh. d. geol. R. A. Wien.*
- Posepny F. (1864) Die Eruptivgesteine der Umgebung von Rodna in Siebenbürgen. *Verh. d. geol. R. A. XI*, Wien.
- Primics A. G. (1886) Die trachytischen Gesteine des Laposer Gebirges. *Földt. Közl.* Budapest.
- Primics A. G. (1887) Die Geologischen Verhältnisse der Rodnaer Alpen mit besonderer Berücksichtigung der kristallinen Schiefer. Referat în *Földt. Közl.* XVII. Budapest.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Costache P., Barbu Felicia, Constantinof B. (1960) Raport asupra prospecţiunilor pentru fier şi sulfuri în regiunea Cărlibaba-Iacobeni-Şesuri, Lucina-Bahna. *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Tofan D. (1961) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru fier şi neferoase în regiunea vîrful Omul — izvorul Someşului — vîrful Ineu. *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1962) Raport geologic pentru minereuri neferoase în munţi Rodnei (Sectorul estic: bazinul văii Anieş şi partea centrală a munţilor Rodnei). *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1963) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în munţii Rodnei — Sectorul Anieş. *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1964) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în munţii Rodnei — Sectorul Anieş. *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Ignat V., Focşa I., Focşa Felicia (1965) Raport geologic preliminar. Cercetări geologice în munţii Rodnei (Sinteză). *Arh. Com. Stat Geol.* Bucureşti.
- Rădulescu D., Borcoş M. (1968) Vedere de ansamblu asupra evoluţiei vulcanismului neogen din România. *An. Com. Stat Geol.* XXXVI, Bucureşti.

- Reinhard M., Atanasiu I. (1927) Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
- Richthofen F. v. (1860) Über den Bau der Rodnaer Alpen. *Verh. d. Geol. R. A.* Wien.
- Rozlozsnik P. (1907) Die geologischen Verhältnisse des Bergrevieres von Alt-Rodna. *Jahresb. d. ung. geol. An. f.* 1907. Wien.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. *An. Inst. Sc. de l'Univ. de Iassy*, XXIV, L. Iași.
- Savu H., Vasilescu A. I. (1954) Raport asupra regiunii Baia Borșa (Toroiağa). *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Schreter Z. (1943) Geologische Verhältnisse des Tertiären Hügellandes anschliessend an dem N.W-lichen Teil Laposgebirges. *Földt. Közl.* LXXVIII. Budapest.
- Socolescu M. (1948) Raport preliminar asupra zăcămintelor metalifere din regiunea Băile Borșei. *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Socolescu M. (1952) Asupra geologiei regiunii Baia Borșa. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, București.
- Stiopol Victoria (1962) Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleș. *Acad. R.S.R.* București.
- Stoicovici E. (1950) Raport preliminar asupra regiunii Băiuț — Botiza, *Arh. Com. Stat Geol.* București.
- Szöke Amalia, Steclaci Livia (1962) Regiunea Toroiağa-Baia Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic. Edit. Acad. R.P.R. București.
- Zapalowicz H. (1886) Eine geologische Skizze der Pokutisch-Marmoroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d. geol. R. A.* Wien.