

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

# MEMORII

VOL.VI

MARCELA DESSILA CODARCEA  
STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC  
AL REGIUNII RĂȘINARI CISNÄADIOARA-SADU

BUCUREȘTI 1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
**COMITETUL GEOLOGIC**  
**INSTITUTUL GEOLOGIC**

**MEMORIILE  
COMITETULUI GEOLOGIC**

**Vol. VI**

**STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC  
AL REGIUNII RĂȘINARI—CISNĂDIOARA—SADU**

DE

**MARCELA DESSILA-CODARCEA**

**BUCUREŞTI  
1965**



Institutul Geologic al României

Geologia Sălajului  
în raport cu geologia

# GEOMIN SĂLĂJENI

de Gav

Translucări și comparații  
cu geologia din România

Geologia Sălajului

Geologia Sălajului  
în raport cu geologia



Institutul Geologic al României

## TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>		<u>Pag.</u>
Introducere . . . . .	5	Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi (complexul ritmic) . . . . .	38
Date geografice și geomorfologice . . . . .	6	Seria de Riușorul Cisnădioarei . . . . .	39
Istoric — Hărți . . . . .	7	Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit . . . . .	39
Probleme și metode . . . . .	10	Complexul șisturilor clorito-albitice . . . . .	40
Stratigrafie — Petrografie . . . . .	10	Rocile eruptive . . . . .	41
Istoric . . . . .	10	Subseria de Steaza . . . . .	42
Stratigrafia și petrografia regiunii . . . . .	12	Seria de Sibișel . . . . .	43
Succesiunea șisturilor cristaline din reg. Răsinari — Cisnădioara — Sadu . . . . .	13	Seria de Sibișel în reg. Răsinari — Cisnădioara . . . . .	44
Seria de Măgura . . . . .	13	Complexul șisturilor amfibolice . . . . .	44
Succesiunea șisturilor cristaline . . . . .	14	Complexul șisturilor cu magnetit . . . . .	47
Complexul gnaiselor granitoide . . . . .	14	Complexul calcaros . . . . .	50
Complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice . . . . .	14	Complexul grafitos . . . . .	54
Complexul gnaiselor biotitice . . . . .	15	Seria de Sibișel în bazinul văii Sadului . . . . .	55
Răspândirea formațiunilor seriei de Măgura . . . . .	20	Seria de Răsinari . . . . .	57
Considerații asupra genezei gnaiselor oculare . . . . .	23	Complexul cuarțitelor blastodetrítice . . . . .	57
Seria de Sadu . . . . .	26	Complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice . . . . .	58
Complexul amfibolitic . . . . .	26	Considerații asupra proceselor de metamorfism . . . . .	59
Complexul micașisturilor cu granat și staurolit . . . . .	27	Formațiunile sedimentare . . . . .	62
Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi (complexul ritmic de Cîrlige) . . . . .	30	Tectonica . . . . .	63
Seria de Valea Muntelui . . . . .	30	Istoric . . . . .	63
Complexul micașisturilor cuarțoase . . . . .	30	Tectonica regiunii Răsinari — Cisnădioara — Sadu . . . . .	64
Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic . . . . .	30	Tectonica plicativă . . . . .	64
Transformările ulterioare ale rocilor complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic . . . . .	35	Tectonica disjunctivă . . . . .	70
Considerații asupra caracterului ofiolitic al acestui complex . . . . .	36	Concluzii tectonice . . . . .	72
		Considerații asupra evoluției paleogeografice a regiunii . . . . .	73
		Concluzii generale . . . . .	75
		Bibliografie . . . . .	77





Institutul Geologic al României

# STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC AL REGIUNII RĂȘINARI—CISNĂDIOARA—SADU

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

## ABSTRACT

Geological and Petrographical Study in the Rășinari — Cisnădioara — Sadu Area. The application of modern methods for the geological research carried out in the Rășinari — Cisnădioara — Sadu area led to a new interpretation of the geological history of this zone of Southern Carpathians.

The determination of the premetamorphic character of the different complexes of crystalline schists allows to foresee the formation conditions of rocks both during the settling of sedimentary rocks, the intrusion and extrusion of magmatic rocks and the succeeding phases of the metamorphic and structural evo-

lution. The presence of several geological cycles with deposits folded and metamorphosed during successive tectonical epochs was stated. The effects of the superposition of these epochs were emphasized by the characterization of the intensity and of the direction of metamorphic processes. From tectonical viewpoint, the presence of some imbricate structures in the most internal part of the Getic nappe was established.

The analysis of the folding tectonics in the studied area led to the conclusion that the orogenic movements have changed their propagation direction during geological time.

## INTRODUCERE

Regiunea care face obiectul acestui studiu este situată în partea de N a Carpaților meridionali centrali, în bazinul văii Oltului (fig. 1). Spre N, cercetările au fost extinse pînă la culmea dintre pîrîul Stezii (afluent al văii Cibinului) și pîrîul Poplaca, iar spre S pînă în valea Sadului. Limita estică a regiunii este dată de formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei, iar spre W de Valea Strîmbă, affluent al pîrîului Steaza și de culmea dealului Plaiului — Fața Crețului.

Obiectul inițial al acestui studiu l-au constituit formațiunile cristalofiliene epimetamorfice din regiunea Rășinari.

În scopul de a se obține indicații asupra fundamentului seriilor epimetamorfice, precum și în vederea elucidării problemelor de stratigrafie foarte complicate din cauza caracterului tectonizat al regiunii, am extins cercetările și mai spre vest în zona de dezvoltare a cristalinului Sebeșului. Astfel completarea hărții geologice a acestei zone, interesantă și din punct de vedere economic, datorită prezenței unor roci eruptive (masivul de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui), ne-a condus la abordarea problemelor în legătură cu cristalinul Sebeșului.

În urma punerii în evidență a unor structuri în solzi, cercetările au fost extinse spre S pînă în valea Sadului.



Perimetru cartat are o întindere destul de mică, însă pentru elucidarea problemelor pe care le comportă au fost necesare cercetări și studii extrem de amănunțite. Deoarece autorii

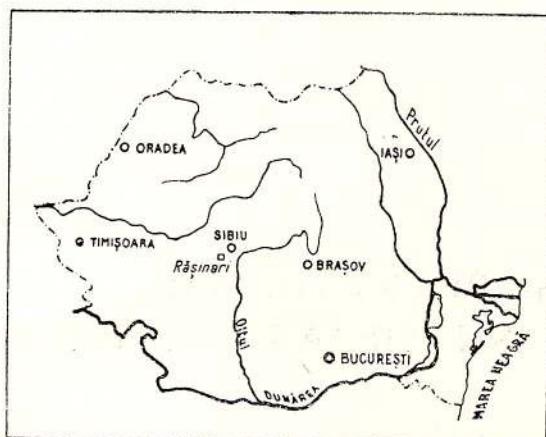


Fig. 1. — Poziția regiunii studiate în cadrul teritoriului R.S.R.

Fig. 1. — Position de la région étudiée dans le cadre du territoire de la R.S.R.

anteriori au efectuat studiul mineralologic, petrografic și chimic al formațiunilor cristalofiliene care intră în constituția regiunii Răsinari—Cisnădioara—Sadu, am încercat să aducem contribuții noi în cunoașterea geologiei acestei porțiuni a Carpaților meridionali centrali prin abordarea problemelor de stratigrafie, litologie, paleogeografie și paleotectonică, în vederea obținerii unei imagini cât mai complete a evoluției geologice antealpine a regiunii studiate.

Relațiile dintre diferitele serii cristalofiliene precum și problemele de litologie și metamorfism, abordate cu această ocazie, au fost studiate în continuare spre sud, în regiunea defileului Oltului. De altfel, pentru argumentarea unor probleme puse în evidență pentru prima dată în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu, vom face apel uneori și la date obținute din cercetările efectuate în defileul Oltului.

#### DATE GEOGRAFICE ȘI GEOMORFOLOGICE

Regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu este împărțită în două părți inegale de culmea Măgura—Fața Crețului—dealul Plaiului—Ghihan. Această culme principală care desparte bazinul văii Sadului de bazinul văii Cibinului, face parte din sistemul de culmi cu direcție E—W, carac-

teristic regiunii de la W de valea Oltului, culmi care separă văi adânci și largi (valea Sadului, valea Lotrioarei, valea Uriei de la Ciineni, valea Robeștilor).

Din punct de vedere orografic, regiunea studiată poate fi împărțită în două unități: unitatea Răsinari și unitatea Cisnădioara, separate prin pîrul Rîușorul Cisnădioarei.

Unitatea orografică a Răsinarilor este constituită dintr-o serie de culmi divergente, care se desprind spre N și E din vîrful Plaiului, situat în extremitatea vestică a perimetrlui studiat.

Unitatea orografică Cisnădioara este reprezentată prin masivul Măgurei, din care se desprind o serie de culmi radiare înspre E, W și S.

Altitudinea maximă în perimetru studiat este atinsă de vîrful Măgura Cisnădioarei (1305 m) și vîrful Plaiului (1198 m). Comunele Răsinari, Cisnădioara și Sadu sunt situate la limita masivului muntos cu cîmpia, la altitudinea de 520—534 m, încît, diferența de nivel maximă este de cca 800 m.

Din punct de vedere hidrografic, valea Sadului este cea mai importantă vale din regiunea studiată. Este o vale largă, care izvorăște de sub vîrful Cindrelul și se varsă în Olt, la E de comuna Tălmaciu. Afluenții săi mai importanți în perimetru studiat sunt: pîrul Ciuparilor, pîrul Cîrligelor, pîrul Cioarelor și Valea cu Vilcele. Trecînd în bazinul văii Cibinului menționăm pîrul Tocilelor cu afluenții săi: pîrul Fierului și pîrul Ursului. Acești afluenți își adună apele din versantul estic al Măgurei. Pîrul Rîușorul Cisnădioarei izvorește din partea vestică a vîrfului Măgura.

În unitatea orografică a Răsinarilor cele mai importante văi sunt: pîrul Stezei și pîrul Sibișelului. Pîrul Stezei izvorăște de sub vîrful Oncești, avînd un curs foarte sinuos; în perimetru studiat are la început direcția N—S, apoi cotește spre E, ieșind dintre dealuri în dreptul comunei Răsinari. Afluentul său cel mai important, Valea Strîmbă, își adună apele de sub vîrful Ghihan. Pîrul Sibișelului izvorăște de sub vîrful Plaiului, fiind caracterizat de asemenei printr-un curs foarte neregulat, determinat de caracterul geologic complicat al regiunii, unindu-se cu pîrul Stezei în aval de comuna Răsinari. Acest pîr primește de pe partea stîngă trei afluenți mai importanți: pîrul Plaiului, Valea Muntelui și pîrul Dobra, care izvorăsc de sub

culmea Plaiului; de pe partea dreaptă, pîrul Derjani își adună apele de sub vîrful cu aceeași nume, vîrsîndu-se în Sibișel puțin în amont de confluența cu pîrul Dobrei.

Caracterul foarte complicat din punct de vedere geologic al regiunii, produce aspecte morfologice deosebit de variate. De pe Măgura, cel mai înalt vîrf din perimetru cercetat, privirea poate îmbrățișa toată regiunea studiată, putîndu-se urmări perfect schimbările de relief în funcție de caracterul formațiunilor geologice.

Înălțimile cele mai mici sunt constituite din complexele de roci slab metamorfozate; astfel culmile înguste dintre pîraiele Dobra, Sibișel și Derjani, precum și dealul Schiaului, se mențin în general cam la același nivel, complexul cuarțitelor blastopsamitice constituind de obicei mici proeminente. Limita cu complexul paragnaiselor și gnaiselor oculare este bine vizibilă, fiind marcată de obicei printr-o mică să, de unde pantă începe să urce brusc.

Spre W regiunea este constituită din formațiunile mezozonale; altitudinea crește treptat, complexele paragnaisice constituind proeminențe puțin accentuate (dealul Plaiului), iar micașisturile formează de obicei sele. Complexul amfibolitelor și rocilor ultrabazice, imprimă de asemenea reliefului pante mai accentuate și versanți mai abrupti (Valea Muntelui și pîrul Sibișel).

În general, în regiunea Rășinari pantele sunt mai line, terminîndu-se prin platouri teșite. Vegetația arborescentă acoperă de obicei versanții văilor, platourile fiind ocupate de păsuni.

Unitatea orografică Cisnădioara prezintă aspecte aproape complet deosebite. Privită de pe culmea dintre pîrul Sibișel și pîrul Rîușorului sau de pe șoseaua de legătură dintre comunele Cisădioara—Cisnădie și Sadu, Măgura apare sub forma unui masiv cu aspect sălbatic, cu pante abrupte pînă în imediata apropiere a vîrfului și complet împădurite. Văile sunt greu accesibile, în special în cursul lor median și superior. Versantul dinspre valea Sadului este deosebit de abrupt, diferența de nivel de cca 700 m, realizîndu-se uneori pe o distanță de mai puțin de 2,500 km.

Harta geologică dă imediat explicația acestor aspecte atât de diferite, în comparație cu unitatea orografică a Rășinarilor: masivul Măgurei este constituit din complexe de gnais granoide și gnais oculare, care produc de obicei, în

regiunea de la E de Olt, aspecte deosebit de sălbatece. Aici aceste aspecte sunt întrucîtva atenuate datorită predominanței gnaiselor granoide și gnaiselor micacee. Fîsiile de gnais ocular apar sub forma unor zone stîncoase greu accesibile.

Spre E, în apropierea comunei Sadu, înălțimile descresc iar, datorită prezenței formațiunilor mai slab metamorfozate.

În partea vestică a unității orografice Cisnădioara se remarcă același fenomen; complexele de șisturi cristaline slab metamorfozate, formează un platou mic sub Măgura, în zona izvoarelor afluenților drepti ai pîrului Rîușorul. Porțiunile constituite din paragnaise și cuarțite dure cu porfiroblaste de albă, sunt caracterizate prin versanți deosebit de abrupti și stîncoși (bazinul pîrului Rîușorul Cisnădioarei).

În ce privește limita masivului cristalofilian cu formațiunile sedimentare, ea este foarte evidentă atât pe teren cât și pe hartă, și în special pe aerofotograme, prin trecerea bruscă de la aspecul muntos, caracteristic formațiunilor cristalofiliene, la coline foarte joase sau la câmpie. Trebuie să remarcăm însă, că uneori pachetele de conglomerate cretacice produc în versantul vestic al Măgurei scăderea treptată a înălțimilor, ceea ce face ca limita cristalin—sedimentar să fie aici puțin evidentă.

## ISTORIC — HARTI

### ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Datele existente referitoare la regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu pot fi împărțite în două categorii, corespunzînd la două etape importante ale procesului de cunoaștere a constituției petrografice și structurii geologice a masivelor cristaline din Carpații meridionali.

În prima categorie trebuie incluse lucrările mai vechi în care s-au adunat date mineralogice și petrografice, în timp ce în a două categorie intră lucrările de sinteză mai recente, în care s-au abordat problemele generale de stratigrafie și tectonică din Carpații meridionali, trecîndu-se astfel de la etapa de acumulare de date, la etapa de sistematizare și interpretare a acestor date.

Menționăm printre primii cercetători care s-au ocupat de regiunea ce face obiectul acestui studiu pe M. F. Ackner (1853), care a întreprins o serie de cercetări geologice în re-



giunca Răşinarilor (masivul de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui) și în regiunea Cisnădioara (masivul Măgurei). Acest autor a studiat de asemenea și ivirile de sulfuri metalice de la S de Răşinari.

Hauer și Stache, în urma cîtorva profile de recunoaștere efectuate în munții Cibinului, au făcut considerații generale asupra constituției lor petrografice. Ei s-au ocupat de asemenea de problema aluviușilor din regiunea Răşinari, indicînd rocile din care provin.

E. A. Bieltz a continuat cercetările mineralogice-petrografice în regiunea de la S de Răşinari, aducînd date noi în studiul masivului de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui.

Cîteva date sumare referitoare la constituția petrografică a acestei regiuni provin și de la A. Koch, care s-a ocupat cu redactarea hărții geologice a Transilvaniei (1902).

E. Moekkel a publicat, în anul 1916, rezultatele cercetărilor sale în regiunea Răşinarilor : bazinul Văii Muntelui și pîrul Plaiului. Această lucrare cu caracter mai mult petrografic descriptiv reprezintă un pas înainte față de datele existente, deoarece este prima dată cînd se abordează în mod mai sistematic studiul geologic al acestei regiuni.

A. Vendl publică în anul 1932 o lucrare de proporții mari referitoare la masivul Sebeșului. În această lucrare intră și regiunea Răşinari. Acest autor abordează studiul masivului Sebeșului mai mult din punct de vedere petrografic și chimic, descriind amplu un important număr de roci, caracterizînd mineralele lor constitutive prin numeroase constante optice, dînd o serie de diagrame de variație chimică și făcînd uneori considerații asupra genezei lor (gnaise oculare, serpentine, amfibolite).

Astfel se încheie perioada de acumulare a datelor mineralogice și petrografice, trecîndu-se la o perioadă ce se caracterizează prin apariția unor lucrări cu caracter de sinteze, în care se discută amplu problemele tectonice ale Carpațiilor meridionali.

În anul 1934 A. Strecker menționează în sinteza sa asupra Carpațiilor meridionali existența unei linii importante de dislocație, care traversează și regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu.

Cu ocazia pregătirii hărții geologice la scara 1:500.000 Șt. Ghica-Budești a efectuat o serie de profile de recunoaștere în Carpații

meridionali centrali, completate cu studii mai amănușite în anumite perimetre. Acest autor a pus în evidență prima dată (1939) o succesiune a formațiunilor cristalofiliene, care constituie masivele muntoase a acestei porțiuni din arcul carpatic. Șt. Ghica-Budești este de asemenea primul autor, care a făcut considerații paleogeografice ; din punct de vedere tectonic, el a infirmat linia de dislocație menționată de A. Strecker.

L. Pavelescu reia în anul 1951 studiul geologic și petrografic al munților Sebeș, ocupîndu-se atât de formațiunile cristalofiliene care constituie acest masiv, cît și de rocile eruptive ultrabazice, menționînd adesea și masivul de pe Valea Muntelui (Răşinari). Acest autor introduce de asemenea în lucrările sale consideraționi paleogeografice și tectonice asupra acestei porțiuni a Carpațiilor meridionali, referindu-se uneori și la regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu.

## HARTI GEOLOGICE

Regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu nu a făcut pînă acum obiectul unor cercetări mai amănușite, schițele geologice la scară mică în care se prezintă constituția ei petrografică fiind foarte sumare.

Pe hărțile de ansamblu (harta geologică a Transilvaniei, harta scara 1:500.000) datele menționate în această regiune sunt de asemenea sporadice.

În anul 1855, M. J. Ackner separă pe schița sa de hartă, în regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu, o ivire de serpentine între micasisturi, gnaisă și sisturi argiloase.

Pe harta geologică a Transilvaniei, F. Hauer pune în evidență un mic masiv de serpentine (Valea Muntelui—Răşinari), între sisturi cristaline, reprezentate prin micasisturi, gnaisă și sisturi amfibolice. Harta sa (1896) nu reprezintă în regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu decît sisturi cristaline de epizonă și mezozonă.

A. Koch a adus îmbunătățiri hărții geologice a Transilvaniei (1902) separînd la S de Răşinari : sisturi cloritice, gnaisă, gnaisă granițice și micasisturi. În apropierea satului este desenată o lentilă de calcare de direcție E—W.

Trebuie să menționăm de asemenea schița masivului de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui (Răşinari), anexată de Moekkel la studiul



său asupra geologiei acestei regiuni (fig. 2). În această schiță, deși destul de sumară, este redată în mod judicios structura acestui masiv: într-un înveliș de amfibolite sînt separate două lentile de roci peridotitice și serpentine și o enclavă de gnais. În jurul primei lentile, este

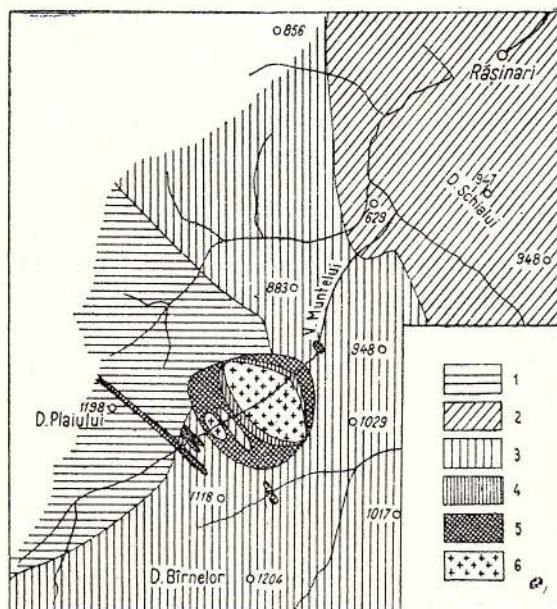


Fig. 2. — Schiță geologică a regiunii de la sud de Răşinari (sc. 1:25.000 K. Moeckel).

1, micașisturi ; 2, filite ; 3, gnais ; 4, șisturi cu epidot și clorit ; 5, amfibolite ; 6, peridotite, serpentine.

Fig. 2. — Esquisse géologique de la région située au sud de Răşinari (échelle 1:25.000 K. Moeckel).

1, micaschistes ; 2, phyllites ; 3, gneiss ; 4, schistes à épidoze et chlorite ; 5, amphibolites ; 6, peridotites, serpentines.

pusă în evidență o zonă îngustă de șisturi cloritice și șisturi clorito-epidotice. În restul regiunii dintre dealul Bîrnelor, dealul Plaiului și dealul Schitului sînt separate: gnais, micașisturi, amfibolite, iar spre E, în apropierea comunei Răşinari, filite.

Lucrarea amplă asupra masivului Sebeș, publicată de Vendl, în anul 1932, este însotită de o schiță de hartă care cuprinde însă în perimetru Văii Muntelui datele lui Moeckel. În restul regiunii sînt separate cu totul aproximativ filite aparținând cristalinului Făgărașului, calcar cristaline între Răşinari și Poplaca, micașisturi pe dealul Plaiului și pe culmea dinspre Sadu, gnais șistoase în care sînt înglobate paragnaise și gnais de injecție pînă în dealul Derjani și valea Sadului.

În anul 1939 Șt. Ghika-Budești publică harta Carpaților meridionali centrali, scara

1 : 250 000, realizată în urma unor cercetări pe suprafețe foarte întinse, timp de 5 ani, în ve-derea redactării hărții geologice la scara 1:500 000 (fig. 3). Pe această hartă sînt separate în regiunea Răşinari o zonă de filite, șisturi cloritoase, adesea grafitoase, conținînd lentile de calcare aparținînd părții superioare a seriei de Făgăraș. Între această zonă și șisturile micacee cu biotit, adesea cu epidot, aparținînd seriei de Cumpăna, este pusă în evidență o zonă îngustă constituită din micașisturi microblastice cu biotit, clorit și sericit, cu intercalații cuarțitice care se ramifică spre vîrful Ghihan, atingînd valea Sadului în dreptul comunei Rîul Sadu. Masivul de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui este situat în aceste două zone, iar la S de pîrful Stezei este menționată o mică lentilă de gnais de injecție cu structură oculară. Masivul Măgurei apare constituit din șisturile micacee cu biotit și epidot ale seriei de Cumpăna. Pe valea Sadului și în continuare în versantul estic al Măgurei sînt puse în evidență două lentile de gnais de injecție, separate prin micașisturi microblastice.

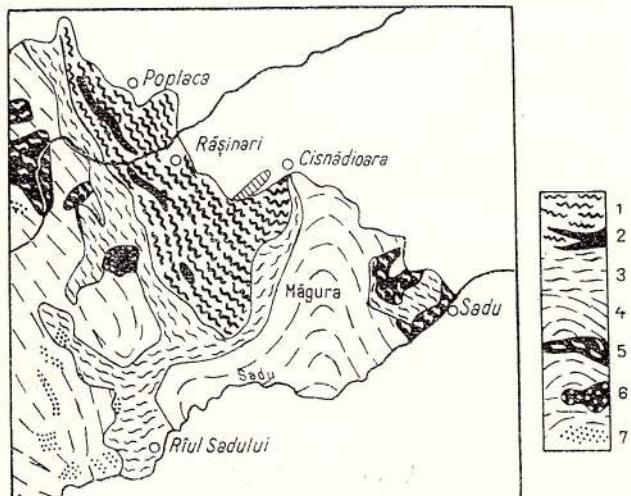


Fig. 3. — Schiță geologică a regiunii Răşinari—Cisnadioara—Sadu (sc. 1:250.000 Șt. Ghika-Budești).

1, filite și șisturi cloritoase, adesea grafitoase ; 2, calcare cristaline ; 3, micașisturi microblastice cu biotit, clorit și sericit, cu intercalații cuarțitice ; 4, șisturi micacee cu biotit, cu structură lepidoblastică adesea cu epidot ; 5, gnais de injecție cu structură oculară ; 6, roci ultrabazice serpentinizate ; 7, impregnații interstratificate de pegmatite, aplite, sienite și gnais lit-par-lit.

Fig. 3. — Esquisse géologique de la région de Răşinari—Cisnadioara—Sadu (échelle 1:250.000 Șt. Ghika-Budești).

1, phyllites et schistes chloriteux, souvent graphiteux ; 2, calcaires cristallins ; 3, micaschistes microblastiques à biotite, chlorite et séricite, à intercalations quartzitiques ; 4, schistes micacés à biotite, à structure lepidoblastique, souvent à épidoze ; 5, gneiss d'injection à structure œillée ; 6, roches ultrabasiques serpentinisées ; 7, impregnations interstratifiées de pegmatites, aplites, syénites et gneiss lit-par-lit.

Amintim de asemenea și harta preliminară a autorului la scara 1:25 000 a regiunii Tilișca—Gura Rîului—Răsinari care a fost atașată la raportul asupra masivului Sebeș, redactat în anul 1951 de L. Pavelescu. Pe această hartă au fost separate șisturi epizonale și șisturile mezozonale punindu-se în evidență lentele de calcar și de amfibolite, masivul de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui, pegmatite și gnais oculare.

În campania anului 1952, o echipă de geologi, condusă de L. Pavelescu, a executat prospecțiuni în regiunea Văii Muntelui. Harta perimetru lui prospectat a fost atașată unui raport cu caracter economic.

Trebuie să menționăm de asemenea harta geologică a Republicii Populare Române, publicată în întregime în anul 1959, care cuprinde în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu datele hărții Carpaților meridionali centrali, redactată de Şt. Ghika-Budești încă din anul 1939. În anul 1961, s-a pus în lucru la Institutul Geologic și s-a terminat macheta foii 5a care cuprinde Carpații meridionali centrali, redactată de N. Gherasi și Marcela Dessila-Codarcea, pe baza rezultatelor ultimelor cercetări geologice.

### HARTI TOPOGRAFICE

Pentru efectuarea lucrărilor de cartare au fost utilizate la început hărți topografice la scara 1:25 000 în proiecție Lambert.

Caracterul foarte amănunțit al cercetărilor a făcut necesară folosirea hărților la scara 1:10 000, obținute prin mărire hărților la scara 1:25 000. Au fost utilizate de asemenea și aero-fotograme.

### PROBLEME ȘI METODE

Deoarece regiunea studiată nu a făcut pînă în prezent obiectul unor cercetări sistematice, abordarea studiului ei foarte amănunțit a fost absolut necesară. Acest lucru s-a impus cu atît mai mult cu cît acest perimetru și, în continuare, regiunea de la vest de Olt, pune probleme interesante în ce privește relațiile dintre cristalinul Sebeș—Lotru și cristalinul Coziei, Cumpănei și Făgărașului. Aceste probleme de mult timp abordate și dezbatute în multe lucrări de sinteză asupra Carpaților meridionali, nu puteau fi soluționate decît prin cercetări de teren foarte amănunțite, completate cu studii minuțioase microscopice.

Deși perimetru care face obiectul acestui studiu ocupă o suprafață redusă, totuși aici au fost puse în evidență pentru prima oară relații geologice care au putut fi observate și urmărite în partea sudică a defileului Oltului, făcînd posibile corelări pe suprafețe întinse.

Aplicarea metodei stratigrafice în studiul formațiunilor cristalofiliene a condus la separarea unor serii de șisturi cristaline, constituie la rîndul lor din complexe caracteristice în ce privește natura materialului premetamorfic.

Trebuie să subliniem cu această ocazie că fiecare serie este caracterizată de asemenea prin intensitatea procesului de metamorfism general, care a afectat materialul primordial sedimentar, sedimentar-vulcanogen sau vulcanogen, transformîndu-l în șisturi cristaline.

Prin urmărirea relațiilor dintre aceste serii cristalofiliene s-a ajuns la o altă interpretare a structurii geologice a regiunii, aducîndu-se date noi în problema relațiilor dintre masivele cristaline care constituie Carpații meridionali centrali.

Studiul petrografic foarte minuțios al pachetelor de șisturi cristaline, care intră în constituția seriilor separate și pe baza căruia s-a făcut delimitarea lor exactă, a dus de asemenea la interpretări noi în ce privește geneza lor și procesele care le-au afectat ulterior.

În urma studiului relațiilor dintre diferitele serii de șisturi cristaline a rezultat o schemă de dezvoltare paleotectonică a regiunii, în care se preconizează existența mai multor cicluri geosinclinale, cutate și metamorfozate în timpul epocilor tectonice precambriene.

### STRATIGRAFIE — PETROGRAFIE

#### ISTORIC

Cercetările geologice și studiile petrografice s-au efectuat în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu în două etape principale, după cum am mai arătat.

În prima etapă au fost menționate sau au fost descrise din punct de vedere mineralologic și petrografic diferitelor tipuri de roci, care intră în constituția acestei regiuni, fără a se arăta însă relațiile în care apar ele pe teren.

În etapa a doua încep să fie separate serii cristalofiliene caracteristice, pe baza cărora se vor face apoi considerații paleogeografice și tectonice.



Date numeroase referitoare la constituția petrografică a regiunii Rășinari—Cisnadioara—Sadu provin de la M. J. Ackner, care a efectuat cercetări geologice aproape în întreaga regiune, începînd de la S de Rășinari, unde menționează serpentinitetele de pe Valea Muntelui, situate între șisturi cristaline (micașisturi, gnais și șisturi argiloase) și granite, pînă în masivul Măgura Cisnadioarei și valea Sadului. El constată predominarea rocilor gnaisice în masivul Măgurei, menținînd de asemenea șisturi cu honblendă, actinot, pistazit, granat, staurolit și grafit. Pe valea Cisnadioarei (probabil pîrul Rîușorul Cisnadioarei), amintește existența gnaiselor asociate cu micașisturi și șisturi cloritice. În valea Sadului, acest autor pune în evidență gnais asociate cu roci hornblendice. Este foarte interesantă descrierea unor roci granitice, care conțin feldspat și cuarțuri rotunjite, atingînd dimensiunea unui ou de porumbel.

Din punct de vedere economic M. J. Ackner menționează iviri de minereuri de pirită și mispichel argentifere, explorate fără rezultat lîngă Rășinari.

I. A. Bremer a efectuat de asemenea cercetări în regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu; nu departe de comuna Sadu descrie un perete înalt, constituit din „șisturi alunifere“, care cad spre N, iar în regiunea Rășinari indică un puț de explorare pentru grafit.

F. Hauer și G. Stache au făcut cîteva profile de recunoaștere în munții Cibinului, constatînd o alternanță continuă de micașisturi și de filite care trec adesea în gnais, uneori porfirice. Semnalează prezența granațiilor în roci, menținînd de asemenea apariții sporadice de serpentine, uneori cu mult bronzit, pegmatite și calcare cristaline.

Acești autori s-au ocupat și de studiul aluviniilor din regiunea Rășinari, unde constată o variație mai mare a șisturilor cristaline. Ei pun în evidență în pietrișuri galeți de pegmatite fane-romere, hornblendite și serpentine, arătînd că provin din rocile pegmatitice de pe valea Plaiului și din masivul de serpentinite de pe Valea Muntelui. Semnalează de asemenea șisturi cloritice și calcare cristaline.

E. A. Bieltz a pus în evidență în masivul de roci ultrabazice de pe Valea Muntelui (Rășinari): gabbrouri cu olivină, hiperstenite constituite din labrador și hipersten și serpentinite.

K. Moekel abordează în mod mai sistematic studiul regiunii Rășinari, descriind diferențele tipuri de roci și arătînd variațiile care se observă în compoziția lor. Acest autor menționează micașisturi pe culmea Dealului Plaiului și în cursul superior al văii Plaiului și Văii Muntelui. În apropierea comunei Rășinari, în dealul Schiaului și pe Valea Caselor sănt puse în evidență diferențele tipuri de filite (calcfilite cloritice, filite sericitice, grafitice și cuarțoase), care trec treptat în gnais amfibolice, situate la limita cu gnaisele mezozonale. În dealul Plaiului, valea Plaiului și dealul Schiaului, K. Moekel menționează lentile de cuarțite de 3–8 m grosime situate între micașisturi și între filite, iar în apropiere de satul Rășinari, calcare cristaline asociate cu filite grafitice. Gnaisele micacee (biotitice sau biotito-muscovitice) din valea Plaiului, gnaisele oculare din dealul Bîrneler, precum și pegmatitele din partea superioară a Văii Muntelui sănt descrise foarte amănuști. Este interesant de remarcat că acest autor pune în evidență filoane subțiri de roci albe, șistoase, constituite din cuart, ortoză, albit, microclin, muscovit, turmalin și epidot, situate între gnais micacee, pe care le consideră granulitice. Masivul de roci eruptive de pe Valea Muntelui este descris cu multe detalii, punîndu-se în evidență un înveliș de roci amfibolice (amfibolite plagioclazice, amfibolite cu epidot, amfibolite cu granați), care încinjoară un sîmbure peridotitic (peridotite, serpentinite, piroxenite și produsele lor de alterație). Între rocile amfibolice și peridotite este menționat un înveliș intermediar, constituit din diferențele tipuri de șisturi cloritice (cu epidot, amfiboli, plagioclaz). În concluzie, K. Moekel constată că regiunea este constituită din roci metamorfice, provenite în cea mai mare parte prin transformarea rocilor eruptive: serpentinite și șisturile amfibolice provin din peridotite și piroxenite, amfibolitele adesea cu structuri masive sănt cu siguranță tot roci eruptive, iar șisturile cloritice cu epidot asociate cu serpentinitetele sănt considerate produse de contact. Micașisturile și filitele sedimentogene au fost injectate cu o magmă acidă, luînd naștere astfel gnaisele. Eruptiile ar fi început după acest autor cu magme acide, apoi au urmat rocile amfibolice, peridotitele și la urmă pegmatitele.

A. Vendl în ampla sa lucrare asupra masivului Sebeș descrie petrografic și caracterizează chimic adesea roci din regiunea Rășinarilor. În



dealul Schiaului la S de Răsinari, acest autor descrie roci filitice grafitoase, calcaroase, cuarțite sericitice, cuarțite cloritice și calcare cristaline, arătând că aceste șisturi cristaline aparținând Făgărașului sunt de origine sedimentară, fiind metamorfozate în epizonă. Descrie amplu gnaisse granitice cu biotit și hornblendă, gnaisse șistoase de tip Răsinari și gnaisse oculare proveniente de pe pîrul Stezii, iar în culmea Dealul Plaiului — Fața Crețului citează pegmatite, considerîndu-le diferențiate leucocrate.

Amfibolitele de pe dealul Plaiului și dealul Bîrnelor sunt descrise amănunțit și caracterizate chimic, susținîndu-se că din punct de vedere genetic pot fi considerate filoane-strat de dimensiuni reduse, rezultate ale intruziunii unor magme diabazice între sedimentele argiloase ale unui geosinclinal; în acest sens ele reprezentă aspectul metamorfic al diabazelor (gabbrourilor) primordiale. Acest autor arată de asemenea că în condiții de mezozonă se formează amfibolite cu granați, iar în epizonă apar amfibolite cu epidot. Rubanarea amfibolitelor este pusă în legătură cu fenomenele de diferențiere în șlire sau cu o derivare din lave și tufuri bazice. A. Vendl acordă o atenție specială masivului de roci ultrabazice și serpentinite de pe Valea Muntelui, punînd în evidență asocierea acestor roci cu amfibolite, caracterizate adesea prin structuri gabbroide. În ceea ce privește clasificarea rocilor ultrabazice, descrierea lor și a produselor lor de transformare se bazează pe datele lui K. Moekel.

S. Ghiță-Budești abordează studiul Carpaților meridionali centrali, din care face parte și regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu, din punct de vedere stratigrafic și metamorfic facial. Acest autor pune în evidență în munții Cibinului o succesiune de zone caracterizate prin minerale tipomorfe: sillimanit, staurolit, disten, granați, biotit, biotit și clorit (micașisturile din valea Sadului), clorit (seria de Răsinari). Aceste zone sunt repartizate la trei serii: seria de Lotru avînd o poziție bazală, caracterizată prin abundența pegmatitelor și gnaiselor din categoria „venite“, seria de Cumpăna, caracterizată prin prezența gnaiselor oculare și seria de Făgăraș, constituită din micașisturi microblastice cu biotit, clorit și sericit cu intercalații cuarțitice, complexe interstratificate de micașisturi, paraamfibolite și șisturi amfibolice asociate cu calcare cristaline. Zona de Poiana Neamțului și echivalentul său,

zona de Răsinari, formate din filite, șisturi cloritoase adesea grafitoase, șisturi verzi și calcare cristaline, reprezentă după acest autor termeni superiori ai seriei de Făgăraș, care fac parte dintr-o serie comparabilă ca facies cu șisturile cristaline din Poiana Ruscă.

L. Pavelescu redă rezultatele cercetărilor sale geologice și petrografice din munții Sebeșului într-o lucrare amplă publicată în anul 1955, iar în anul 1960 publică un rezumat în limba franceză, la care atașeză și harta geologică la scara 1 : 100 000 a munților Sebeș. Acest autor separă în acest masiv o serie cristalină de tip epizonal, constituită din trei complexe: cloritos, cuarțos și calcaros și o serie cristalină de tip mezozonal, alcătuită dintr-un complex micaceu, un complex feldspatic și un complex amfibolitic. În descrierea diferitelor tipuri de șisturi cristaline, care intră în constituția acestor două serii, se referă uneori și la roci din regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu.

L. Pavelescu acordă o atenție deosebită studiului rocilor ultrabazice, a căror geneză o discută pe bază de numeroase analize chimice. Pentru masivul de roci ultrabazice de la Răsinari prezintă o diagramă triunghiulară de variație în care sunt proiectate numeroase analize planimetrice ale rocilor, care constituie acest masiv, punînd în evidență o largă variație a mineralelor principale reprezentate prin: olivină, piroxeni și amfiboli. Acest autor explică absența fenomenelor de contact termic din jurul masivelor de roci ultrabazice prin poziția lor tectonică, ele fiind deplasate, în general, datorită proprietății lor mecanice, încît pierd legătura cu rocile pe care le-au metamorfozat și apar ca niște corpuri strâne între formațiunile înconjurătoare.

## STRATIGRAFIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Cercetările foarte amănunțite întreprinse în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu, completeate prin profile de ansamblu pe afluenții din dreapta văii Oltului, și datele obținute din cartările efectuate în regiunea Brezoi—Călinești—Robești, ne-au condus la separarea unor serii cristalofiliene diferite, atât în ce privește vîrstă materialului primordial, cât și epoca de cutare și metamorfism, care a transformat acest material în șisturi cristaline. S-a urmărit astfel întotdeauna realizarea unei coloane stratigrafice



care să dea succesiunea diferitelor complexe și serii de șisturi cristaline, care constituie regiunea studiată.

Separarea seriilor cristalofiliene cutate și metamorfozate în epoci tectonice diferite s-a dovedit a fi foarte dificilă, deoarece planul structural, uneori, nu se schimbă, formațiunile mai noi prezentând suprapunerile peste formațiunile mai vechi regenerată în fazele de cutări ulterioare. Întreaga structură geologică este complicată prin intervenirea mișcărilor tectonice ulterioare, care au dus la formarea unei structuri de supracutare, fragmentată apoi în timpul unor faze tectonice germanotipe. Delimitarea șisturilor cristaline aparținând diferitelor serii cristalofiliene este totuși posibilă prin studii microscopice foarte amănunțite; adesea seriile mai noi și mai puțin metamorfozate, conțin pene relicte din fundalul vechi, caracterizat printr-un metamorfism mai avansat, dar care prezintă fenomene de retromorfism.

Utilizând metoda microtectonică în studiul formațiunilor cristalofiliene din regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu se constată diferențe evidente în ceea ce privește direcția planului structural al diferitelor serii de șisturi cristaline. Și pe această cale se poate pune astfel în evidență existența unor discordanțe, confirmîndu-se ipoteza suprapunerii depozitelor mai multor cicluri geosinclinale cutate și metamorfozate în epoci tectonice diferite.

#### SUCESIUNEA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN REGIUNEA RĂȘINARI—CISNADIOARA— SADU

Regiunea care constituie obiectul prezentului studiu este caracterizată printr-o mare diversitate de formațiuni cristalofiliene. Fiind și foarte tectonizată, nicăieri nu s-a putut observa o succesiune continuă și completă a pachetelor de șisturi cristaline, astfel că a fost destul de greu de a se reconstituă o coloană stratigrafică completă.

În urma deducerii caracterului materialului premetamorfic al diferitelor pachete de șisturi cristaline am separat serii cristalofiliene caracteristice, care au fost împărțite la rîndul lor în complexe litofaciale bine definite.

Din relațiile observate pe teren, completate cu unele date din literatură, propunem următoarea succesiune geometrică, care va putea fi îmbunătățită și completată prin acumulare de noi

date în regiunea defileului Oltului; complexele sunt enumerate în ordinea vechimii lor.

#### SERIA DE MĂGURA

Complexul gnaiselor granitoide;

Complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice (complexul gnaiselor leucocrate);

Complexul gnaiselor biotitice (complexul gnaiselor blastodetrítice).

#### SERIA DE SADU

Complexul micașisturilor cu granat și staurolit;

Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi (complexul ritmic de Cîrlige).

#### SERIA DE VALEA MUNTELUI

Complexul peridotito - gabbroido - amfibolitic (complexul ofiolitic);

Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolitice, gnais cuarțo-feldspatice și micașisturi (complexul ritmic).

#### SERIA DE RIUȘORUL CISNADIOAREI

Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit;

Complexul șisturilor clorito-albitice.

#### SUBSERIA DE STEAZA

Gnaisse muscovitice (complexul arcozian).

#### SERIA DE SIBIȘEL

Complexul șisturilor amfibolice;

Complexul șisturilor cu magnetit;

Complexul calcaros;

Complexul grafitos.

#### SERIA DE RĂȘINARI

Complexul cuarțitelor blastodetrítice;

Complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice.

#### SERIA DE MAGURA

Seria de Măgura este bine dezvoltată în versantul nordic al masivului Măgura. Aflorimentele aproape continui oferite de pîrîul Argintului la vest și pîrîul Ursului, care își adună apele din partea estică a versantului nordic al acestui masiv, pun la dispoziție date numeroase pentru o caracterizare cît mai completă a seriei.



În versantul estic al masivului Măgura, în bazinul văii Sadului și pîrîului Tocilelor, apar de asemenea importante pachete de roci aparținînd acestei serii.

Menționăm, de asemenea, prezența seriei de Măgura pe valea Sadului, începînd din culmea din stînga pîrîului Hotarului pînă în bazinul văii Ciuparilor. Spre N, roci aparținînd acestei serii apar pe ramura dreaptă a pîrîului Derjanilor, pînă în apropiere de bifurcația lui. În împrejurimile Rășinărilor, se întîlnesc pene din fundimentul de Măgura, prinse între pachete de șisturi cristaline aparținînd seriei de Rășinari, pe culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei.

Fundamentul subseriei de Steaza este constituit de asemenea tot din gnaisele seriei de Măgura.

#### *Succesiunea șisturilor cristaline*

Seria de Măgura este constituită aproape exclusiv din roci cu caracter gnaisic.

Succesiunea completă a pachetelor de șisturi cristaline și grosimea lor este foarte greu de stabilit din cauza tectonizării intense a regiunii.

Din relațiile observate pe teren se poate deduce că în partea bazală a acestei serii predomină gnaisele granitoide, asociate adesea cu gnaisă cuarțoase și în măsură mai mică cu gnaisă biotitice, partea mediană este constituită preponderent din diferite tipuri de gnaisă cuarțo-feldspatice, iar partea superioară este caracterizată prin prezența gnaiselor biotitice blastodetrítice. Astfel seria de Măgura poate fi împărțită în trei complexe :

- Complexul gnaiselor granitoide ;
- Complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice ;
- Complexul gnaiselor biotitice.

Deoarece determinarea exactă a diferitelor tipuri de gnaisă, care constituie această serie, nu se poate face decît prin studiul microscopic, vom arăta repartizarea rocilor, care constituie această serie în regiunea studiată, după ce le vom caracteriza din punct de vedere petrografic.

*Descrierea petrografică.* Deși rocile care constituie seria de Măgura sunt caracterizate prin aspecte destul de uniforme, aproape exclusiv cu caracter gnaisic, ele prezintă însă unele deosebiri în ce privește proporția în care apar mineralele constitutive principale în rocă,

pe de o parte, și în ce privește structurile și texturele, pe de altă parte. Aceste deosebiri împrimă o varietate destul de mare șisturilor cristaline care constituie această serie.

#### *Complexul gnaiselor granitoide*

Acest complex este constituit în cea mai mare parte din gnaisă mărunte cu textura șistoasă mai mult sau mai puțin evidentă, datorită proporției variabile în care apar mineralele micațee în aceste roci. Aceste gnaisă apar uneori asociate cu roci cu caracter granitoid evident.

O varietate deosebită de gnaisă este caracterizată prin dezvoltarea unor cuiburi de biotit pe planele de șistozitate, care dau roci un aspect pestriț.

În mod sporadic apar intercalații de gnaisă cu aspect ocular, rubanat sau linear. Rare se remarcă prezența unor filoane leucocrate discordante.

#### *Complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice*

Acest complex este caracterizat prin predominanța gnaiselor leucocrate. Îndeosebi sunt frecvente gnaisele cu aspecte liniare, caracterizate prin prezența unor fîșii subțiri micațee, dispuse riguros paralel cu lineația rocii, într-o mezostază granoblastică cuarțo-feldspatică. Aceste roci conțin uneori lentile sau fîșii feldspatice, caracterizate printr-o cristalizare ceva mai largă a feldspatului și cuarțului sau ochiuri rare de dimensiuni centimetrice, constituite dintr-un cristal unic de feldspat potasic.

Prin mărirea numărului acestor ochiuri feldspatice se trece la gnaisele oculare.

Gnaisele rubanate prezintă aspecte deosebite, ele fiind constituite din fîșii de dimensiuni centimetrice sau decimetrice de paragnaise mărunte biotitice și de gnaisă cuarțo-feldspatice cu caracter aplitic.

O altă varietate de gnaisă este reprezentată prin gnaisele mărunte cuarțo-feldspatice, cu textura paralelă puțin marcată, conținînd în unele cazuri ochiuri centimetrice feldspatice. Aceste gnaisă constituie uneori pachete de dimensiuni metrice (valea Tocilelor).

Rocile pegmatoide se întîlnesc extrem de rar în acest complex, ele ating rareori dimensiuni metrice, fiind constituite din cuarț și feldspat roz.



### *Complexul gnaiselor biotitice*

Acest complex este alcătuit din alternanțe ritmice cu caracter predominant arcozian și structuri blastodetrítice tipice.

Ritmurile de dimensiuni centimetrice sau decimetrice sunt constituite din gnaise grosiere conținând elemente detritice rulate leucocrate, ovale sau perfect rotunjite de dimensiuni psefítice și psamítice, și gnaise mai mărunte și mai șistoase, caracterizate prin absența acestor elemente și unui conținut mai mare în mice. Spre partea bazală a ritmurilor apar uneori gnaise caracterizate printr-un aspect mai grosier, conținând no-

dule leucocrate care ating dimensiunea de 1 cm (fig. 4).

Trebuie remarcat că spre partea inferioară a complexului, ritmurile sunt constituite din gnaise blastodetrítice cu granulații diferite, gnaisele mărunte lipsind (fig. 5).

Uneori se observă prezența unor fîșii sau lentele alungite complet leucocrate sau conținând dire micacee, prinse între pachete de gnaise, care prezintă o textură ușor ondulată în jurul lor. Aceste fîșii și lentele cuarțo-feldspatice au rezultat prin mobilizarea componentelor leucocrate (fig. 6) în decursul procesului de diferențiere metamorfică.

Datorită intensificării fenomenelor de recristalizare și mobilizare, aspectele puse în evidență mai sus încep să sufere oarecare modificări, caracterul blastodetrític al gnaiselor începînd să se steargă spre partea bazală a complexului. Pachetele cu caracter blastodetrític nu mai prezintă o individualitate perfectă; prin fenomene de mobilizare și recristalizare încep să apară lentele cuarțo-feldspatice, caracterizate printr-o cristalizare mai largă, separate de restul rocii, prin fîșii mai bogat biotitice.

Gnaisele sunt străbătute uneori discordant de vînișoare leucocrate (5 mm—2 m) mobilizate ulterior (fig. 7).

Studiul microscopic al gnaiselor care constituie seria de Măgura pune în evidență asociații

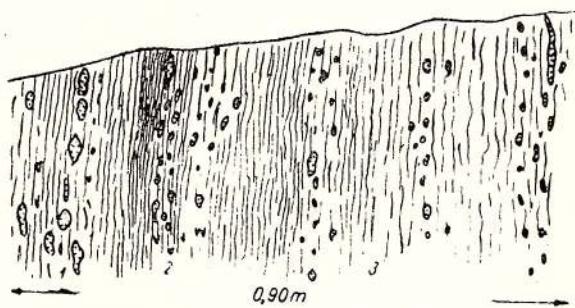


Fig. 4. — Complexul blastodetritic al seriei de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gnaise blastopsefítice; 2, gnaise blastopsammitice; 3, sisturi micacee.

Fig. 4. — Complexe blastodétritique de la série de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gneiss blastospéphitiques; 2, gneiss blastopsammitiques; 3, schistes micacés.

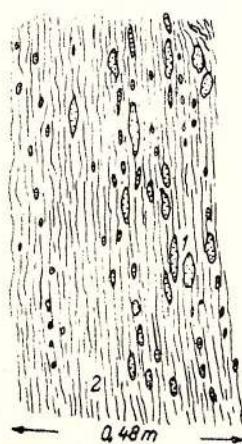


Fig. 5. — Complexul blastodetritic al seriei de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gnaise blastopsefítice; 2, gnaise blastopsammitice.

Fig. 5. — Complexe blastodétritique de la série de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gneiss blastospéphitiques; 2, gneiss blastopsammitiques.

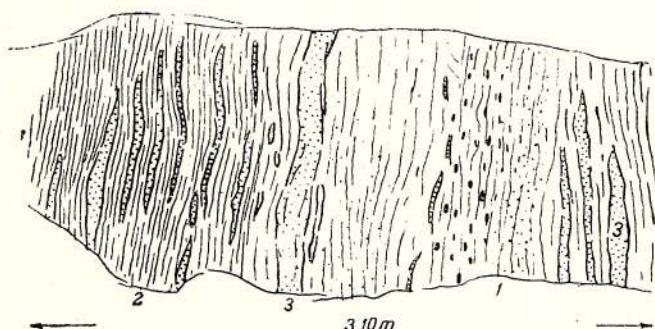


Fig. 6. — Complexul blastodetritic al seriei de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gnaise blastodetrítice; 2, gnaise micacee; 3, gnaise mărunte leucocrate.

Fig. 6. — Complexe blastodétritique de la série de Măgura, Valea Muntelui, Rășinari.  
1, gneiss blastodétritiques; 2, gneiss micacés; 3, gneiss microgrenus leucocrates.

de minerale puțin variate, care pot fi sintetizate în următoarele parageneze :

muscovit + biotit + plagioclaz + cuarț ;  
muscovit + biotit + plagioclaz + microclin + cuarț.

După parageneze și după aspectele structurale și texturile observate la microscop s-au separat

Intervenirea fenomenelor de recristalizare în timpul procesului de metamorfism general, care au afectat în mod egal acest material inițial transformându-l în sisturi cristaline și suprapunerea proceselor de metamorfism regresiv au contribuit în plus la variabilitatea aspectelor acestor roci.

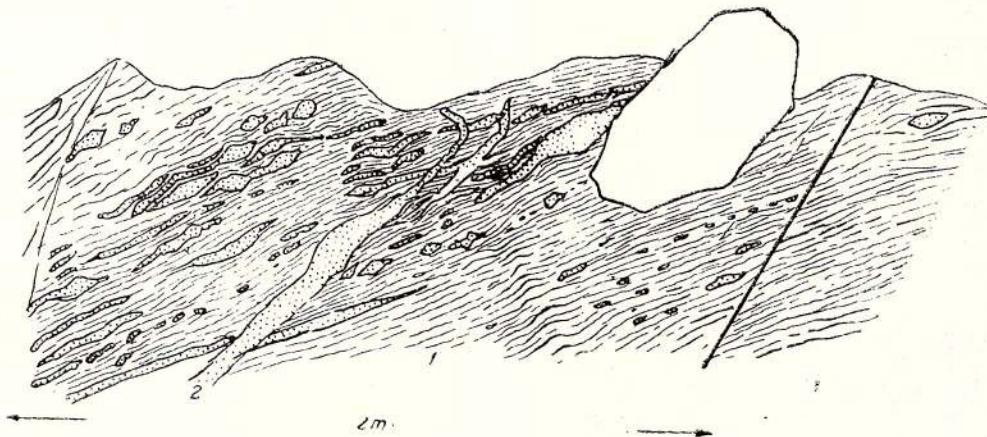


Fig. 7. — Complexul blastodetritic al seriei de Măgura, Valea Muntelui, Răsinari.  
1, gneise micacee ; 2, gneise mărunte leucocrate.

Fig. 7. — Complexe blastodétritiques de la série de Măgura, Valea Muntelui, Răsinari.  
1, gneiss micacés ; 2, gneiss microgénous leucocrates.

diferite tipuri de gnaise. Deși procesele de metamorfism general s-au produs la nivelul faciesului amfibolitic am căutat să punem în evidență aspecte relicte sedimentare și eruptive în scopul stabilirii naturii materialului premetamorfic.

În primul rînd trebuie arătat că am reușit să demonstrează existența unor roci granitoide, care au reprezentat sursa principală de material pe seama căruia s-au format diferite tipuri de gnaise.

Trebuie remarcat de la început că rocile primordiale granitoide, au fost puse în evidență mai ales în urma studiului microscopic ; ele se pot observa mai rar pe teren deoarece caracterul lor grăunțos și textura masivă sănătosă de obicei prin fenomene de cataclazare și de laminare. Uneori este foarte dificil să se determine dacă gnaisul respectiv derivă din roca granitoïdă inițială numai printr-un fenomen de presare și de recristalizare plastică sau rezultă dintr-un material dezagregat sub formă de grus sau de arcoze, recristalizat apoi în timpul procesului de metamorfism general.

Amestecul unui material detritic (pelitic sau aleuropasamicic), în proporții diferite imprimă acestor roci aspecte și mai variate.

*Rocile granitoide.* Rocile granitoide cu aspect granitic caracteristic și textură masivă se întâlnesc foarte rar în regiunea studiată.

Microscopul pune în evidență în mod constant aspecte evident granitoide în ce privește relațiile dintre cele două componente principale : plagioclaz și cuarț. Aceste minerale apar crescute caracteristic amintind unele aspecte structurale cuarț-dioritice ; plagioclazul este de obicei mai mult sau mai puțin idiomorf, iar cuarțul este xenomorf, formând adesea plaje mai largi cu extincție ondulatorie și ocupând spațiile dintre cristalele de plagioclaz. Este caracteristică de asemenea alterația intensă a plagioclazului (fig. 8).

Miceli, reprezentate prin muscovit sau prin biotit, de obicei cloritizat, se întâlnesc sporadic în aceste roci (cca 5%).

*Gnaisele granitoide.* Aceste gnaise rezultă direct din rocile granitoide de compoziție granodioritică sau cuarț-dioritică, mai rar granitică, prin fenomene de cataclazare, laminare și recristalizare. Datorită acestor fenomene, roca se gnaisifică, căpătând o textură ușor orientată care maschează macroscopic caracterul său inițial granitoid (fig. 9).

Gnaisele granitoide sunt caracterizate prin texture dinamometamorfice evidente: laminările și alunecările în rocă se produc de-a lungul lamelelor de mice, care încep să se orienteze pe această cale paralel. Uneori se observă în aceste roci porțiuni cu aspect granitoid caracteristic.

Relațiile dintre cele două componente principale, plagioclazul și cuarțul, puse în evidență cu ocazia descrierii rocilor granitoide, se mențin în mod constant. Feldspatul potasic apare sub formă de antiperit, uneori în cantități reduse, alteori abundant. Acest fapt dovedește încă odată că feldspatul inițial, format dintr-un amestec isomorf de ortoză și plagioclaz a cristalizat la temperaturi mai ridicate sub forma unui cristal omogen, iar la temperaturi mai scăzute, în timpul proceselor de metamorfism general la nivelul faciesului amfibolitic, s-a produs separarea microclinului de plagioclaz printr-un fenomen de dezamestec.

În unele cazuri în aceste roci se produce mobilizarea microclinului.

Este caracteristic de asemenea conținutul extrem de mic de mice din aceste roci, în comparație cu gnaisele rezultate prin metamorfozarea unui material terigen (max. 10%).

Epidotul prezentând frecvent aspect metamitic, apare aproape în mod constant.

Toate aceste caracteristice demonstrează că procesul de gnaisificare al acestor roci s-a produs mai mult prin fenomene de cataclazare și laminare. Mineralele care le constituie nu prezintă, cu excepția microclinului, caractere blasnice.

**Gnaisele cuartoase.** Aceste gnais sunt caracterizate macroscopic prin aspectul lor pestriș și textura paralelă bine marcată.

Microscopul pune în evidență prezența unor lentile (5:2 mm) sau fâșii scurte (1 cm : 2 mm), de cuarț cu aspect mozaicat, înglobate într-o mezostază, predominant feldspatică (pl. I, fig. 1). Această mezostază este caracterizată printr-o granulație fină (0,60:0,30 mm—0,20:0,10 mm), fiind constituită în mod obișnuit din granule de oligoclaz recristalizat, foarte proaspăt; rareori apar resturi de plagioclaz alterat, amintind de plagioclazul rocilor granitoide.

Uneori se întâlnesc varietăți ale rocilor de acest tip, caracterizate prin prezența ortozei sau a microclinului (pînă la 50%), care ocupă interstițiile dintre granulele de plagioclaz sau le înglobează complet ca un ciment. În acest caz se

remarcă uneori și prezența unor cuburi mirmecitice, rezultate prin înlăuirea treptată a cristalelor mai mari de ortoză.

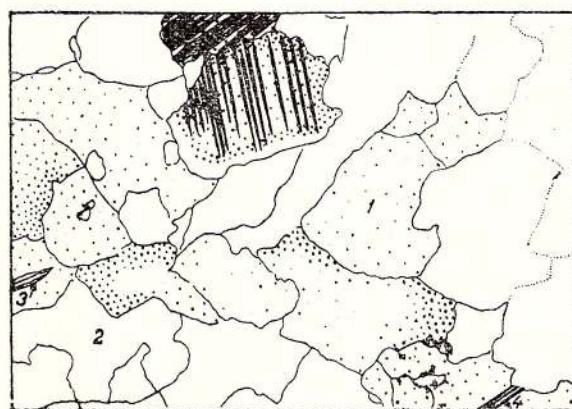


Fig. 8. — Rocă granitoidă. Valea Ciuparilor. N+, 28 x.  
1, plagioclaz ; 2, quart ; 3, muscovit ; 4, clorit.

Fig. 8. — Roche granitoïde. Valea Ciuparilor.  
N+, 28 x.  
1. plagioclase ; 2, quartz ; 3, muscovite ; 4, chlorite.

Cuarțul apare de obicei în cantități neglijabile în mezostază, constituind gramule mici rotunjite (0,05 mm).



Fig. 9. — Gnais granitoid. Primul afluent drept al văii Riușoru în amont de comuna Cisnadioara.  
N||, 28 x.  
1, plagioclaz ; 2, cuarț ; 3, muscovit ; 4, biotit.

Fig. 9. — Gneiss granitoïde. Premier affluent droit de V. Riușoru en amont de la commune Cisnadioara. N ||, 28 x.  
1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, muscovite ; 4, biotite.

Micile sunt reprezentate prin biotit roșu-brun și muscovit, de obicei concrescute. Ele sunt înglobate în mezostaza rocii, prezentând tendința de a constitui fâșii paralele. Solzi fini de sericit apar obișnuit în mezostazele constituite preponderent din plagioclaz recristalizat. În astfel de

cazuri se observă uneori chiar creșterea lamelelor mari de muscovit pe seama unor agregate fine sericitice. Lamele bine dezvoltate de biotit rezultă de asemenea prin recristalizarea unor agregate constituite din lamele mărunte de biotit. Uneori în jurul granulelor de epidot, incluse în foițele de biotit se observă aureole pleocroice, ceea ce ne face să bănuim că sîmburele brun, izotrop reprezentă resturi de orthit.

Trebuie semnalată de asemenei prezența unor cristale de turmalină, ușor zonate, dispuse paralel.

Proveniența acestor roci este foarte greu de lămurit deoarece materialul primordial a fost aproape complet recristalizat. Variația destul de largă a proporției dintre cuarț și feldspat (uneori feldspatul constituie mai mult de 50% din masa rocii) și aspectele lenticulare, par a indica un amestec de material detritic. Este însă mai probabilă o derivare a acestor gnaisse pe seama unor roci inițiale eruptive cu caracter porfiric. Prezența epidotului metamictic și a turmalinei ar confirma acest lucru, iar abundența micelor poate fi explicată prin recristalizarea lor pe seama sericitului, rezultat din alterarea plagioclazului primordial, după cum am arătat mai sus.

**Gnaisle leucocrate mărunte.** Aceste gnaisse sunt caracterizate prin textura lor orientată puțin marcată și printr-o proporție mai mică de minerale micacee în comparație cu gnaislele micacee.

Studiul microscopic pune în evidență fenomene de recristalizare statică, urmate de modificări și recristalizări blastice ale feldspatului potasic și de procese de metamorfism regresiv.

Plagioclazul alterat, tulbure, caracteristic gnaiselor granitoide, începe să recristalizeze înglobând solzii fini de sericit și granulele de epidot rezultate; uneori prin avansarea acestui proces apar lamele de muscovit cu dispoziții divergente.

Se observă rar antipertite. Feldspatul potasic apare îndeosebi sub formă de microclin proaspăt, ocupând spațiile dintre granulele de plagioclaz și cuarț.

Biotitul brun-roșcat și muscovitul apar crescute în fîșii scurte lenticulare.

Este remarcabilă de asemenea prezența epidotului metamictic.

Aspectele puse în evidență mai sus și abundența feldspatului potasic indică destul de clar proveniența acestor gnaisse prin recristalizarea

unei material primordial, reprezentat fie prin curgeri de lave acide, fie prin roci granitoide intens cataclazate și laminate.

**Gnaisle lineare.** Gnaislele lineare sunt caracterizate prin aspectul lor orientat datorită unor fîșii subțiri micacee, dispuse riguros paralel într-o mezostază leucocrată, mărunt granulară.

De la început trebuie remarcată abundența feldspatului potasic, reprezentat de obicei prin microclin; acest mineral ocupă interstițiile dintre granulele de plagioclaz și cuarț, tinzind să constituie o rețea, care le înglobează uneori complet.

Biotitul, și în măsură mai mică muscovitul, constituie fîșii paralele.

Epidotul, uneori cu sîmbure metamictic, apare asociat ca de obicei cu miclele.

Aceste roci prezintă o diversitate foarte mare de aspecte, datorită transformărilor pe care le-au suferit în timpul procesului de metamorfism general la nivelul faciesului amfibolitic; ortoza primordială a suferit un fenomen de recristalizare rezultând microclinul. Cuarțul și plagioclazul au reacționat mai greu, suferind recristalizări parțiale. Astfel, în secțiuni subțiri, se pot pune în evidență diferențele stadii de dezvoltare plastică a microclinului pînă la formarea gnaiselor oculare tipice. Vom arăta aceste aspecte cu ocazia descrierii gnaiselor oculare.

Acste observații precum și prezența antiperitelor conduc la ideia formării acestor roci printr-un proces de diferențiere metamorfică *in situ* pe seama unor roci granitice sau a unor curgeri de lave acide.

**Gnaisle aplitice.** Gnaislele aplitice sunt caracterizate printr-o granulație mai fină și textură masivă; mineralele micacee lipsesc aproape cu desăvîrșire.

Microscopul pune în evidență abundența feldspatului potasic și a cuarțului; feldspatul potasic, reprezentat de obicei prin microclin, ocupă interstițiile dintre granulele de cuarț, prezentând tendințe de blastează.

Oligoclazul apare întotdeauna în cantități reduse sub formă de granule fine, înglobate în rețeaua microclinică. Este interesant de remarcat prezența de altfel foarte rară, a unor granule mici de plagioclaz alterat, amintind de plagioclazul caracteristic rocilor granitoide.



Epidotul se întâlnește de asemenea, însă în cantitate foarte mică, sub forma unor granule mari, de obicei izotropizate.

Trebuie să subliniem de asemenea că gnaisele aplitice apar asociate cu gnaisse biotitice, caracterizate prin abundența antipertitelor; acest fapt pune în evidență formarea acestor roci pe seama unui material preexistent bogat în K.

**Gnaisele oculare.** Gnaisele oculare se întâlnesc foarte frecvent în seria de Măgura, ele reprezentând caracteristica ei principală.

Aspecte oculare rare se observă în mod obișnuit în diferite tipuri de gnaisse; prin înmulțirea ochiurilor feldspatici apar bancuri de gnaisle oculare, care ating uneori grosimi considerabile.

În mod obișnuit aspecte oculare se întâlnesc în gnaisele leucocrate lineare sau mărunte; mai rar apar în gnaisele granitoide biotitice.

Studiul microscopic amănuntit al acestor gnaisse, cît și al formațiunilor cristalofiliene care le înglobează pune în evidență un fapt foarte interesant; întotdeauna aspectele oculare apar în gnaisle care conțin feldspat potasic, fie sub formă de antipertite, fie sub formă de pertite și mai rar de ortoză.

Microscopul pune în evidență de asemenea diferențele stadii de creștere blastică și de mobilitate a microclinului. Se poate urmări astfel creșterea unor blaste de microclin de dimensiuni submilimetrice din fondul mărunt al gnaiselor leucocrate, caracterizat prin abundența microclinului intersticial, înconjuriind ca o rețea granulele de plagioclaz și de cuarț.

Prin avansarea procesului de blasteză, se formează fișii microclinice constituite din blaste lenticulare submilimetrice, ușor lățite paralel cu șistozitatea rocii, prinzând între ele granule mărunte de plagioclaz și de cuarț (fig. 10). Astfel de aspecte sunt foarte des observate sub microscop la gnaisele lineare. Mai rar astfel de fișii sau lentile ating dimensiuni centimetrice sau decimetrice, apărând înglobate în gnaisele granitoide biotitice de compoziție granitică. Filoanele discordante leucocrate care le străbat, de altfel foarte rar, sunt în legătură cu aceste lentile, rezultând prin mobilizarea pe loc a microclinului din aceste roci (fig. 11).

În stadiul final, prin contopirea acestor lentile rezultă un fenoblast lentiliform de dimensiuni

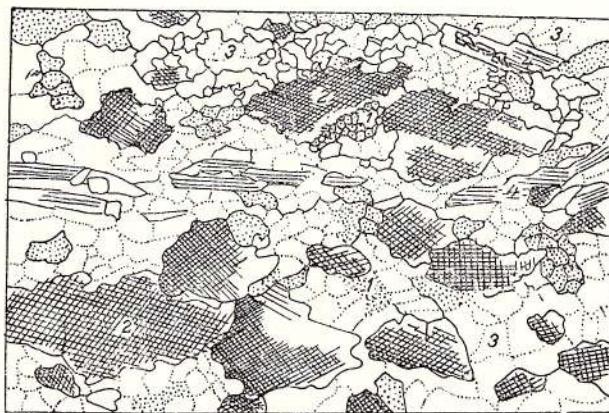


Fig. 10. — Gneiss lenticulaire. Pîrul Ursului. N+, 28 x.  
1, plagioclaz ; 2, microclin ; 3, cuarț ; 4, muscovit ; 5, epidot.

Fig. 10. — Gneiss lenticulaire. P. Ursului.  
N+, 28 x.  
1, plagioclase ; 2, microline ; 3, quartz ; 4, muscovite ; 5, épidoze.

centimetrice (1—3 cm), care include în mod obișnuit cristale idiomorfe sau granule mărunte de plagioclaz foarte alterat și cuarț, uneori chiar granule de microclin din fondul mărunt al rocii. La limita fișilor sau ochiurilor de microclin blastic se observă în mod obișnuit forma-

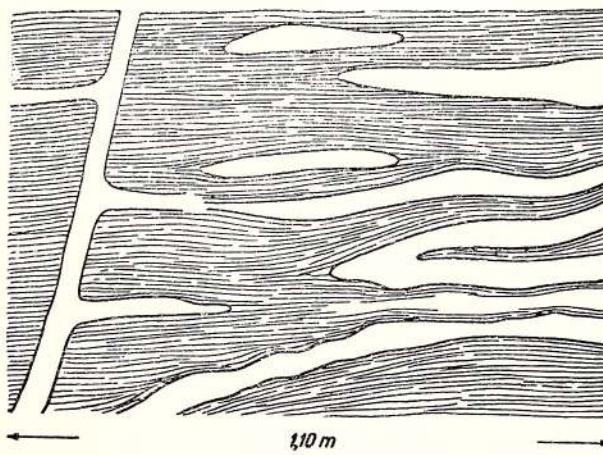


Fig. 11. — Gneiss biotitique, P. Ursului. Lentilles concordantes et filons discordants microcliniques.

mirmekitice, rezultate în urma reacției dintre plagioclaz și feldspatul potasic (fig. 12).

Trebuie adăugat că se remarcă uneori și fenomene de blasteză a cuarțului, care constituie len-

tile lățite înglobate în fîșile microclinice sau apare sub formă de fîșii mai înguste, dispuse paralel.

Plagioclazul este componentul cel mai puțin afectat de procesul de blasteză. Adesea granulele

micele sănt reprezentate prin biotit și muscovit, obișnuit concrescute, învelind lentilele blastodetritive, constituind șuvițe lenticulare sau fîșii aproape continu, care imprimă acestor roci o textură șistoasă bine marcată.

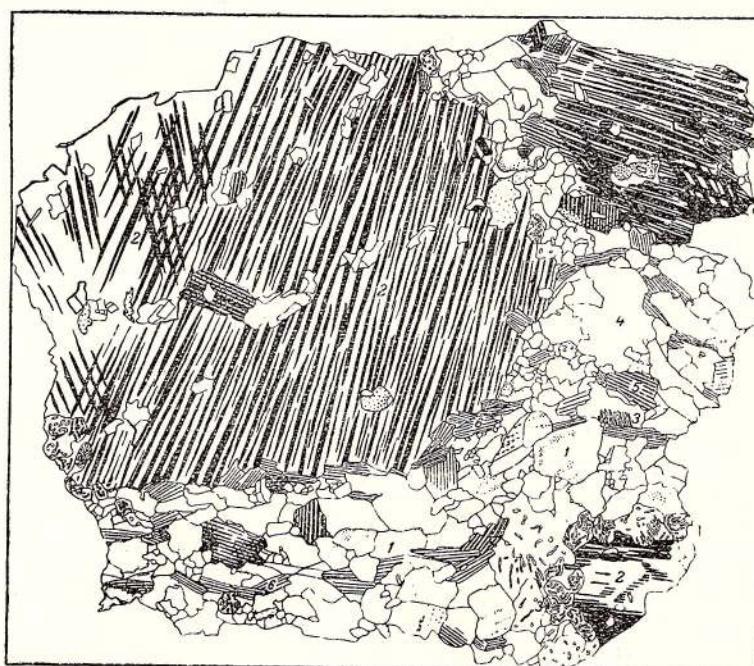


Fig. 12. — Gnais ocular. Rîul Steaza. N+, 17 x.  
1, plagioclazi ; 2, microclin ; 3, mirmekite ; 4, cuart ; 5, biotit ;  
6, muscovit.

Fig. 12. — Gneiss oeillé. Rîul Steaza. N+, 17 x.  
1, plagioclases ; 2, microcline ; 3, myrmékite ; 4, quartz ; 5, biotite ;  
6, muscovite.

foarte alterate apar înconjurate, după cum am mai arătat, de o fîșie clară de plagioclaz foarte proaspăt ; mai rar se observă fenoblaste plagioclazice, înglobînd granule de cuarț, de microclin sau chiar de granați scheletici.

**Gnaisele blastodetritive.** Gnaisele blastodetritive sănt caracterizate printr-o textură șistoasă mai pronunțată, datorită abundenței mineralelor micacee.

Macroscopic aceste gnais se deosebesc ușor datorită aspectelor blastodetritive evidente, marcate prin prezența unor lentile de dimensiuni psamitice sau psefítice (microconglomeratice), învelite în foițe de biotit și muscovit.

Studiul microscopic al acestor roci pune în evidență aspecte caracteristice ; lentilele blastodetritive apar constituite din plagioclaz, mai rar cuarț sau aggregate cuarțo-plagioclazice, provenite prin dezagregarea rocilor granitoide.

Prezența epidotului metamictic demonstrează de asemenea proveniența acestor roci prin dezagregarea rocilor granitoide.

Trebuie să remarcăm că aspectele blastodetritive ale acestor roci sănt mai evidente în partea superioară a seriei de Măgura, prin intensificarea fenomenelor de recristalizare. Lentilele cu caracter granitoid, ușor alterate, încep să se transforme în nodule plagioclazice proaspete, care păstrează adesea forma lenticulară, conservînd aspectul detritic inițial.

**Răspindirea formării unilor serii de Măgura.** Rocile gnaisice care constituie seria de Măgura prezintă, după cum s-a arătat, o dezvoltare largă în regiunea studiată apărînd în versantul nordic al masivului Măgura Cisnădioarei, bazinul văii Sadului în zona vîrful Chicioara, bazinul văii Ciuparilor și la W de Rășinari.

### *Versantul nordic al masivului Măgura Cisnădioarei*

Acet versant este constituit în cea mai mare parte din gnaisele granitoide caracteristice complexului bazal al acestei serii: gnaisele blastodetritive apar de asemenea însă în măsură mult mai redusă.

Pe culmea dintre pîrîul Rîușorul Cisnădioarei și pîrîul Ursului, în zona cotei 1079 și a cotei 1254, se constată prezența gnaiselor cuarțoase.

Aspectele oculare se întâlnesc aici destul de frecvent, atât pe afluenții din dreapta pîrîului Argintului, cât și în versantul estic, în bazinul pîrîului Ursului și pe pîrîul Fleșeroaiei. Aceste gnaisă oculare apar asociate în mod constant cu gnaisele granitoide, fiind localizate de obicei în axele anticlinalelor. Ele sunt caracterizate printr-un conținut mai mare de mice, în special de biotit, în comparație cu gnaisă oculare din bazinul văii Sadului.

În versantul estic al masivului Măgura, începînd din apropiere de comuna Cisnădioara și în continuare spre S, pînă în versantul stîng al pîrîului Ursului, se dezvoltă o succesiune considerabilă de gnaisă oculare, caracterizate prin dezvoltarea ochiurilor feldspatice pe un fond cu aspect leucocrat linear, aparținînd probabil complexului median al seriei de Măgura.

### *Bazinul văii Sadului*

În bazinul văii Sadului prezintă o dezvoltare caracteristică complexul median al seriei de Măgura. Pe valea Tocilelor și pe pîrîul Cetății acest complex este bine deschis, într-o serie de aflorimente aproape continui, constituite din gnaisă leucocrate mărunte și gnaisă lineare, conținînd adesea ochiuri rare feldspatice.

Fîșile de gnaisă oculare apar frecvent, atingînd uneori grosimi considerabile (200 m). În aceste gnaisă, se individualizează uneori prin diferențierea metamorfică, lentile sau fîșii de roci pegmatoide. O astfel de zonă caracterizată prin prezența rocilor pegmatoide a fost urmărită cu oarecare întreruperi din pîrîul Pribea, pînă în valea Tocilelor. Menționăm o zonă asemănătoare pe pîrîul Lazului, la cca 250 m de la confluența cu valea Sadului, unde apare o lentilă pegmatoidă de cca 5 m grosime.

Tot în bazinul văii Sadului, pe versantul drept al pîrîului Pribea, se întâlnesc frecvent gnaisă aplitice asociate cu gnaisă biotitice.

Trebuie să menționăm de asemenea și prezența gnaiselor aparținînd complexului blastodetritic, aflorînd pe valea Tocilelor, pîrîul Cetății și în bazinul superior al pîrîului Fierului.

Spre E, în cariera de pe malul drept al văii Sadului și în continuare în malul stîng al văii, la ieșirea din comuna Sadu, apar gnaisă caracteristice complexului superior al seriei de Măgura. În unele pachete se păstrează extrem de evident aspectul detritic inițial; într-un fond de gnaisă mărunte biotitice apar elemente uneori perfect rotunjite de compozitie granitică (de dimensiuni variabile 5–50 mm), de obicei recrista-

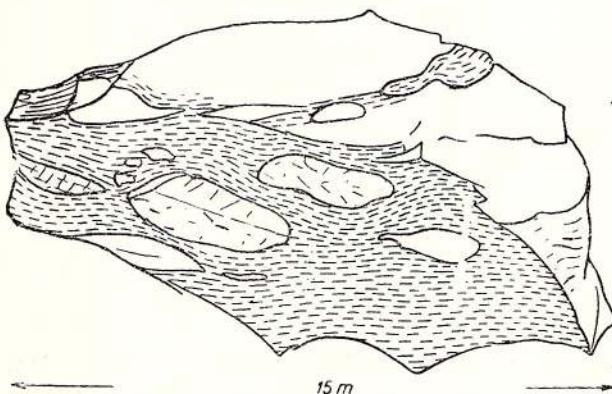


Fig. 13. — Gnais blastodetritic. Valea Sadului, cariera din amont de comuna Sadu.

Fig. 13. — Gneiss blastodétritique. Vallée du Sadu, carrière située en amont de la commune Sadu.

lizate într-un blast microclinic înglobînd biotitul, cuarțul și plagioclazul galetului granitic inițial (fig. 13). Prin intensificarea procesului de recrystalizare acești galeti devin ovali, lenticulari sau constituie chiar fîșii scurte leucocrate, alungite paralel cu sistozitatea rocii (fig. 14). Astfel, pe o distanță de cca 25 m, se pot observa toate stadiile de transformare a unor roci blastodetritive evidente, în roci cu aspecte lenticulare și oculare tipice. Trebuie să amintim aici că aceste aspecte au fost remarcate și descrise de M. J. Ackner.

### *Bazinul Pîrîului Ciuparilor*

În bazinul pîrîului Ciuparilor, pe pîrîul Hotărului și în continuare spre N pînă în apropierea bifurcației pîrîului Derjanilor, apare o zonă constituită din diferite tipuri de gnaisă, aparținînd seriei de Măgura.

Studiul microscopic a pus în evidență predominația gnaiselor granitoide. Pe pîrîul Ciupari-

lor apar roci granitoide tipice de compoziție cuart-dioritică.

Gnaisele oculare constituie o fâșie de cca 150 m grosime, care traversează cele două ramuri ale

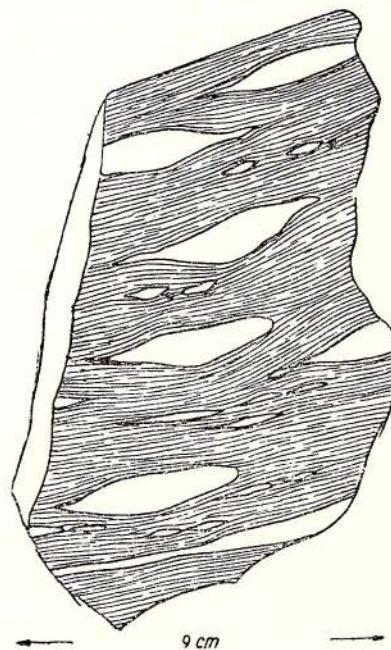


Fig. 14. — Gneiss lenticular. Valea Sadului, cariera din amont de comuna Sadu.

Fig. 14. — Gneiss lenticulaire. Vallée du Sadu, carrière située en amont de la commune Sadu.

pîrîului Ciuparilor. Aceste gnaisse sunt caracterizate printr-o mezostază bogată în biotit, fiind intim asociate cu gnaisle granitoide.

În continuarea zonei de gnaisse de Măgura din pîrîul Ciuparilor spre N, apar în dealul Schiaului două pene din fundament, constituite din gnaisse granitoide de compoziție granodioritică și granitică, caracterizate prin recristalizări blastice ale microclinului sub formă de plaje, ochiuri, fâșii sau vinișoare discordante.

#### *Regiunea Răsinari*

La W de Răsinari, seria de Măgura constituie o zonă largă uneori depășind 1 km lățime, începînd din Valea Strîmbă (la cca 1 250 km de la confluența sa cu pîrîul Stezii), continuîndu-se prin cursul superior al văii Plaiului, partea inferioară a Văii Muntelui, pîrîul Dobrei și pîrîul Sibișelului pînă în partea mijlocie a ramurei drepte a pîrîului Ciuparilor. Această serie este constituită aici din trei orizonturi caracteristice :

Orizontul bazal este foarte omogen fiind alcătuit din gnaisse mărunte biotitice, conținînd uneori intercalații centimetrice sau decimetrice de gnaisse leucocrate și amfibolite mărunte (fig. 15). În partea inferioară a acestui orizont se observă uneori aspecte budinate (fig. 16).

Orizontul median este caracterizat prin prezența gnaiselor oculare, asociate cu gnaisse granitoide și cu gnaisse cuarțoase.

Orizontul superior este bine dezvoltat, fiind format din alternanțe de gnaisse blastodetrítice, gnaisse micacee, sisturi micacee și rare fâșii de

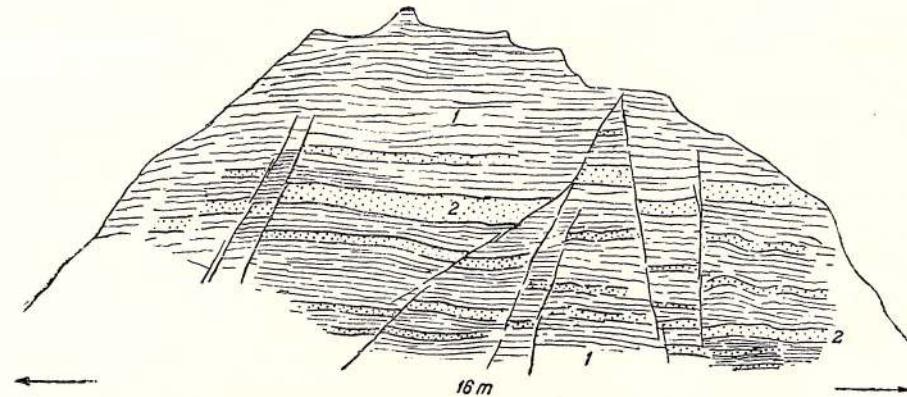


Fig. 15. — Seria de Măgura, Orizontul bazal. Rîul Steaza, Răsinari.  
1, gnaisse mărunte biotitice ; 2, gnaisse leucocrate.

Fig. 15. — Série de Măgura, Horizon basal. Rîul Steaza, Răsinari.  
1. gneiss microgrenus biotitiques ; 2, gneiss leucocrates.

Gnaisle micacee se întîlnesc de asemenea, însă în măsură mai mică ; în schimb apar pe culmea dintre ramura dreaptă a pîrîului Derjanilor și valea Sadului gnaisse cuarțoase.

gnaisse leucocrate, corespunzînd complexului superior al seriei de Măgura, care prezintă în această regiune dezvoltarea cea mai caracteristică (fig. 17).

*Considerații asupra genezei gnaiselor oculare.* Dezvoltarea amplă a gnaiselor oculare în Carpații meridionali și abordarea studiului lor de către majoritatea cercetătorilor care au studiat masivele cristalofiliene ce constituie acești munți, au condus la formularea unui important număr de ipoteze, în care se caută să se rezolve problema genezei acestor formațiuni, pe baza datelor existente la nivelul cunoașterii realității geologice din perioada respectivă.

Este interesant de arătat că în general a fost pusă în evidență incompatibilitatea, în unele cazuri foarte evidentă, a acestor roci cu formațiunile cristalofiliene cu care sunt asociate, atât în ce privește chimismul lor cât și gradul de metamorfism. Majoritatea autorilor au căutat însă să explice realitățile puse în evidență în urma cercetărilor de teren, prin admiterea caracterului eruptiv, migmatic sau metasomatic al acestor roci.

Vom reda pe scurt părerile cîtorva autori referitoare la problema genezei gnaiselor oculare din Carpații meridionali, în special în masivele Cumpănnii, Coziei și a Sebeșului, unde aceste formațiuni prezintă o dezvoltare largă și caracteristică.

M. Reinhard consideră gnaisele de Cozia și de Cumpăna drept roci eruptive consolidate în adâncime, clasificîndu-le în grupa sceptichigenă și punînd geneza lor în legătură cu procesele orogenice, care au produs pînzele de șariaj.

Constituie masivul Făgărașului, arătînd că prima etapă de metamorfism intens a fost produsă de injectîa gnaiselor de Cumpăna și de Cozia.

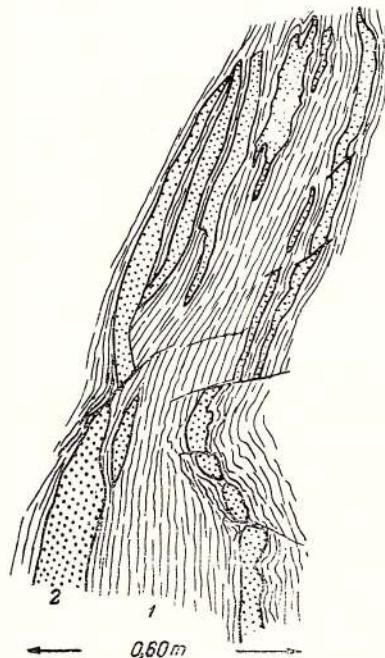


Fig. 16. — Seria de Măgura. Orizontul basal. Rîul Steaza, Rășinari.  
1, gnaisă mărunte biotitice ; 2, gnaisă leucocrate budinate.

Fig. 16. — Série de Măgura. Horizon basal. Rîul Steaza, Rășinari.  
1. gneiss microgrenus biotitiques ; 2, gneiss leucocrates boudinés.

A. Vendrl., remarcînd poziția anticlinală a gnaiselor oculare, arată că ele au luat naștere sub influența unei magme pegmatitice bogate în potasiu, care s-a intrus în zonele anticlinale,

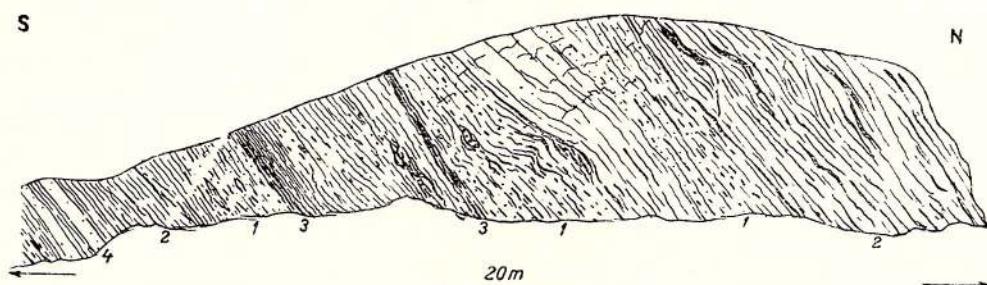


Fig. 17. — Complexul blastodetrinitic al seriei de Măgura. Rîul Steaza, Rășinari.  
1, gnaisă blastodetrinitice ; 2, gnaisă micacee ; 3, sisturi micacee ; 4, gnaisă mărunte leucocrate.  
Fig. 17. — Complexe blastodétritique de la série de Măgura. Ruisseau Steaza, Rășinari.  
1, gneiss blastodétritiques ; 2, gneiss micacés ; 3, schistes micacés ; 4, gneiss microgrenus leucocrates.

K. Moekel susține în capitolul de concluzii al lucrării sale formarea acestor gnais printr-un fenomen de injectie a unor magme acide.

O. Schmidt a pus în evidență caracterul polimetamorfic al sistemelor cristaline, care con-

injectînd puternic rocile sedimentogene pe care le-a transformat uneori în roci cu aspecte evidențial eruptive.

A. Streckeisen susține de asemenei originea eruptivă a gnaiselor oculare, explicînd variația

intensității metamorfismului formațiunilor cristalofiliene, care constituie munții Făgărașului, prin influența injecțiilor gnaisului de Cumpăna. Injecțiile au avut caracter magmatic aplitic în zona Cumpăna și caracter pneumatolitic hidrogen în zona rocilor lotroide.

Referindu-se la cristalinul Leaotei, acest autor consideră fisiile de gnais oculare și gnais aplitice, înglobate între șisturi clorito-sericitice cu porfiroblaste de albit, șisturi sericitice, șisturi amfibolice și amfibolite, drept zone de intruziune și de injecție, însotite de formațiuni de contact, reprezentate prin gnais și șisturi biotitice.

Șt. Ghika-Budești aduce un punct de vedere nou în problema originei și mecanismului de formare al gnaiselor oculare. Discutînd problema formării rocilor mixte din Carpați meridionali centrali, acest autor infirmă originea eruptivă a acestor roci, punînd în evidență apariția lor în mod constant în structurile anticlinale. După acest autor gnaisele oculare ar fi rezultat prin migrarea spre suprafață, în zone de stres puternic, a unor fluide feldspatice, analoage cu aceleia din care au cristalizat pegmatitele, în zone în care predomina presiunea statică. Structura și dimensiunile, uneori considerabile, ale ochiurilor de feldspat este explicată de asemenei printr-un fenomen de circulație a fluidelor. În acest mod Șt. Ghika-Budești consideră gnaisele oculare drept produse de transformare a sedimentelor, printr-un proces de ultrametamorfism.

L. Pavelescu, punînd în evidență în munții Sebeșului două domenii de sedimentare, arată că în domeniul sudic recristalizările în stare solidă au fost intensificate de o serie de fluide, provenite în cea mai mare parte prin solubilizarea selectivă a materialului sedimentar primar și în măsură mai mică din fluide postmagmatische. Aceste fluide au circulat sub acțiunea presiunilor începînd din timpul sedimentării, continuînd în timpul mișcărilor orogenice sau chiar după această fază, dînd naștere unor importante zone de feldspatizare, de gnais mixte, de lentile de pegmatite, de cuarțuri cristaline și de gnais de injecție. Astfel este explicată asociația unor roci foarte aluminoase (distenitele de pe valea Tomnatecului) cu roci bogate în feldspati, arătîndu-se că deoarece distenul nu poate cristaliza într-o rocă potasică, aceste roci au apărut prin intermediul unor soluții po-

tasice fierbinți, care au injectat rocile înconjurate.

L. Pavelescu pune astfel în evidență deosebirea fundamentală de compoziție a gnaiselor de injecție și a gnaiselor mixte, în raport cu șisturile argiloase metamorfozate, ajungînd la concluzia că nu poate fi vorba de o redistribuire a potasiului preexistent în sedimente.

Explicînd mecanismul de introducere a materialului potasic, autorul arată că acest fenomen s-a produs prin injecții sau rocile preexistente au fost înlocuite după plane de forfecare datorită mișcărilor orogenice, producînd totodată o creștere a temperaturii, care a intensificat și fenomenul de metamorfism regional.

Profilele foarte amănunțite efectuate în formațiunile gnaisice ale masivului Măgura, în bazinul văii Sadului și pe pîrîul Ciuparilor, completeate cu studii minuțioase microscopice au adus numeroase date, care conduc la interpretații noi în ce privește geneza acestor roci.

Trebuie să subliniem încă odată că aceste gnaisice micacee și gnais oculare apar în regiunea cercetată între formațiuni cristalofiliene foarte deosebite în ce privește constituția mineralogică, chimismul și gradul de metamorfism, aparținînd diferitelor serii, care au fost puse în evidență (în seria de Sadu pe valea Sadului, în seria de Valea Muntelui pe pîrîul Stezii și bazinul pîrîului Sibișel, în seria de Sibișel și Răsinari pe culmea dintre pîrîul Rîușorul Cisnădioarei, bazinul pîrîului Sibișel și văii Sadului).

În urma cercetărilor efectuate în partea sudică a defileului Oltului s-a constatat de asemenei prezența gnaiselor oculare în seria șisturilor cu porfiroblaste de albit și a seriei de Sibișel.

Unii din autorii precedenți au arătat situații analoage în masivul Leaota (A. Streckeisen) și în masivul Sebeșului (L. Pavelescu), căutînd să le explice prin procese de injecție, a unui material potasic cu caracter eruptiv sau migmatic.

În urma stabilirii unei succesiuni geometrice a șisturilor cristaline care constituie regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu, aplicabilă prin extinderea cercetărilor geologice spre S și în regiunea defileului Oltului, este foarte greu de admis că fenomene atât de importante de injecție s-au produs concomitent sau chiar periodic în



enormă stivă de șisturi cristaline, care constituie Carpații meridionali centrali, începînd din baza ei pînă în partea superioară.

Pachetele de gnaisse oculare prezintă întotdeauna limite tranșante și niciodată nu se observă fenomene analoage de feldspatizare în șisturile cristaline cu care vin în contact.

Studiul microscopic amănușit al pachetelor de gnaisse oculare și gnaisse micacee, din regiunea care face obiectul acestui studiu a pus în evidență prezența unor roci foarte alterate, adesea cataclazate și laminate, cu caracter granitoid. Prezența unor astfel de roci a fost remarcată în mod constant și în formațiunile gnaisice asemănătoare pe valea Lotriorei, valea Căprăreților și pe valea Uria Cîinenilor.

Tot prin studii microscopice au fost puse în evidență în gnaissele micacee prezența unor porțiuni cu caracter granitoid, uneori cu conture tranșante, alteori cu conture sterse din cauza fenomenelor ulterioare de blasteză, demonstrîndu-se proveniența acestor gnaisse din produsele de dezagregare a rocilor granitoide, de compozitie granodioritică sau cuarț-dioritică, ale unui fundament foarte vechi.

Proveniența microclinului din formațiunile cristalofiliene slab metamorfozate ale seriei de Sibișel este net detritică, grăunții rezultînd vădit din dezagregarea gnaiselor oculare.

Pe de altă parte trebuie să remarcăm că gnaissele oculare prezintă adeseori dezvoltări largi în pachetele de gnaisse leucocrate mărunte și de gnaisse lineare. Creșterea blastică a microclinului, sub forma de fîșii sau ochiuri, din mezostaza bogată în feldspat potasic al acestor roci a fost descrisă mai sus.

În concluzie, aspectele oculare sau lenticulare nu apar niciodată în pachetele de gnaisse în care feldspatul potasic lipsește. Atunci cînd apar ochiuri feldspatice în gnaissele micacee, proveniența lor detritică este vădită, observîndu-se diferite stadii de recristalizare blastică pînă la apariția unor gnaisse oculare sau rubanate tipice (cariera de pe valea Sadului, în amont de comuna Sadu). Astfel formarea gnaiselor oculare pe seama unui material preexistent caracterizat printr-un chimism potasic, reprezentat fie prin roci granitoide sau prin formațiunile arcoziene rezultate prin dezagregarea lor, fie eventual prin curgeri de lave acide sau tufuri, apare clar, încît nu mai este necesar să se recurgă la admiterea introducerii prin procese de intruziune, de

injecție sau de metasomatoză a unui material străin, magmatic sau migmatic, care să provoace metamorfozarea depozitelor sedimentare sau intensificarea procesului de metamorfism general.

Trebuie să remarcăm de asemenei că uneori aspectele sub care apare microclinul, atât în gnaisele oculare, cât și în gnaisele leucocrate și gnaisele aplitice ar îndreptăți la prima vedere admiterea unui proces metasomatic de microclinizare a rocilor; studiul relațiilor dintre pachetele de gnaisse de Măgura și celealte formațiuni cristalofiliene cu care vin în contact, precum și stabilirea caracterului și sensului proceselor metamorfice, ne-au condus la concluzia formării *in situ* a acestor tipuri de gnaisse pe seama unui material primordial eruptiv sau terigen, cu un chimism corespunzător.

În timpul proceselor de metamorfism general la nivelul faciesului amfibolitic a fost afectată în primul rînd ortoza din materialul pre-existent. Acest mineral s-a adaptat condițiilor fizico-chimice ale faciesului amfibolitic, recristalizînd sub formă de microclin; plagioclazul a reacționat de asemenei, recristalizînd sub forma unui plagioclaz mai acid, oligoclazic, care înglobează adeseori solzi fini de sericit și granule de epidot, adesea păstrînd porțiuni relicte ale plagioclazului inițial, de obicei foarte alterat. În acest mod apariția microclinului sub forma unei rețele interstițiale (gnaisele leucocrate, lineare și aplitice) sau sub formă de fîșii și ochiuri, înglobînd în mod constant granulele mărunte de plagioclaz și cuarț (gnaisele oculare), își găsește o explicație logică, în concordanță cu observațiile de teren, care s-au acumulat pînă la ora actuală.

Gnaisele biotitice, care apar asociate cu gnaissele oculare, nu pot fi considerate în nici un caz rezultate printr-un fenomen de contact (A. Streckeisen), ele fiind caracterizate, după cum am arătat, prin structuri și texturi metamorfice.

Asociația gnaiselor oculare cu șisturi cristaline foarte diferite în ce privește compozitia lor și gradul de metamorfism, este explicată logic prin admiterea existenței unui fundament gnaisic vechi, peste care s-au așternut transgresiv serii mai noi, cutate și metamorfozate ulterior. Poziția anticinală a formațiunilor de gnaisse oculare, pusă în evidență de majoritatea autorilor precedenți, constituie un argument în plus pen-



tru susținerea acestui punct de vedere. Posibilitatea apariției în sinclinală a gnaiseelor oculare nu trebuie exclusă însă, ea putând fi legată de reliefuri vechi, fie de pachete arcoziene puternice, provenite prin dezaggregarea rocilor din fundament, fie de curgeri de lave acide.

#### SERIA DE SADU

Seria de Sadu apare numai în partea estică a regiunii cercetate, în apropiere de comuna Sadu.

Spre NE această serie dispare sub formațiunile mezozoice și terțiare.

Seria de Sadu este constituită din două complexe caracteristice :

Complexul micașisturilor cu granat și staurolit ;

Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi.

Tot în seria de Sadu includem deocamdată și complexul amfibolitic, care apare pe valea Sadului între ultimele case ale comunei Sadu și uzina Sadu I.

Datele pe care le posedăm pînă în prezent nu ne-au permis să stabilim definitiv poziția stratigrafică a acestui complex, deși el prezintă o poziție inferioară față de micașisturile cu granat și staurolit. Problema stabilirii poziției stratigrafice a complexului amfibolitic este complicată rezolvarea ei necesitînd extinderea cercetărilor pe o suprafață mai mare.

#### *Complexul amfibolitic*

Rocile amfibolitice constituie pe valea Sadului un anticlinal care se afundă spre N. În versantul stîng se poate observa o limită destul de tranșantă între amfibolite și micașisturile cu granat și staurolit.

*Descrierea petrografică.* Complexul amfibolitic este constituit dintr-o alternanță de diferite tipuri de amfibolite, roci plagioclazo-biotitice, șisturi biotitice cu granați și staurolit și mai rar cuarțe mărunt granulare.

Rocile amfibolitice sunt caracterizate printr-o variație foarte mare de aspecte.

Se pot deosebi macroscopic :

Amfibolite larg cristalizate, caracterizate prin texturi ușor orientate, constituite din cuiburi lentiliforme de hornblendă, de dimensiuni mili-

metrice, separate prin fîșii foarte subțiri leucocrate ;

Amfibolite compacte, mărunt granulare, caracterizate prin texturi masive sau ușor orientate ;

Amfibolite rubanate constituite din alternanțe centimetrice, complet melanocrate sau complet leucocrate, cu textură masivă și alternanțe cu textură orientată, conținînd hornblende lentiliforme, înșiruite paralel.

Adeseori se remarcă prezența unor cuiburi faneromere, caracterizate prin dezvoltarea largă a cristalelor de hornblendă (de dimensiuni milimetrice-centimetrice), dispuse neorientat. Astfel de cuiburi cu aspecte hornblenditice apar atât în rocile amfibolitice fine, cît și în pachetele de amfibolite larg cristalizate, cu texturi orientate.

Intercalațiile de roci plagioclazo-biotitice sunt caracterizate prin structuri grăunțoase și texturi masive.

Întregul complex conține fîșii de cuarț de dimensiuni centimetrice sau decimetrice, intercalate concordant între amfibolite și îndeosebi între șisturile biotitice cu granați și staurolit.

Adesea se remarcă cuiburi sau filoane de cuarț, care străbat neregulat pachetele de roci, conținînd uneori enclave amfibolitice.

Trebue să remarcăm de asemenea frecvența impregnării de sulfuri metalice în special de pirită, mai rar de mispichel, care apar îndeosebi în alternanțele plagioclazo-biotitice.

Rocile caracterizate mai sus prezintă o răspîndire inegală în interiorul complexului. Amfibolitele mărunte apar de obicei spre extremitățile lui, în timp ce în partea centrală predomină amfibolitele larg cristalizate. Rocile plagioclazo-biotitice prezintă poziții intermediare. Șisturile biotitice cu granați și staurolit apar cantonate îndeosebi în partea estică a complexului.

*Amfibolite.* Microscopul pune în evidență compozиții uniforme, aceste roci fiind constituite în mod constant din plagioclaz și amfibol.

Plagioclazul, reprezentat în general printr-un oligoclaz conținînd 20—25% An, de obicei foarte proaspăt, uneori chiar ușor zonat, constituie cristale izometrice mărunte (0,20 mm), imprimînd masei fundamentale a acestor roci aspecte pavimentoase, (pl. I, fig. 2).



Amfibolul, reprezentat prin ferrohastingsit apare sub formă de cristale prismatice alungite. Adesea amfibolul este larg dezvoltat (pînă la 2 mm), prezintînd aspecte poikiloblastice (pl. I, fig. 3).

Mineralele opace se întîlnesc adesea în aceste roci, fiind reprezentate prin magnetit mărunt granular, asociat cu amfiboli (0,30–0,10 mm) sau prin plaje restrînse de pirită, înglobînd porțiuni plagioclazice din fondul rocii.

Rocile plagioclazo-biotitice sunt caracterizate prin aceleași aspecte pavimentoase, fiind constituite din granule izometrice de oligoclaz. Biotitul brun-roșcat, transformat adesea în clorit, constituie lamele dispuse neregulat printre cristalele de plagioclaz.

Trebuie să adăugăm că uneori studiul microscopic pune în evidență existența unor cristale mărunte de disten, răspîndite egal în fondul pavimentoas al acestor roci, care conțin de asemenea biotit, amfiboli, precum și granați numeroși.

Sisturile biotitice cu granați și staurolit. Se deosebesc prin abundența acestor trei minerale, larg cristalizate (dimensiuni pînă la 3–4 mm), într-un fond plagioclasic mai mărunt, cu aspect pavimentoas. Granații și staurolitul înglobează uneori porțiuni plagioclazo-biotitice din fondul rocii. Menționăm de asemenea prezența granaților idiomorfi (pl. II, fig. 1).

Cu arțitele sunt caracterizate printr-o granulație fină. Însiruirea paralelă a lamelelor fine biotitice, a granulelor de plagioclaz și a granaților mici imprimă acestor roci o textură paralelă (pl. II, fig. 2).

Cuiburile și filoanele cuarțoase sunt caracterizate prin texturi pavimentoase sau prin dezvoltări largi ale cuarțului (pl. II, fig. 3). În urma fenomenelor de cataclazare apar aggrege mărunte, caracterizate uneori prin tendințe de orientare paralelă (pl. III, fig. 1).

*Consideraționi asupra compoziției materialului premetamorfic.* Este extrem de dificil de făcut considerații asupra materialului primordial prin metamorfozarea căruia a rezultat acest complex.

Predominanța unui amfibol, caracterizat printr-un conținut de Na, ne determină să considerăm materialul inițial ca fiind de origine eruptivă.

Distribuția inegală a rocilor amfibolitice și structura anticinală ne face să ne gîndim la un masiv eruptiv, caracterizat prin faciesuri marginale cu granulații mai mici; sisturile biotitice cu granați și staurolit, care apar incluse în complexul amfibolitic, au rezultat probabil prin recristalizarea unor enclave de natură sedimentogenă.

Este însă foarte greu de precizat dacă magma s-a intrus în formațiunile seriei de Sadu sau în depozite cutate și denudate anterior depunerii acestei serii.

Trebuie să remarcăm de asemenea că rocile, care constituie acest complex, sunt caracterizate în general prin aspecte pavimentoase și texturi masive. Amintim de asemenea că sisturile cu granați și staurolit conțin uneori granați idiomorfi. Astfel structurile și texturile rocilor complexului amfibolitic pun problema metamorfozării materialului primordial în condiții de temperatură ridicată și presiune hidrostatică puternică, care au imprimat rocilor aspecte granulitice. Prezența staurolitului în sisturile cu granați și staurolit nu infirmă aceste observații, deoarece în prezent acest mineral nu mai este considerat ca mineral exclusiv de stress, fiind menționat și în pegmatite (Turner, 1948).

Trebuie să remarcăm de asemenea că rocile, care aparțin seriei de Măgura, sunt caracterizate de asemenea prin structuri și texturi de tip „granulitic“, contrastînd vădit cu structurile cristaloblastice ale complexului superior al seriei de Sadu.

Planul de discontinuitate dintre complexul amfibolitic și complexul micașisturilor cu granat și staurolit ar putea reprezenta în lumina celor arătate mai sus, fie contactul unui masiv eruptiv discordant, fie un relief vechi peste care s-au suprapus transgresiv serii mai noi.

#### *Complexul micașisturilor cu granat și staurolit*

Complexul micașisturilor cu granat și staurolit prezintă o dezvoltare caracteristică în bazinul văii Sadului, pe pîrul Ripei și pe culmea dintre acest pîr și valea Sadului.

Roci aparținînd acestui complex se întîlnesc, de asemenea, pe pîrul Tocilelor într-o mică cahieră, în versantul stîng, în porțiunea unde valea ieșe din dealuri, lărgindu-se în șesul aluvial.



Trebuie menționată de asemenea apariția micașisturilor cu granat și staurolit în amont de comuna Sadu, în versantul stâng al văii Sadului și în continuare pe ramura dreaptă a pîrului Fierului.

Separarea exactă a rocilor, care aparțin acestui complex, este uneori foarte dificilă pe teren deoarece pachetele de șisturi cristaline au su-

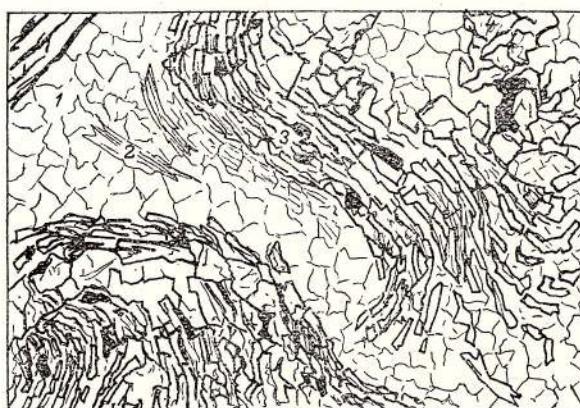


Fig. 18. — Micașist cu granat și staurolit. Seria de Sadu. Complexul micașisturilor cu granat și staurolit. Valea Sadului. N ||, 28 x.

Fig. 18. — Micaschiste à grenat et staurotide. Série de Sadu. Complex des micaschistes à grenat et staurotide. Vallée de Sadu N. ||, 28 x.

ferit uneori transformări foarte intense, datorită procesului de metamorfism regresiv, care le-a afectat, încît adesea pot fi confundate cu șisturile cristaline ale seriei de Sibișel.

*Descrierea petrografică.* Complexul micașisturilor cu granat și staurolit este foarte monoton în ce privește constituția sa petrografică.

Micașisturile cu granat și staurolit predomină, fiind caracterizate prin dezvoltarea faneroblastică a micelor. Subordonat apar intercalații de cuarțite.

Micașisturile se disting de asemenea prin abundența muscovitului și mai puțin a biotitului. Staurolitul și granații de dimensiuni milimetrice, atingând uneori 1 cm, abundă în aceste roci.

Datorită fenomenelor de retrometamorfism, care au afectat inegal pachetele de șisturi cristaline ale acestui complex, micașisturile îmbracă uneori aspecte foarte variate, încît ele pot fi identificate numai prin studii microscopice.

Studiul microscopic pune în evidență aspecte foarte caracteristice; rocile aparținând acestui complex se deosebesc printr-o cristaloblasteză intensă.

Biotitul și muscovitul constituie fîșii, care alternează cu fîșile cuarțoase.

Granații și staurolitul, sub formă de cristale bine dezvoltate de dimensiuni milimetrice, sunt uneori foarte bine conservate (fig. 18). În unele cazuri, granații prezintă structuri helicitice sau aspecte scheletiforme, tînzînd să înglobeze granule de cuarț, atingînd dimensiuni de 0,40 mm, probabil detritice.

Staurolitul este transformat de obicei parțial în agregate clorito-sericitice.

Compoziția, structurile și texturile rocilor, care constituie acest complex, pun în evidență proveniența lui prin metamorfozarea intensă a unui material aleuro-pelitic argilos.

#### *Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi (complexul ritmic de Cîrlige)*

Complexul de Cîrlige constituie o porțiune destul de întinsă din regiunea studiată, alcătuind aproape în întregime versantul sudic al masivului Măgura.

Spre N, acest complex depășește versantul sudic al Măgurei, întîlnindu-se pe pîrul Rîusorul Cisnădioarei și pe pîrul Măcieșului.

La E, apare în zona izvoarelor pîrului Tocilelor, iar spre S se întinde pînă în valea Sadului.

O dezvoltare caracteristică prezintă acest complex pe pîrul Cîrligelor și pe Valea cu Vîlcele, afluenți ai văii Sadului.

*Descrierea petrografică.* Complexul de Cîrlige se caracterizează printr-o monotonie puțin obișnuită în ce privește constituția sa petrografică. El este alcătuit în mod constant din alternanțe decimetrice sau centimetrice de micașisturi fine, cuarțite micacee și paragnaise.

La scara metrilor și a zecilor de metri se remarcă de asemenea o alternanță de pachete mai dure predominant paragnaisice și pachete mai șistoase, în care predomină micașisturi și paragnaise micacee. Între aceste pachete se observă treceri gradate (fig. 19).

O trăsătură caracteristică a acestui complex o constituie prezența unor lentile sau fîșii de cuarț concordante, de dimensiuni centimetrice, rar depășind 1 dm; în ele se observă uneori prezența granulelor de feldspat, constituind dire paralele cu șistozitatea.

În cazuri rare se remarcă tendința de a se forma lentile de dimensiuni centimetrice cuarțofeldspatice în alternanțele foarte micacee (fig. 20).

Individualizarea unor lentile cu aspect pegmatitic, atingând dimensiuni metrice, se observă cu totul sporadic (pîrâmîl Cîrligelor).

Acest complex prezintă uneori aspecte retro-morfe, evidente macroscopic prin transformarea biotitului în clorit.

Pe teren se pot deosebi: paragnaise mărunte biotitice, cuarțite micacee și micașisturi.

Paragnaisele biotitice sunt roci compacte, de culoare cenușie, cu textura ușor orientată, datorită lamelelor de biotit dispuse paralel.

Cuarțitele micacee se deosebesc de paragnaise printr-o culoare mai deschisă și printr-o sistozitate mai pronunțată, datorită fîșilor micacee, care alternează cu fîșile cuarțoase.

Micașisturile sunt caracterizate prin abundența micelor; acestea nu prezintă caracter faneroblastic.

Studiul microscopic al rocilor acestei serii pune în evidență aceeași uniformitate în ce privește paragenezele, deosebirile macroscopice, care

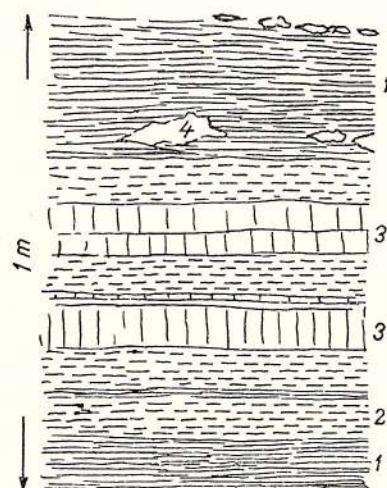


Fig. 19. — Seria de Sadu. Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi. Valea Cîrligelor.  
1, micașist ; 2, paragneiss ; 3, bandes de quartz ;  
4, lentille de quartz.

se constată, fiind în funcție numai de proporția în care mineralele iau parte la alcătuirea rocilor.

Cele patru componente, care apar totdeauna în aceste roci sunt: plagioclazul, cuarțul, biotitul și muscovitul. Menționăm de asemenea prezența sporadică (sub 1%), a granulelor de apatit (0,30 mm) și a cristalelor fine de zircon (maxim



Fig. 20. — Seria de Sadu. Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice și micașisturi. Valea Cîrligelor.  
1, micașist ; 2, lentile cuarțofeldspatice pegmatoides.

Fig. 20. — Série de Sadu. Complexe des alternances de paragneiss biotitiques et micaschistes. Valea Cîrligelor.  
1, micaschiste ; 2, lentilles quartzofeldspatiques pegmatoides.

0,10 mm), care produc aureole pleocroice atunci cînd sunt incluse în biotit. Granatul apare cu totul sporadic sub formă de granule, care nu depășesc 0,25 mm.

Cuarțul și oligoclazul constituie fondul granoblastic al rocii.

După proporția dintre cuarț și oligoclaz se pot deosebi: paragnaise, cuarțite feldspatice, cuarțite micacee și micașisturi.

Dimensiunile granulelor variază în următoarele limite: 1,5 mm — 0,5 mm.

În micașisturi și în cuarțite, biotitul și muscovitul apar concrescute sub formă de fîșii; în paragnaise, biotitul constituie lamele izolate răspîndite egal în fondul granoblastic al rocii.

Dimensiunile lamelelor variază între limitele 0,40—2 mm, observîndu-se o creștere a dimensiunilor lamelelor proporțional cu creșterea cantității de cuarț și mice în rocă.

Uneori se observă cloritizarea parțială a biotitului.

În ceea ce privește natura materialului primordial prin metamorfozarea căruia a rezultat acest complex, putem admite că alternanță monotonă a unui număr restrâns de tipuri de șisturi cristaline, imprimă acestei serii un caracter ritmic destul de evident.

#### SERIA DE VALEA MUNTELUI

Această serie de șisturi cristaline este bine dezvoltată în partea de SW a regiunii Răsinari, în bazinul mijlociu și superior al Văii Muntelui, pîrîului Dobre și pîrîului Sibișelului, pînă în culmile încunjurătoare: dealul Plaiului, dealul Bîrnelor și Fața Crețului.

Ea este constituită dintr-un complex de roci peridotito-gabbroido-amfibolitice cu caracter ofiolitic și un complex puternic de șisturi cristaline, caracterizat printr-o alternanță de paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolice, șisturi micacee și gnaisse cuarțo-feldspatice, conținând adesea pegmatite.

Trebuie să menționăm de asemenea prezența unui complex, constituit din micașisturi cuarțoase, care prezintă o poziție inferioară complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic.

#### *Complexul micașisturilor cuarțoase*

Complexul micașisturilor cuarțoase apare pe Valea Muntelui.

Micașisturile cuarțoase aparținând acestui complex se întâlnesc și pe drumul de care de pe versantul stîng al Văii Muntelui.

*Descrierea petrografică.* Acest complex este foarte monoton fiind constituit din micașisturi cuarțoase, caracterizate prin dezvoltarea faneroblastică a micelor. Abundența cuarțului sub formă de strătulete lenticulare sau cutate ptigmatică dă o duritate puțin obișnuită micașisturilor.

În mod constant aceste micașisturi sunt caracterizate prin aspecte retromorfe, datorită transformării biotitului în clorit. Uneori se observă cu ochiul liber prezența granațiilor mărunti de dimensiuni milimetrice. Textura foarte încrețită a acestor roci este de asemenea caracteristică.

În unele cazuri micașisturile înglobează lentile de pegmatite concordante (30–80 cm grosime), conținând foițe bine dezvoltate de muscovit. Prezența cristalelor de turmalină, de dimensiuni milimetrice, se observă de asemenea uneori în aceste roci.

Studiul microscopic pune în evidență încă odată dezvoltarea faneroblastică a micelor. În mod obișnuit, aceste micașisturi sunt constituite din fișii cuarțoase granoblastice alternând cu fișile micacee, formate din biotit și muscovit adesea concrescute. Granații apar frecvent însă prezintă dimensiuni submilimetrice, încît nu se deosebesc de obicei cu ochiul liber. Uneori se observă și prezența staurolitului. Plagioclazul apare foarte rar în aceste roci, fiind reprezentat prin oligoclaz.

De obicei micașisturile sunt mai mult sau mai puțin retrometamorfozate. Primul mineral care este transformat sub influența acestui fenomen este biotitul care trece parțial sau total în clorit. Granații sunt uneori de asemenea cloritați, iar staurolitul este înlocuit aproape întotdeauna prin aggregate fine sericitice a căror formă lenticulară pune în evidență formarea lor sub presiune (pl. III, fig. 2); originea acestor aggregate este evidentă atunci când această transformare este numai parțială (pl. III, fig. 3).

*Concluzii.* Trebuie să remarcăm că acest complex caracterizat prin poziția sa inferioară față de complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, evidentă pe Valea Muntelui, prin prezența granațiilor și staurolitului, prin fenomene de retrometamorfism cu extindere regională și prin texturi microcutate aparține seriei de Sadu, reprezentând aici fundamental pe care s-au produs revărsările submarine de lave bazice.

Pachetele de șisturi cristaline care apar între rocile complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic, ar putea fi interpretate drept resturi ale acestui fundament vechi, înglobate între curgerile de lave bazice care l-au străbătut.

#### *Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic*

Acest complex este bine dezvoltat pe Valea Muntelui, apărînd în sîmburele unui anticinal. Acest anticinal prezintă o terminație perianticinală spre N, aflorînd numai pe drumul de care de pe versantul stîng al acestei văi. Spre sud, anticinalul se îngustează, fiind decroșat de cîteva falii transversale și reapare în bazinul superior al pîrîului Sibișel.

Deoarece rocile care constituie acest masiv au fost descrise amănuntit și caracterizate din punct de vedere chimic de autori care ne-au precedat în regiune, voi insita îndeosebi asupra relațiilor în care apar ele pe teren.



*Succesiunea rocilor complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic.* Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic este constituit din trei zone caracteristice :

Zona bazală este alcătuită din roci ultrabazice, care prezintă o dezvoltare caracteristică pe Valea Muntelui, apărind în continuare spre N pe drumul de care de pe versantul stâng al acestei văi și spre S, pînă pe culmea dintre Valea Muntelui și pîrîul Bîrnelor.

Zona mediană constituie din roci bazice grăunțoase este caracterizată prin predominarea rocilor cu caracter gabbroid, transformate în flasergabbrouri. În baza acestei zone se remarcă prezența unor alternanțe de roci gabroide și roci meladioritice constituind o subzonă foarte caracteristică pentru definirea întregului complex.

Zona superioară a acestui complex este constituită dintr-o alternanță de roci amfibolitice de diferite tipuri. Spre partea inferioară a acestei zone se remarcă aspecte de pillow-lave (Valea Muntelui).

*Zona bazală.* Această zonă prezintă o dezvoltare caracteristică pe Valea Muntelui.

Ea apare sub forma unor lentile alungite paralel cu orientarea generală a formațiunilor cristalofiliene, care le înglobează, atingînd uneori cîteva sute de metri în lungime și 100—200 m în lățime. Aceste lentile apar constituite din învelișuri concentrice de constituie diferită. Învelișurile exterioare sunt alcătuite dintr-o alternanță de roci biotito-amfibolice, de serpentinitice apoperidotitice, piroxenitice și roci tremolitice-actinolitice. Porțiunile interioare sunt formate din roci peridotitice care prezintă uneori, în partea centrală a lentilei, separații în formă de fîșii și lentile dunitice. Roci filoniene mărunte, de compoziție bazică și ultrabazică, străbat ne-regulat porțiunile centrale ale lentilelor (fig. 21), în timp ce învelișurile exterioare sunt străbătute de filoane leucocrate de plagioclazite.

Trecerea spre zona mediană nu se face brusc, după cum am mai arătat, ci prin intermediul unor alternanțe de roci apoperidotitice, gabroide, meladioritice și sisturi biotito-amfibolice (fig. 22).

Zona bazală este constituită din roci grăunțoase, larg cristalizate. Proporția dintre olivină

și piroxen variază de obicei destul de puțin, încît ele pot fi înglobate în categoria peridotitelor cu piroxen. Aceste roci descrise amănunțit și caracterizate din punct de vedere chimic de autorii precedenți drept roci wehrlitice, predomină în această zonă (pl. IV, fig. 1).

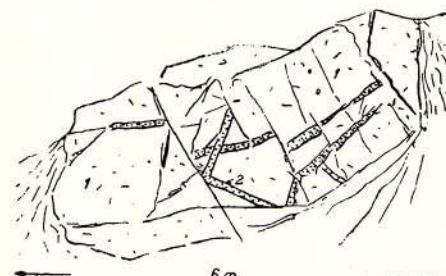


Fig. 21. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Zona bazală. Amănunt în primul corp peridotitic. Valea Muntelui.

1, wehrlite ; 2, filoane microgrăunțoase piroxenice.  
Fig. 21. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique. Zone basale. Détail dans le premier corps péridotitique. Valea Muntelui.

1, wehrlichtes ; 2, filons microgrenus pyroxéniques.

Foarte rar s-au întîlnit roci constituite exclusiv din olivină, corespunzînd dunitelor (pl. IV, fig. 2). Prin micșorarea cantității de olivină și înmulțirea piroxenilor roca devine un piroxenit.

Piroxenitele, reprezentate în special prin diallagite, apar de obicei în partea superioară a acestei zone.

Mentionăm și prezența unor roci filoniene microgrăunțoase de asemenea piroxenitice.

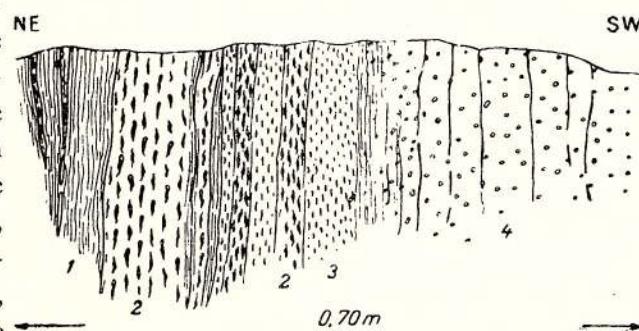


Fig. 22. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona de tranziție între zona bazală și zona mediană. Valea Muntelui.  
1, sisturi biotito-amfibolice ; 2, flasergabbros rubanés ; 3, rochi peridotitice ; 4, meladiorite.

Fig. 22. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone de transition entre la zone basale et la zone médiane. Valea Muntelui.

1, schistes biotito-amphiboliques ; 2, flasergabbros rubanés ; 3, roches péridotitiques ; 4, méladiorites.

*Zona mediană.* Un caracter evident al zonei mediane constă în aspectul predominant orientat al rocilor, aspect rezultat din recristalizarea sub acțiunea metamorfismului general.



Fig. 23. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona mediană.

Valea Muntelui.

- 1, gabbouri ; 2, flasergabbouri ; 3, șisturi biotito-amfibolice ; 4, cuiburi leucocrate.

Fig. 23. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone médianes.

Valea Muntelui.

- 1, gabbros ; 2, flasergabbros ; 3, schistes biotito-amphiboliques ; 4, nids leucocrates.

Zona mediană prezintă o dezvoltare caracteristică pe Valea Muntelui; ea apare de asemenea în bazinul pîrului Sibișel, îndeosebi pe ramura stîngă a acestui pîrîu.

Această zonă este constituită preponderent din gabbouri și flasergabbouri rubanate, sub formă de lentile sau fîșii, care alternează cu roci melanocrate biotito-amfibolitice foarte șistoase și friabile (fig. 23). În partea inferioară a acestei zone, se remarcă existența unor alternanțe de roci meladioritice și peridotitice.

Uneori flasergabbourile conțin șlire melanocrate (fig. 24).

Se observă de asemenea prezența unor cuiburi cu contur neregulat, de dimensiuni centimetrice sau decimetrice, caracterizate prin dezvoltarea largă a mineralelor și textură masivă. Aceste cuiburi, constituite din plagioclaz, sunt uneori complet leucocrate, alteori sunt alcătuite din plagioclaz și hornblendă sau numai din hornblendă.

Vinișoare subțiri de plagioclazite (2–3 cm grosime) străbat uneori oblic rocile acestei zone.

Peridotitele cu piroxen, serpentinitele a poperidotitice, tremolitele și actinolitele, care apar intercalate în partea inferioară a zonei mediane, prezintă aceleași caractere ca cele din zona bazală.

Meladioritele constituie alternanțe decimetrice, uneori metrice, cu caracter microgrăunțos. Sînt roci compacte, dure, caracterizate prin granulație fină, textură masivă și culoare neagră-verzui pătată, datorită unor cuiburi leucocrate de dimensiuni milimetrice (maximum 2–3 mm).

Microscopul pune în evidență predominanța hornblendei de culoare brună-verzui, sub formă de cristale scurte, prismatice, dispuse neorientat (pl. IV, fig. 13).

Plagioclazul oligoclasic, ușor alterat, ocupă spațiile dintre cristalele de hornblendă, constituind de asemenea cuiburi rotunde în care apar uneori granați.

Sfenul este prezent sub formă de granule mărunte răspîndite în mod uniform în masa rocii.

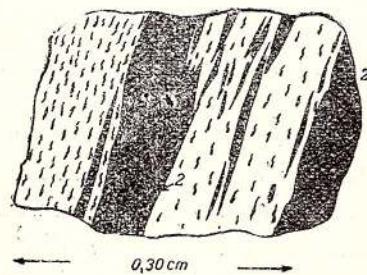


Fig. 24. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona mediană.

Valea Muntelui.

- 1, flasergabbouri rubanate ; 2, șlire melanocrate.

Fig. 24. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone médianes.

Valea Muntelui.

- 1, flasergabbros rubanée ; 2, schlieren mélano-crates.

Rocile gabroide constituie cea mai mare parte a zonei mediane. Sînt reprezentate prin flasergabbouri cu textură paralelă lenticulară și aspecte rubanate, datorită alternanței de fîșii centimetrice sau decimetrice, mai leucocrate sau mai melanocrate.

Gabbourile, caracterizate prin dezvoltarea largă a componentelor și textură masivă, se întîlnesc foarte rar : ele apar sub forme de len-

tile de dimensiuni decimetrice, atingînd uneori 1 m, prinse între flasergabbrouri șistoase, reprezentînd probabil relicte ale rocilor inițiale, care au rezistat recristalizării produse de metamorfismul general.

Studiul microscopic pune în evidență înlocuirea plagioclazului calcic prin aggregate mărunte, constituite preponderent din epidot microcristalin, lamele mici de muscovit și rare cristale de oligoclaz. Se observă de obicei individualizarea unor baghete fine de  $\alpha$  și  $\beta$  zoizit dispuse divergent. Piroxenul este înlocuit prin aggregate amfibolice (termeni ai seriei tremolit–actinot), cu granulații variate, lipsite de orientare, conținînd adesea granule mărunte de sfen (pl. V, fig. 1).

La microscop se pot surprinde diferitele stadii de transformare a gabbrourilor în flasergabbrouri sub acțiunea metamorfismului general (pl. V, fig. 2 și 3). Se observă astfel recristalizarea treptată a agregatelor mărunte zoizitice sub formă de cristale prismatice alungite de zoizit dispuse riguros paralel, flasergabbrurile apărînd constituite în mod obișnuit din fîșii amfibolice care alternează cu fîșii epidotice (pl. VI, fig. 1).

Amfibolul este reprezentat printr-un termen al seriei actinot–tremolit.

Mentionăm de asemenea prezența sfenului sub formă de granule înșiruite paralel în fîșile amfibolice.

**Lentilele macrogranulare.** Aceste lentile, de dimensiuni decimetrice, sunt localizate în intercalăriile de flasergabbrouri mai melanocrate sau în șisturile biotito-amfibolice, fiind caracterizate printr-o cristalizare largă și textură masivă.

Uneori ele sunt leucocrate, fiind constituite din oligoclaz bazic (cca 27% An), altelei sunt melanocrate, fiind alcătuite preponderent din hornblendă comună. Prezența acestor două minerale în proporții aproximativ egale produce aspecte dioritice, faneromere.

Aceste lentile reprezintă probabil separații din rocile eruptive inițiale, care au rezistat procesului de metamorfism general.

**Zona superioară.** Zona superioară a complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic este caracterizată prin predominarea rocilor amfibolice.

Această zonă prezintă o dezvoltare caracteristică pe Valea Muntelui; aici se observă o alternanță de pachete de grosimi decimetrice, mai rar metrice, de diferite tipuri de amfibolite, (amfibolite, amfibolite cu biotit și granat, amfibolite porfiroblastice) și șisturi biotito-amfibolice (fig. 25).

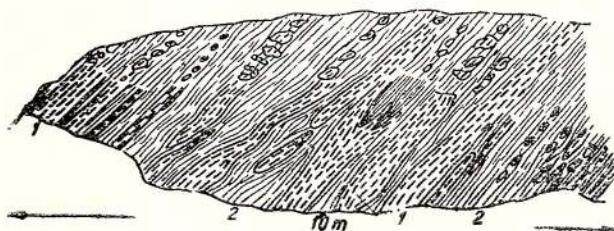


Fig. 25. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona superioară.  
Valea Muntelui.

1, amfibolite ; 2, șisturi biotito-amfibolice.

Fig. 25. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone supérieure.  
Valea Muntelui.

1, amphibolites ; 2, schistes biotito-amphiboliques.

Rocile care constituie această zonă sunt caracterizate printr-o șistozitate mai pronunțată; caracterul stratificat al acestei zone este de asemenea mai accentuat. Fenomenele de recristalizare s-au manifestat aici mai intens, încît aspectul eruptiv al rocilor primordiale a fost aproape complet șters.

Spre partea inferioară a zonei se remarcă existența unor alternanțe de roci compacte, mărunt grăunțoase, preponderent amfibolice, cu textură masivă. Aceste roci prezintă caracter meladioritic. Adesea apar nivele constituite din șisturi biotito-amfibolice foarte friabile incluzând lentile elipsoidale, compacte, dure, care se desfac în coji concentrice atunci cînd sunt lovite cu ciocanul (fig. 26). În jurul acestor lentile, de compoziție meladioritică, șisturile biotito-amfibolice care le înglobează prezintă de asemenea texturi concentrice. Aceste aspecte amintesc formațiunile de pillow-lave (fig. 27).

Mentionăm și prezența unor alternanțe de roci cu caracter gabbroid care apar în partea bazală a zonei superioare (fig. 28).

Cuiburi, filonașe și vinișoare leucocrate, ne-depășind de obicei grosimea de 2–3 cm, străbat oblic amfibolitele acestei zone.

Pe teren se deosebesc șisturi biotito-amfibolice, amfibolite mărunte cu textură masivă și amfibolite cu textură paralelă; acestea la rî-

dul lor, pot fi împărțite în amfibolite compacte, dure, în care predomină hornblenda și amfibolite cu biotit, caracterizate printr-o sistozitate mai pronunțată.

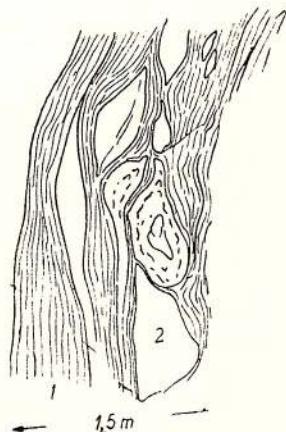


Fig. 26. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona superioară. Aspecte de pillow-lave. Valea Muntelui.  
1, sisturi biotito-amfibolice; 2, meladiorite.

Fig. 26. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone supérieures. Aspects de pillow-lavas. Valea Muntelui.  
1. schistes biotito-amphiboliques; 2, méladiorites.

**A m f i b o l i t e l e c u t e x t u r ă m a s i v ă** sunt caracterizate printr-o granulație fină; aceste roci sunt constituite din hornblendă comună de culoare verde-măslinie și din oligoclaz. În can-

stituie o serie de alternanțe de compoziție mineralogică destul de puțin variată, dar foarte diferite în ceea ce privește procentele mineralelor care intră în constituția lor. Pe teren se constată prezența unor alternanțe bogate în biotit și amfiboli, care nu au putut fi examineate la microscop din cauza friabilității lor.

Studiul microscopic pune în evidență prezența

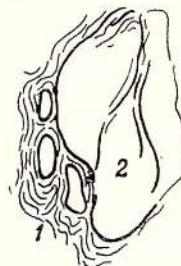


Fig. 27. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, zona superioară. Aspecte de pillow-lave; amănușt. 1, sisturi biotito-amfibolice; 2, meladiorite.

Fig. 27. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, zone supérieures. Aspects de pillow-lawas, en détail. 1, schistes biotito-amphiboliques; 2, méladiorites.

granațiilor, care apar de obicei în amfibolitele biotitice.

Rocile amfibolitice sunt constituite în mod obișnuit dintr-o hornblendă comună.

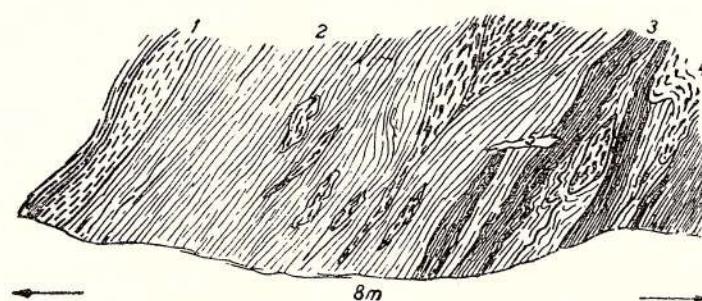


Fig. 28. — Seria de Valea Muntelui. Complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, partea bazală a zonei superioare. Valea Muntelui.  
1, amfibolite; 2, amfibolite cu biotit; 3, biotito-anfibolice; 4, flasergabbrouri; 5, cuiburi leucocrate.

Fig. 28. — Série de Valea Muntelui. Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, partie basale de la zone supérieures. Valea Muntelui.  
1. amphibolites; 2, amphibolites à biotite; 3, schistes biotito-amphiboliques; 4, flasergabbros; 5, nids leucocrates.

titări subordonate apar: biotitul, sfenul, epidotul și magnetitul.

**A m f i b o l i t e l e c u t e x t u r ă p a r a l e l ă** predomină în zona superioară a complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic. Ele

Plagioclazul este reprezentat prin oligoclaz (15% An).

Este interesant de remarcat prezența constantă a granulelor de sfen, însiruite paralel cu sistozitatea rocii.

Menționăm și existența sporadică a cuarțului; apariția acestui mineral nu trebuie pusă în legătură cu un adaos de material detritic, ci cu variația compoziției materialului primordial.

Studiul microscopic al amfibolitelor pune în evidență aspecte interesante în ceea ce privește succesiunea fenomenelor de recristalizare.

Adesea se observă în aceste roci prezența unor aggregate mărunte, constituite din granule de hornblendă și plagioclaz dispuse neorientat. Aceste agregate reprezintă probabil începutul procesului de recristalizare a materialului premetamorfic.

Foarte rar se remarcă în aceste porțiuni mărunt cristalizate aspecte deosebite datorită apariției unor aggregate caracteristice cu granulație mai fină, având forme prismatice sau rombice, constituite din granule de titanit, hornblendă și plagioclaz; ele reprezintă probabil pseudomorfoze după fenocristalele rocilor eruptive primordiale, caracterizate prin structura porfirică, porțiunile amfibolo-plagioclazice mărunte, în care sunt localizate, rezultând în urma recristalizării pastei (pl. VI, fig. 2).

Prin avansarea procesului de recristalizare apar aggregate amfibolo-plagioclazice cu granulații mai mari. Este evident că blasteza amfibolului și plagioclazului, care duce la formarea amfibolitelor cu structură nematoblastică tipică, se produce pe seama agregatelor mărunte amfibolo-plagioclazice descrise mai sus (pl. VI, fig. 3).

*Separări și filoane leucocrate.* Rocile zonei superioare sunt străbătute de filonașe și vinișoare subțiri sau conțin cuiburi leucocrate cu contur neregulat.

Aceste roci sunt caracterizate prin granulație fină și textură masivă.

Microscopul pune în evidență structuri echigranulare și aspecte evident eruptive.

Sunt roci constituite aproape exclusiv din plagioclaz, care pot fi clasificate în categoria plagiocazitelor (pl. VII, fig. 1).

Plagioclazul este reprezentat printr-un oligoclaz, conținând cca 26% An. Se remarcă în unele cazuri aspecte zonare; creșterea acidității de la centru spre periferia cristalului, pune în evidență de asemenea originea eruptivă a acestor roci. Adesea se observă o creștere plastică a plagioclazului care imprimă rocii aspecte granoblastice; în acest caz plagioclazul prezintă o zonalitate inversă.

Trebuie să mai menționăm apariția sporadică a microclinului și a cuarțului care produc o schimbare în caracterul acestor roci; microclinul constituie xenoblaste mărunte care ocupă spațiile dintre granulele de plagioclaz, în timp ce cuarțul sub formă de granule fine, rotunjite, este inclus de obicei în oligoclaz.

Sfenul, prezent pretutindeni, apare și în aceste roci, fiind dispus paralel în plagioclazitele recristalizate.

Hornblenda, de culoare verde intensă, este cu totul sporadică; ea ocupă spațiile dintre granulele de oligoclaz.

*Transformările ulterioare ale rocilor complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic.* Rocile, care constituie complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, au suferit diferite transformări. Aceste transformări pot fi legate de două procese cu caracter complet deosebit, desfășurate în două etape, ulterioare consolidării acestor roci.

În procesul de transformare a acestor roci, prima etapă s-a produs imediat după consolidarea lor și a avut un caracter autometamorfic, manifestându-se în special în partea superioară a zonei bazale și în zona mediană. În această etapă olivina s-a serpentinizat și mineralele piroxenice s-au uralitizat. Astfel au luat naștere diferitele tipuri de serpentinite, tremolitite și actinolitite (pl. VII, fig. 2).

Aceste fenomene de recristalizare s-au manifestat și în rocile zonei mediane și zonei superioare. Agregatele amfibolo-plagioclazice mărunte, neorientate, care apar în amfibolitele zonei superioare, au rezultat în urma unor procese asemănătoare de recristalizare.

A doua etapă de transformare a rocilor, care constituie complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, s-a produs sub influența stressului însoțit de presiunea litostatică și de temperatură accentuată în timpul procesului de metamorfism general; formațiunile vulcanogene și sedimentogene au fost transformate în sisturi cristaline la nivelul faciesului amfibolitic, subzona cu granat și staurolit. În timpul acestei etape s-a produs recristalizarea plastică a rocilor, pusă în evidență prin dispoziția paralelă a mineralelor.

Această etapă s-a manifestat cu o intensitate mai mică în zona bazală a complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic. Trebuie remarcat de asemenea că diferitele tipuri de roci, care constituie zona bazală, au reacționat în mod deosebit.



Astfel, părțile centrale ale lentilelor de roci ultrabazice, constituite din roci dunitice și peridotitice, nu au fost afectate deloc de transformările produse în această etapă. În schimb, rocile piroxenitice, care apar în învelișurile exteroare ale lentilelor ultrabazice sau constituie alternanțe în zona mediană și fuseseră deja afectate de transformările autometamorfice, au reacționat în timpul etapei de metamorfism general prin formarea șisturilor tremolitice și actinolitice cu structură nematoblastică și textură paralelă.

Apariția termenilor seriei tremolit-actinot într-o zonă de metamorfism mai profund este condiționată de compoziția chimică inițială a rocii; de altfel prin granulația lor aceste șisturi tremolitice și actinolitice se încadrează foarte bine în zona de metamorfism menționată mai sus.

În acest mod, diferențele de granulație și texture, care se remarcă prin studiul microscopic al rocilor care constituie complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic, își pot găsi o explicație logică: printr-un proces de autometamorfism și de recristalizare statică au rezultat aggregatele mărunte tremolitice, actinolitice sau hornblendoplaciociazice, caracterizate prin lipsa completă a orientării. Ulterior, prin acțiunea metamorfismului general, s-a produs o recristalizare cu caracter blastic, care a condus la formarea șisturilor tremolitice, actinolitice și a amfibolitelor caracterizate prin dezvoltarea largă a amfibolilor și orientarea lor riguros paralelă. La microscop se pot urmări toate aceste transformări, observându-se uneori, în aceeași secțiune, diferențele aspecte care pun în evidență întreaga succesiune de transformări suferite de materialul eruptiv inițial.

*Considerații asupra caracterului ofiolitic al acestui complex.* Problema formării complexelor ofiolitice a fost mult dezbatută. Studiul mineralogic și petrografic al complexelor de acest tip nu a putut soluționa decât unele laturi ale acestei probleme. Abordarea studiului pe teren al relațiilor dintre diferențele tipuri de roci de către cercetători atenți ai realităților geologice, completeate cu studii amănunțite de laborator a adus date noi și interesante pentru rezolvarea genezei acestor complexe.

Ipoteza formării complexelor ofiolitice pe seama unor revârsări masive de lave bazice pe fundul geosinclinației este susținută și argumentată de mulți autori: J. H. Brunn (1940),

Routhier (1946, 1953), Dubertret (1953), Lemoine (1954).

Asociația intimă a faciesurilor efuzive și a rocilor grănuțoase a fost observată de unii cercetători, după cum subliniază J. H. Brunn, cu ocazia studiului complexelor ofiolitice din Grecia (Pind—Vurinos). În această regiune au fost puse în evidență diferențele părți ale cortegiului ofiolitic, de la partea inferioară ultrabazică și grănuțoasă pînă la rocile superioare microlitice, deosebindu-se trei zone principale:

Zona rocilor ultrabazice grănuțoase;

Zona rocilor bazice grănuțoase și subdoleritice;

Zona rocilor doleritice și microlitice.

Studiul amănunțit al masivului de pe Valea Muntelui a dovedit că această schemă este aplicabilă și în această regiune, cu toate că, datorită recristalizărilor blastice intense care au transformat formațiunile premetamorfice în șisturi cristaline, la nivelul faciesului amfibolitic, multe din caracterele inițiale ale rocilor au fost sterse.

Zona bazală ultrabazică a acestui masiv a fost descrisă și caracterizată de autorii precedenți. Deoarece metamorfismul general a afectat prea puțin această zonă, caracterul ei eruptiv a fost pus în evidență în mod constant.

Zona mediană gabbroidă nu a fost separată însă niciodată de zona superioară amfibolitică, deși proveniența sa prin recristalizarea unui material inițial eruptiv (diabazic sau gabbroid) a fost preconizată de unii autori (K. Moekel și A. Vendl).

Astfel, prezența zonei peridotitice și a zonei gabbroide este incontestabilă, rămînind de admis că rocile microlitice și microgrănuțoase, care constituie în mod obișnuit zona superioară a complexelor ofiolitice, opunând mai puțină rezistență fenomenelor de recristalizare blastică, apar sub formă de amfibolite. Aceste amfibolite sunt asociate intim cu rocile zonei gabbroide încît proveniența lor, prin metamorfozarea unui material marnos, apare foarte puțin probabilă.

De altfel, trebuie să arătăm că, și în cazul complexelor ofiolitice nemetamorfozate, asociația intimă dintre rocile gabbroide și rocile peridotitice este foarte evidentă, în timp ce comunitatea originei dintre gabbrouri și dolerite a fost contestată, lămurirea acestui punct fiind esențială pentru stabilirea existenței cortegiilor ofiolitice.



În Grecia J. H. Brunn a dovedit că există treceri gradate între rocile ultrabazice și microlitice ale complexelor ofiolitice, infirmînd ipoteza unei suprapunerile accidentale de roci plutonice, pe de o parte, și roci efuzive sau filoniene de origine și vîrstă diferită, pe de altă parte.

Stratificația reprezintă o caracteristică importantă a complexelor ofiolitice (J. H. Brunn). Acest caracter apare în mod evident în toate zonele complexului de pe Valea Muntelui, începînd din zona bazală peridotitică și accentuîndu-se în zona superioară amfibolitică, datorită recristalizării produse de metamorfismul general.

Alternanțele de șisturi biotito-amfibolice, friabile, care apar frecvent în zona superioară, imprimîndu-i un caracter fals sedimentogen, se mențin și în zona mediană, în care predominanța rocilor gabbroide este indubitabilă, precum și în învelișurile exterioare ale lentilelor peridotitice, unde au fost considerate uneori, în mod greșit, drept formațiuni de contact.

Trebuie să remarcăm că prezența alternanțelor litologice adesea foarte subțiri și dese, reprezentate uneori prin înșiruiriri paralele ale minerealelor, au fost puse în evidență în zonele de tranziție dintre rocile bazice grăunțoase și subdoleritice ale complexelor ofiolitice nemetamorfozate, constituite din alternanțe ritmice de gabrouri, dolerite și roci microlitice (Grecia), încît această caracteristică pledează de asemenea pentru atribuirea rocilor amfibolitice complexului ofiolitic.

Astfel, existența unei stratificații și îndeosebi a unei ritmicități evidente reprezintă un caracter inițial al materialului premetamorfic, obișnuit în cazul complexelor ofiolitice, și nu este rezultatul unui fenomen de diferențiere metamorfică.

Stratificația accentuată și prezența zonelor de tranziție, marcate prin alternanțele ritmice care au fost puse în evidență cu ocazia descrierii complexului ofiolitic de pe Valea Muntelui, tinde să mascheze limitele celor trei zone principale; prin considerarea statistică a tipurilor de roci, care intră în constituția alternanțelor, aceste zone se pot totuși separa cartografic.

În ceea ce privește relațiile rocilor, care constituie cortegiul ofiolitic, trebuie să remarcăm că acest complex reprezintă un ansamblu unitar, net deosebit de formațiunile cristaloafiliene cu care vine în contact și care rezultă prin metamorfozarea unui material sedimentar premetamorfic.

Concordanța rocilor complexului ofiolitic cu rocile din fundament (micașisturile cuarțoase), cît și cu rocile complexului ritmic superior, pusă în evidență cu ocazia descrierii complexelor ofiolitice nemetamorfozate, s-a menținut de asemenea, fiind accentuată de transformările produse în timpul procesului de metamorfism general.

Caracterul unitar al complexelor ofiolitice, pus în evidență cu ocazia studierii complexelor nemetamorfozate de acest tip, a condus la ideea admiterii unei singure revârsări submarine de magme simice. J. H. Brunn admite totuși și posibilitatea existenței unei revârsări anterioare, sau eventual, revârsări principale.

Apariția unor filoane a fost menționată de asemenea de acest autor, fiind explicată fie prin neregularități în procesul de cristalizare, fie printr-o decalare a consolidării rocilor care provin însă din aceeași magmă.

Vom reda pe scurt desfășurarea procesului de diferențiere a masei magmatice după J. H. Brunn.

Acest autor a explicat caracterul stratificat și ritmic al complexelor ofiolitice prin prezența unui fundament solid, pe care s-a produs revârsarea magmatică simică. Între acest fundament și crusta scoriacă doleritică, formată imediat după revârsare, s-a produs diferențierea și cristalizarea masei magmatice, aproximativ după schemele lui N. I. Bowen. Succesiunea pusă în evidență în complexele ofiolitice a fost dominată de îndepărțarea bruscă a elementelor volatile, a mineralizatorilor și în special a apei și de reacțiile continue între fazele solide și cele lichide. Variațiile de compozitie și prezența rocilor peridotitice în baza complexelor ofiolitice a fost atribuită unui fenomen de diferențiere gravitațională, prin care s-a produs o acumulare de minerale fero-magneziene pe fundamentul solid.

Alternanțele ritmice au fost explicate prin reacția dintre rocile pe cale de formare pe fundamentul solid și faza fluidă de deasupra.

Apariția zonalității complexelor ofiolitice s-a produs prin sărăcirea magmei reziduale în Mg, apoi în Fe și îmbogățirea ei în Al, Si și Ca, formarea rocilor gabbroide urmînd după consolidarea rocilor peridotitice. În acest mod, în părțile superioare ale masei magmatice, se acumulează elemente volatile, alcaline și solubile, care dau naștere la amfiboli, clorite, cuarț liber și albă, în condiții de temperaturi scăzute și presiuni foarte reduse. Datorită migrației ele-



mentelor labile, se produc fenomene de uralitizare și de albitizare în părțile superioare ale complexelor ofiolitice.

Absența sau intensitatea extrem de mică a fenomenelor de metamorfism de contact a fost explicată prin poziția acestor complexe pe un fundament solid, adăpostit de influența mineralizatorilor, prin migrația lor de jos în sus. Eliminarea bruscă a substanțelor volatile în mediul marin, explică de asemenea absența acestui fenomen în formațiunile care au acoperit ulterior complexele de acest tip.

*Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolice, gnaisă cuarțo-feldspatice și micașisturi (complexul ritmic)*

Acest complex prezintă o dezvoltare mare în regiunea izvoarelor Văii Muntelui, pîrului Dobrei și pîrului Sibișel, în flancul vestic al anticinalului seriei de Valea Muntelui.

Spre E, pe celălalt flanc al anticinalului, complexul ritmic nu mai apare, fiind acoperit de formațiunile seriei de Steaza.

Complexul alternanțelor de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolice, gnaisă cuarțo-feldspatice și micașisturi, prezintă dezvoltarea cea mai caracteristică pe drumul de care de pe versantul stîng al Văii Muntelui, apărînd într-o serie de aflorimente aproape continuu, pe o distanță de cîteva sute de metri.

*Descrierea petrografică.* Acest complex este constituit dintr-o serie de alternanțe de dimensiuni decimetrice reprezentate prin: paragnaise mărunte biotitice, paragnaise mărunte biotito-amfibolice, gnaisă fine leucocrate, sisturi micace și micașisturi foioase. Aceste alternanțe împrimă complexului un caracter ritmic, ele rezultînd probabil prin metamorfozarea unor pachete de roci psamitice, aleuritice și pelitice argiloase sau marnoase. Gnaisele fine leucocrate au rezultat probabil prin metamorfozarea unui material piroclastic acid.

Caracteristic acestui complex este și prezența frecventă a rocilor pegmatoide, care constituie fîșii și lentile concordante sau filoane discordante de dimensiuni foarte variate (centimetricometrice).

Paragnaisele și sisturile micače. Paragnaisele prezintă aspecte variate, datorită proporției diferite a mineralelor care intră

în alcătuirea lor și datorită deosebirilor de granulație.

Paragnaisele, caracterizate printr-o granulație mai fină, conțin, în mod constant, o cantitate mai mare de minerale melanocrate (în special biotit și în măsură mai mică hornblendă), datorită probabil unui procent mai ridicat de material pelitic în roca primordială (pl. VII, fig. 3).

Paragnaisele cu granulație mai mare sunt mai leucocrate, ele derivînd prin metamorfozarea unor roci psamitice și aleuritice (pl. VIII, fig. 1).

Sisturile micacee caracterizate prin abundența micelor, rar prezentînd dezvoltări faneroblastice, au rezultat prin metamorfozarea unui material pelitic-argilos.

Studiul microscopic al acestor roci pune în evidență aspecte puțin variate: masa granoblastică cuarțo-plagioclazică înglobează lamele de biotit dispuse paralel. Muscovitul, în cantitate mai mică, este crescut cu biotitul.

Uneori apare și amfibolul, reprezentat printr-o hornblendă comună, care constituie cristale prismatice dispuse paralel.

Plagioclazul este reprezentat printr-un oligoclaz acid foarte puțin alterat.

Gnaisele leucocrate mărunte și gnaisele pegmatoide. Gnaisele leucocrate sunt caracterizate prin absența aproape totală a biotitului, care apare sporadic numai în termenii de trecere spre paragnaisele biotitice.

Aceste roci prezintă o compoziție mineralologică puțin variată, fiind constituite din: cuarț, oligoclaz și muscovit. Microclinul apare rar în aceste gnaisi.

Ele se caracterizează însă prin aspecte foarte diferențiale, datorită variației granulației, a structurilor și texturilor.

Pe teren se observă treceri gradate între diferențele tipuri de roci, de la gnaisă fine cu aspect aplitic și gnaisă muscovitice microblastice cu textura paralelă pînă la roci gnaisice cu aspecte faneroblastice, pegmatoide și chiar pegmatitice, prin mărirea treptată a granulației și stergerea texturilor orientate.

Se deosebesc astfel:

Gnaisele leucocrate microblastice cu textură ușor orientată sau cu aspect fin aplitic care diferă de paragnaisele biotitice prin înlocuirea biotitului cu muscovit. În aceste gnaisi apar uneori mici cantități de microclin (pl. VIII, fig. 2).



Gnaisele leucocrate faneroblastice cu textură orientată, caracterizate prin dezvoltarea plastică din ce în ce mai pronunțată a mineralelor care le constituie. În aceste roci microclinul lipsește de obicei. Uneori se remarcă aspecte pegmatoide (pl. VIII, fig. 3).

Gnaisele leucocrate faneroblastice cu microclin care conține fenoblaste de microclin, formând ochiuri, lentile sau fășii.

Gnaisele leucocrate cu aspecte granitoide sunt caracterizate printr-o textură neorientată datorită lamelelor de muscovit dispuse neregulat într-o masă echigranulară cuarțo-oligoclazică. Plagioclazul prezintă tendințe vădite spre idiomorfism (pl. IX, fig. 1).

Pegmatitele. În regiunea studiată pegmatitele prezintă două forme de zăcămînt: filoane discordante sau lentile concordante.

Aflorimentele continue de pe drumul de care de pe versantul stîng al Văii Muntelui a permis studierea relațiilor dintre pegmatite și formațiunile cristalofiliene în care se ivesc.

Uneori pegmatitele constituie lentile concordante înglobate între gnaisele leucocrate, observîndu-se o trecere gradată între aceste două tipuri de roci, după cum am arătat mai sus.

În alte cazuri pegmatitele apar sub forma unor filoane, atingînd dimensiuni metrice, care străbat discordant pachetele de șisturi cristaline.

Studiul microscopic pune în evidență deosebiri esențiale între aceste pegmatite.

Pegmatitele concordante sunt caracterizate de obicei prin dezvoltarea largă a plagioclazului. Cuarțul constituie aggregate de dimensiuni reduse, cu aspect mozaicat; muscovitul apare în cuiburi alcătuite din lamele dispuse neorientat.

Pegmatitele discordante sunt caracterizate prin apariția structurilor grafice, determinate de concreșterea plagioclazului și cuarțului, oligoclazul fiind mineralul gazdă (pl. IX, fig. 2). Această textură pune în evidență cristalizarea simultană a celor două componente dintr-o soluție migmatică, rezultată la adîncimi mai mari, care apoi a migrat spre suprafață de-a lungul unor plane de discontinuitate, constituind filoane discordante,

#### SERIA DE RÎUȘORUL CISNADIOAREI

În bazinul pîrîului Rîușorul Cisnadioarei se dezvoltă formațiuni cristalofiliene care se deosebesc prin caracterul lor litofacial și metamorfic de celelalte șisturi cristaline separate în regiunea studiată.

Pe baza datelor pe care le posedăm pînă în prezent, am separat în regiunea Rășinari — Cisnadioara — Sadu aceste formațiuni cristalofiliene sub denumirea de seria de Rîușorul Cisnadioarei.

Această serie este constituită aici din două complexe caracteristice: complexul șisturilor cu porfiroblastă de albit și complexul șisturilor clorito-albitice.

#### *Complexul șisturilor cu porfiroblastă de albit*

Acest complex este constituit din cuarțite și gnais, conținînd în mod constant porfiroblastă de albit cu structură poikiloblastică. Micașisturile muscovito-biotitice, intens cloritizate, conținînd uneori granați mici, constituie alteranțe subordonate, situate îndeosebi în baza seriei (pîrîul Rîușorul între cotele 593 și 615).

*Descrierea petrografică.* Cuarțite și gnaisele complexului inferior al seriei de Rîușorul sunt roci compacte, de culoare cenușie, cu textură plan paralelă, constituind pe pîrîul Rîușorului versanți stîncosi. Cu ochiul liber se remarcă uneori lentile feldspatice de dimensiuni milimetrice, învelite în mice.

Bancurile de cuarțite sunt de obicei intens fracturate transversal.

Micașisturile sunt roci foioase, șistoase, de culoare verzuie-argintie, uneori ușor încrăite.

Studiul microscopic pune în evidență un fond granoblastic cuarțos; lamelele de mice sunt dispuse paralel, tinzînd a forma fășii (pl. IX, fig. 3).

Albitul constituie porfiroblastă lenticulare alungite, caracterizate prin abundența inclusiunilor mărunte de cuarț, biotit, muscovit și zoizit, înglobate prin blasteză. Porfiroblastele sunt uneori bine individualizate, altele prezintă diferite stadii de blasteză, fiind caracterizate prin conuri lobate.

Variatia procentuală a albitului marchează toate tranzițiile între rocile gnaisice și cuarțitice, remarcîndu-se însă predominanța celor din urmă.



Muscovitul și biotitul, sub formă de lamele bine dezvoltate, adesea concrescute, constituie fișii sau mulează lentilele de albit.

Granații mici apar, de asemenea, reprezentând o caracteristică importantă a acestor roci; ei sunt submilimetrici, inclusi de obicei în porfiroblastele de albit sau ating dimensiuni de 1—2 mm fiind în acest caz înglobați în masa fundamentală cuarțoasă a rocii.

Fenomene de retromorfism cu caracter regional sunt marcate prin transformarea parțială a lamelelor de biotit în clorit; granații mai mari prezintă uneori fenomene de cloritizare de-a lungul fisurilor.

În zonele brecificate lentilele de cuarț sunt cataclazate.

*Micașisturile* apar constituite la microscop dintr-o alternanță de pături cuarțoase și pături clorito-muscovitice.

Granații sunt mărunci, idioblastici, rar scheletiformi, înglobând prin blasteză granule de cuarț.

Semnalăm de asemenea și prezența sporadică a albitului, care poate să formeze lentile poikiloblastice asemănătoare cu cele din cuarțitele și gnaisele cu porfiroblaste de albit.

Trebuie remarcat că micașisturile sunt de obicei afectate mai intens de procesele de metamorfism regresiv în comparație cu cuarțitele și gnaisele, deoarece, datorită caracterului lor șistos mai pronunțat, au opus mai puțină rezistență transformărilor ulterioare.

*Considerații asupra materialului premetamorfic.* Constituția rocilor care alcătuiesc acest complex pune în evidență un caracter predominant terigen al materialului premetamorfic. Cuarțitele, gnaisele și micașisturile au rezultat prin metamorfozarea unor sedimente psamitice, psamo-aleuritice și aleuro-pelitice argiloase.

Apariția constantă a albitului în toate tipurile de roci aparținând acestui complex indică un apport de material piroclastic, amestecat în proporții variante cu materialul terigen. Prezența unor roci constituise numai din albit, cu caracter albitofiric, puse în evidență în regiunea Brezoi — Călinești, în partea sudică a defileului Oltului, confirmă această ipoteză.

Trebuie să arătăm de asemenea că uneori albitul poate rezulta și prin transformarea plagioclazului mai bazic, provenind din materialul

seriei de Măgura. În acest mod tranzițiile dintre seria șisturilor cu porfiroblaste de albit și penele de fundament sau fundamentalul de Măgura sunt numai aparente, ele reprezentând doar stadii ale procesului de metamorfism regresiv, datorită suprapunerii unei epoci mai noi de cutare și metamorfism de grad mai scăzut. Un fapt analog a fost descris de A.I. Codarcea în regiunea Oca de Fier — Bocșa Montană, în gnaisele oligoclazice ale complexului gnaiselor micacee, unde s-a descris diferențele stadii de formare ale albitului din oligoclazul mai vechi, probabil prin decalcificarea acestuia (în albite se observă adesea granații mici, mai rar epidot).

#### *Complexul șisturilor clorito-albitice*

Acest complex prezintă o dezvoltare caracteristică în bazinul pârâului Sibișel și în dealul Schiaului.

În regiunea studiată complexul șisturilor clorito-albitice este constituit din două orizonturi: orizontul bazal este alcătuit din șisturi clorito-epidotice iar orizontul superior este caracterizat prin predominanța șisturilor clorito-albitice.

*Orizontul șisturilor clorito-epidotice.* Orizontul șisturilor clorito-epidotice este bine dezvoltat în împrejurimile vestice ale comunei Rășinari, apărând în dealul Schiaului și pe culmea dintre pârâul Stezii și pârâul Poplaca.

Spre S, rocile aparținând acestui orizont se întâlnesc numai în zona de confluență a pârâului Dobra cu pârâul Derjanilor.

*Descrierea petrografică.* Acest orizont este constituit din șisturi clorito-epidotice compacte, de culoare verde deschis până la verde închis, uneori mărunt granular, alteori prezentând un aspect mai mult sau mai puțin grăunțos.

Microscopul pune în evidență aspecte puțin variate.

După constituția mineralologică, structură și textură, se deosebesc două tipuri principale de roci: șisturi clorito-epidotice și șisturi clorito-epidoto-albitice.

*Șisturile clorito-epidotice* apar în dealul Schiaului, fiind caracterizate printr-o granulație fină. Aceste roci sunt constituite dintr-o masă fundamentală cloritică, împinsită de epidot mărunt granular, uneori cu tendințe porfiroblactice.



Roca prezintă o textură slab orientată, datorită unor direcții, discontinue, leucoxenice.

Albitul rotunjite, de dimensiuni aleuritice, apare în cantitate mică. Trebuie remarcată de asemenea și prezența idioblastelor fine amfibolice, dispuse riguros paralel, și uneori a magnetitului.

*Sisturile clorito-epidoto-albitice* apar în partea sudică a regiunii Rășinari.

Aceste roci sunt caracterizate printr-o cristalizare mai largă, prezentând uneori aspecte grăunoase.

La microscop sisturile clorito-epidoto-albitice apar constituite dintr-o rețea cloritică, care înglobează granule rotunjite de albit, maclat uneori polisintetic, atingând în unele cazuri dimensiuni psamitice.

Masa cloritică este împînziată adesea de aggregate granulare de calcit; atunci cînd aceste roci au suferit fenomene de laminare, calcitul recristalizează constituind lentile sau fîșii paralele.

Epidotul este întotdeauna prezent sub formă de granule mari, izolate, sau aglomerări granulare.

*Considerațiuni asupra materialului premamorfic.* Rocile care constituie acest orizont au rezultat prin metamorfozarea unui material piroclastic.

Granulele de albit care apar în aceste roci par a fi mai mult de natură clasto-magmatică, decît datorite unui aport de material terigen.

*Orizontul sistemelor clorito-albitice.* Acest orizont este constituit în cea mai mare parte din sisturi clorito-albitice, de culoare verde-argintie, cu textură ondulată, conținînd lentile de cuarț.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală cloritică cu textură neorientată, care înglobează granule rotunjite de albit de dimensiuni aleuritice, foarte rar psamitice (pl. X, fig. 1).

Prezența unor alternanțe preponderent albîtice, conținînd lamele orientate de clorit, imprimă acestor roci o textură șistoasă ondulată.

Menționăm de asemenea prezența sporadică a granulelor sau cristalelor idiomorfe de magnetit.

*Considerațiuni asupra materialului premamorfic.* Materialul piroclastic predominant de asemenea în constituția acestui orizont.

Forma rotunjită a granulelor de albit, care nu poate fi explicată nici printr-o proveniență detritică, albitul apărînd înglobat în masa cloritică a rocii, nici printr-un fenomen de recrystalizare blastică, ne face să ne gîndim la apoturi de nisipuri și cenuși vulcanice.

#### ROCILE ERUPTIVE

Rocile eruptive sunt asociate, în regiunea studiată, cu complexul sistemelor clorito-albitice.

Ele sunt reprezentate prin roci eruptive intrusivă în cea mai mare parte granodioritice.

Tot în cadrul acestui complex vom descrie deocamdată și rocile porfiroide puse în evidență pe culmea dintre pîrîul Sibișelului și pîrîul Derjanilor, în zona cotei 875, precum și pe dealul Schiaului.

Menționăm de asemenea și prezența rocilor bostonitice.

#### Metagranodioritele

Forma de zăcămînt a acestor roci este greu de stabilit, deoarece pe dealul Schiaului prezența lor este pusă în evidență prin aflorimente foarte alterate, acoperite de material dezagregat fragmentar.

Menționăm de asemenea apariția lor și în versantul estic al acestui deal, în zona de obîrșie a pîrîului Caselor de la Rășinari.

După extinderea fragmentelor se pare că aceste roci constituie corpuri lentiliforme concordante, intercalate între formațiunile cristalofiliene ale orizontului sistemelor clorito-epidotice, apărînd în măsură mai mică localizate în orizontul sistemelor clorito-albitice.

*Descrierea petrografică.* Rocile granodioritice sunt caracterizate printr-o structură grăunoasă și textură masivă.

Dezvoltarea largă a feldspașilor, prezența cuarțului în cantități reduse și apariția sporadică a mineralelor melanocrate, reprezintă caractere distinctive pentru aceste roci (pl. X, fig. 2).

Acțiunea metamorfismului general este pusă în evidență prin transformarea constantă a feldspașilor potasici în schachbrettalbit. Cuarțul este de obicei cataclazat, apărînd sub formă de aggregate mărunte. Mineralele melanocrate sunt reprezentate prin lamele cu totul sporadice de biotit cloritizat.



Trebuie remarcat de asemenei că aceste roci, apărînd în apropierea liniei de încălecare a zonei Prislop — pîrîul Ciuparilor peste zona Schiau — pîrîul Derjanilor, sînt întotdeauna brecificate și invadate de clorit și oxizi de fier de neoformăție.

**Bostonitele.** Bostonitele se întîlnesc pe dealul Schiaului, fiind asociate de obicei cu roci granodioritice.

Sînt roci de culoare gălbuiie sau roșcată, caracterizate printr-o granulație fină.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală constituită din microlite prismatice alungite de ortoză, dispuse divergent, uneori fluidal, înglobînd fenocristale de ortoză pertitică (pl. XI, fig. 1).

Deoarece aceste roci nu au fost afectate de procesele de metamorfism general, ele trebuie considerate ca intruziuni filoniene mai tîrzii, postorogene.

### Rocile porfiroide

Rocile porfiroide apar pe culmea dintre pîrîul Sibișelului și pîrîul Derjanilor în zona cotei 873, constituind o lentilă importantă, discordantă față de direcția generală a formațiunilor cristalofiliene, atingînd o lungime de 250 m și o lățime de 60 m. Această lentilă se prelungește prin pîrîul Sibișelului, pînă pe culmea dintre pîrîul Dobrei și pîrîul Sibișelului, subîndu-se considerabil și fiind puternic laminată, încît rociile nu se mai pot recunoaște decît prin studii microscopicice.

O lentilă analoga este prinsă sub solzul de gnais de tip Măgura de la cota 192, în extremitarea sudică a dealului Schiaului.

**Descrierea petrografică.** Rocile porfiroide sînt roci compacte, dure, de culoare deschisă, albă-gălbuiie, caracterizate printr-o textură vag paralelă.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală măruntă, cuarțo-feldspatică, împînzită de solzi fini de sericit, biotit și clorit, în care se observă uneori cristale prismatice de schachbrettalbit, mai rar lentile de cuarț (pl. X, fig. 3).

Adesea aceste roci sînt brecificate, fiind străbătute de o rețea de vinișoare de cuarț sau de oxizi de fier.

Rocile porfiroide au rezultat probabil prin metamorfoza unor roci efuzive de natură trahitică, produse ale unui vechi aparat vulcanic.

### SUBSERIA DE STEAZA

În partea superioară a seriei de Măgura apare, în regiunea Răsinari, o serie de roci foarte slab metamorfozate, cu caracter arcozian pregnant.

Separarea acestei subserii de seria de Măgura este greu de realizat pe teren; numai prin studii microscopice foarte amănunte să-a putut efectua delimitarea ei cartografică.

Mentionăm apariția rocielor aparținînd acestei serii pe pîrîul Stezii, pîrîul Coștii, valea Plaiului, Valea Muntelui și pîrîul Sibișelului.

Spre N și S, subseria de Steaza este acoperită de formațiunile seriei de Sibișel.

**Descrierea petrografică.** Subseria de Steaza este constituită în cea mai mare parte din paragnaise cenușii, compacte, caracterizate prin prezența unor lamele bine dezvoltate de muscovit, evidente îndeosebi pe planele de sistozitate. Uneori se poate observa cu ochiul liber prezența unor granule rulate de dimensiuni milimetrice.

Studiul microscopic pune în evidență aspecte foarte interesante.

Se pot deosebi astfel, după caracterul materialului detritic: paragnaise blastopsefítice (microconglomerate), paragnaise blastopsamítice și paragnaise blastoaleurítice.

Această împărțire ar putea fi considerată arbitrară, deoarece astfel de roci apar și în complexul blastodetritic al seriei de Măgura.

Studiul atent al elementelor detritice pune în evidență însă deosebiri esențiale între aceste două formațiuni.

Compoziția elementelor detritice din paragnaisele pséfítice indică clar proveniența acestor roci prin dezagregarea gnaiselor oculare, aparținînd seriei de Măgura.

Vom arăta mai jos cîteva aspecte ale acestor elemente:

microclin înconjurat de mirmekite;

microclin blastic înglobînd granule mărunte de plagioclaz și de cuarț;

antiperite într-o masă măruntă cuarțo-plagioclazică, în care începe să se mobilizeze microclinul.

Adesea elementele detritice sînt reprezentate printr-un cristal de plagioclaz foarte proaspăt, maclat uneori polisintetic, indicînd proveniența lui pe seama gnaiselor cu aspecte nodulare ale seriei de Măgura.



Masa fundamentală a paragnaiselor este măruntă, cuarțo-plagioclazică, înglobând elementele detritice, ovoidale, lenticulare, uneori chiar perfect rotunjite.

Este interesant de remarcat că, în unele cazuri, elementele rulate de dimensiuni mai mari își păstrează poziția inițială din sediment, contrastând cu reorientarea rocii produsă de procese de metamorfism general și marcată prin dispoziția paralelă a lentilelor detritice și a muscovitului (pl. XI, fig. 2).

**Paragnaisele blastopsamitice** prezintă aspecte mai monotone, granulele detritice lenticulare sunt în general plagioclazice (pl. XI, fig. 3).

Trebuie să menționăm de asemenei și prezența unor cuarțite biotitice, care apar însă într-un singur punct în regiunea studiată (pîrul Coștii), cu caracter blastodetritic extrem de evident (pl. XII, fig. 1).

Aceste cuarțite sunt constituite dintr-o masă fundamentală cuarțoasă, măruntă, care înglobează granule de cuarț perfect rotunjite. Roca prezintă o textură ușor șistoasă, ondulată, datorită unor dire alcătuite din solzi fini de sericit și biotit brun-măsliniu.

Compoziția aproape exclusiv cuarțoasă a acestor roci indică un proces de sortare locală a materialului sedimentar mai pronunțat, în comparație cu rocile arcoziene care constituie în mod obișnuit acest complex.

Caracterul inițial al paragnaiselor **blastoaurelitice** este de asemenei foarte evident; aceste roci se deosebesc printr-o granulație mai fină și printr-o textură paralelă extrem de puțin marcată. Granulele de cuarț, de dimensiuni aleuritice, adesea rotunjite, apar într-o masă fin micacee, de obicei ușor calcaroasă.

**Concluzii.** Aspectele puse în evidență mai sus arată în mod vădit proveniența formațiunilor care constituie această subserie, prin dezagregarea unui fundament de tip Măgura.

Studiul microscopic atent al elementelor detritice, pune în evidență proveniența lor pe seamă gnaiselor oculare și a gnaiselor nodulare, aparținând seriei de Măgura, rezultate la rîndul lor prin dezagregarea unui fundament granitoid primordial și recristalizate într-o epocă de cutare și metamorfism anteroiară. Trebuie remarcat, de asemenei, caracterul foarte proaspăt al plagioclazului și microclinului, care constituie în mod obișnuit elementele detritice ale acestei

serii, contrastând cu aspectele alterate care se observă întotdeauna în gnaisele seriei de Măgura.

Se poate constata chiar o variație a compozitiei rocilor, depinzînd de constituția rocilor de fundiment din imediata apropiere. Astfel în apropierea fișilor de gnais oculare se remarcă în subseria de Steaza predominarea paragnaiselor blastopsefite, conținând numeroase elemente rulate microclinice. Paragnaisele blastopsamitice sunt caracterizate printr-o sortare mai pronunțată, depunîndu-se la distanțe mai mari.

Gradul scăzut de metamorfism al formațiunilor seriei de Steaza ne determină să o asociem seriei de Sibișel, în ceea ce privește epoca de metamorfism. Absența fenomenelor de diferențiere metamorfică, puse în evidență cu ocazia descrierii complexului blastodetritic al seriei de Măgura, confirmă de asemenei acest fapt.

În aceste condiții, subseria de Steaza apare ca o formățiu cu caracter molasic produsă în faza de ridicare a cristalinului Sebeșului, precedînd individualizarea foselor în care s-a depus seria de Sibișel.

#### SERIA DE SIBIȘEL

Seria de Sibișel prezintă o dezvoltare caracteristică în regiunea Rășinari, în bazinul pîrului Sibișel, fiind constituită din formațiuni de grad redus de metamorfism.

Menționăm de asemenei apariția șisturilor cristaline aparținînd acestei serii pe culmea dintre ramura dreaptă a pîrului Derjanilor și pîrul Rîușorul Cisnădioarei, precum și în versantul vestic al masivului Măgurei.

În extremitatea estică a regiunii studiate, se întîlnesc formațiuni cristalofiliene ale seriei de Sibișel în bazinul văii Sadului, în aval de confluența cu pîrul Varului.

În general orizontul bazal de șisturi cristaline de Sibișel se dispune concordant peste paragnaisele arcoziene ale seriei de Steaza (Valea Muntelui) sau ale seriei de Măgura (culmea din stînga pîrului Steaza). Urmărind însă cu atenție limita între aceste serii cristalofiliene se observă cazuri, cînd diferite formațiuni aparținînd seriei de Sibișel, acopăr paragnaise arcoziene de Steaza sau gnaisă aparținînd seriei de Măgura. Această situație poate fi explicată prin admiterea caracterului transgresiv al seriei de Sibișel.

În ceea ce privește grosimea acestei serii, se observă diferențe mari, datorită probabil varia-



țiilor inițiale de grosime ale materialului sedimentar, pe de o parte, sau caracterului tectonizat al regiunii, pe de altă parte, ea atingând uneori 800 m grosime, alteori îngustîndu-se pînă la 100 m.

Deoarece se constată deosebiri în dezvoltarea complexelor care constituie această serie, vom descrie separat seria de Sibișel din regiunea Răsinari — Cisnădioara de aceea din bazinul văii Sadului.

#### SERIA DE SIBIȘEL ÎN REGIUNEA RĂSINARI— CISNĂDIOARA

În împrejurimile de W și SW a comunei Răsinari, seria de Sibișel prezintă dezvoltarea cea mai largă și caracteristică, începînd la N din culmea dintre pîrîul Poplaca și pîrîul Stezii și continuîndu-se spre S, pînă în bazinul văii Sadului.

La S de comuna Cisnădioara a fost pus în evidență, pe afluenții de pe partea dreaptă a pîrîului Rîușorul, un mic sinclinal, constituit din formațiuni cristalofiliene aparținînd acestei serii.

*Succesiunea șisturilor cristaline din seria de Sibișel.* Succesiunea șisturilor cristaline care constituie această serie se menține în mod constant, începînd din bazinul pîrîului Stezii pînă în valea Sadului.

Această succesiune a fost pusă în evidență întîi pe teren; studiile microscopice au confirmat-o întocmai, aducînd date suplimentare pentru stabilirea mai precisă a alternanței diferitelor pachete de șisturi cristaline, care constituie această serie.

Seria de Sibișel este alcătuită din patru complexe foarte deosebite în ce privește paragenezele, structurile și texturile șisturilor cristaline, care derivă din pachete primordiale de compozitii diferite: complexul șisturilor amfibolice, complexul șisturilor cu magnetit, complexul calcaros și complexul grafitos.

#### *Complexul șisturilor amfibolice*

Complexul șisturilor amfibolice constituie partea bazală a seriei de Sibișel. El este caracterizat prin predominanța rocilor amfibolitice, care formează un orizont foarte unitar.

Acest complex prezintă dezvoltări caracteristice și grosimi maxime (400 m) pe pîrîul Sibișelului, începînd din aval de confluența cu pîrîul Plaiului și pe Valea Muntelui. Spre sud, com-

plexul șisturilor amfibolice apare, de asemenei, pe ramura stîngă a pîrîului Derjanilor și, în continuare, pe culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului, de la E de vîrful Derjani. În partea nordică a regiunii acest complex se subțiază, dispărînd aproape complet pe pîrîul Stezii.

În versantul vestic al masivului Măgura, complexul șisturilor amfibolice prezintă o dezvoltare mult mai redusă.

*Descrierea petrografică.* Șisturile amfibolice care constituie acest complex sunt roci caracterizate în general printr-o granulație fină și textură orientată.

Pe teren se observă alternanțe de șisturi amfibolitice de culoare verde închisă, constituite preponderent din amfiboli, roci fine satinate de culoare verde deschis și roci compacte cenușii, caracterizate prin prezența cristalelor de hornblendă orientate paralel, înglobate într-o mezostază fin granulară.

În partea bazală a complexului, imediat la contactul cu paragnaisele blastopsamitice, se observă, pe Valea Muntelui, prezența unui nivel foarte subțire, constituit din șisturi amfibolice nodulare.

Trebuie să mai remarcăm de asemenei prezența rocilor gabbroide, prezintînd aspecte de flasergabbrouri, situate întotdeauna spre partea bazală a complexului (culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului, la E de vîrful Derjani) și a rocilor ultrabazice (bazinul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei).

Studiul microscopic al șisturilor cristaline care constituie acest complex pune în evidență aspecte destul de variate în ceea ce privește paragenezele, structurile și texturile.

Compozițiile mineralogice care caracterizează aceste roci pot fi grupate în două parageneze principale:

amfibol+albit+epidot+calcit;  
amfibol+clorit+albit+cuarț.

Structurile și texturile rocilor care constituie acest complex depind de asemenei de materialul premetamorfic: astfel, rocile eruptive macrogrăunoase și-au păstrat uneori structura granulară și textura masivă, în timp ce rocile caracterizate prin granulații mai fine, fiind mai accesibile procesului de recristalizare, au căpătat structuri nematoblastice și texturi orientate.

Amfibolul care intră în compoziția acestor roci este reprezentat prin termeni ai seriei tre-



molit-ferrotremolit sau ferrohastingsit-ferrotremolit. Această variație a compoziției amfibolului depinde numai de compoziția materialului premetamorfic.

**Rocile ultrabazice.** Rocile ultrabazice apar cu totul sporadic în seria de Sibișel.

Aceste roci sunt reprezentate prin peridotite, constituite în cea mai mare parte din piroxeni monoclinici, în general complet uralitizați.

Prezența olivinei este pusă în evidență în unele roci prin structurile celulare, ea fiind complet înlocuită cu minerale serpentинice.

Cloritul abundă uneori în aceste roci iar oxizii de fier, rezultați în urma transformărilor autometamorfice sunt înglobați de obicei în agregatele serpentинice.

**Rocile gabbroide.** Rareori roci gabbroide constituie masive bine individualizate de dimensiuni metrice (culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului).

În mod obișnuit ele alternează cu celelalte tipuri de roci amfibolitice, imprimînd acestui complex un aspect stratificat, caracteristic întotdeauna formațiunilor ofiolitice.

Gabbourile nu-și păstrează în general textura masivă inițială, apărînd de obicei sub formă de flasergabbrouri, cu texturi lenticulare-șistoase caracteristice.

Plagioclazul este întotdeauna saussuritizat iar piroxenul este uralitizat; în unele cazuri uralitele mari includ în partea lor centrală resturi tulburi, relicte ale diallagului inițial.

Adeseori masa saussuritizată înglobează cristalele mari fasciculate de amfiboli, reprezentați printr-un termen al seriei tremolit-ferrotremolit.

Aspecte caracteristice flasergabbroide sunt marcate prin alternanțe de fîșii saussuritice și fîșii amfibolice sau prin apariția unor nodule sau lentile amfibolice în masa saussuritică a rocii (pl. XII, fig. 2).

În aceeași secțiune subțire se pot observa uneori diferite stadii de transformare ale rocielor gabbroide pînă la șisturi amfibolitice, caracterizate printr-o textură pronunțat șistoasă.

Prin intensificarea acțiunii metamorfismului general, încep să se producă pe planele de alunecare recristalizări blastice: apar astfel cristale prismatice sau aciculare de amfiboli de aceeași compoziție (termeni ai seriei tremolit-ferrotremolit), dispuse orientat, alternînd cu fîșii epidotice fin granulare din care cresc uneori albite

blastice. În unele cazuri se observă individualizarea unor granule de cuarț, indicînd mai mult o compoziție inițială cuarț-gabbroidă, decît un mineral de neoformătie.

Trebuie menționată de asemenei și prezența titanomagnetitului care constituie, prin laminare, fîșii înguste, paralele.

**Sisturile amfibolice nodulare.** Sisturile amfibolice nodulare apar în mod obișnuit în baza complexului amfibolitic. Prezența unor nodule feldspatice, de dimensiuni milimetrice, dau acestor roci un caracter fals detritic.

Studiul microscopic pune în evidență aspecte foarte interesante în ceea ce privește modul de apariție al celor două componente principale: plagioclazul și amfibolul.

Nodulele menționate mai sus apar constituite din plagioclaz a cărui compoziție nu poate fi determinată cu precizie din cauza alterației; de obicei el este înlocuit prin aggregate sericitozoitice care includ adesea cristale aciculare de actinot și lamele de muscovit. Aceste nodule reprezintă destul de clar portiuni relicte ale rocii inițiale.

Plagioclazii blastogenetici, de compoziție albitică, mai proaspeti, sunt mărunt granulari umplînd, în asociație cu cuarțul, spațiile dintre nodule sau constituind fîșii paralele.

Amfibolul, reprezentat prin același termen al seriei tremolit-ferrotremolit, este caracterizat prin aspecte variate: uneori se remarcă prezența unor cristale mari cu conture lobate sau franjurate, dispuse neorientat. Aceste cristale includ în unele cazuri, în partea lor centrală, o rețea tulbure de culoare brună, reprezentînd probabil resturi ale piroxenului inițial (pl. XII, fig. 3).

Alteori amfibolul prezintă forme lenticulare, caracterizate printr-un nucleu ușor colorat în brun.

Adesea amfibolii constituie idioblaste aciculare, concrescute uneori cu cloritul, orientate paralel cu șistozitatea rocii sau constituind fîșii care alternează cu fîșile albite.

Epidotul apare în nodulele plagioclazice, din transformarea căruia rezultă, sau constituie idioblaste bine dezvoltate, tinzînd a forma fîșii paralele.

Trebuie menționată de asemenei și prezența leucoxenului asociat în mod semnificativ cu cloritul sau amfibolul.



Problema materialului inițial din care au rezultat aceste roci este, și de această dată, destul de greu de rezolvat. Aspectul relict macrogrăunțos apare evident: nodulele plagioclazice și prezența uralitelor, care sugerează aspecte moștenite de la un piroxen inițial, par să indice o rocă cu caracter gabbroid sau eventual troctolitic, caracterizată printr-un conținut inițial mai ridicat în plagioclaz.

**Sisturile amfibolice.** Aceste roci sunt caracterizate printr-o granulație mai fină, structură nematoblastică bine marcată și textură paralelă evidentă.

Fenomenul de recristalizare blastică s-a manifestat intens, stergând aproape complet caracterele rocilor primordiale prin metamorfozarea cărora au rezultat aceste sisturi.

Sisturile amfibolice sunt caracterizate prin predominanța unui amfibol de culoare verde-albăstruie intensă, constituind cristale prismatice dispuse paralel (pl. XIII, fig. 1) sau porfiroblaste bine dezvoltate (pl. XIII, fig. 2). Constantele optice pun în evidență un termen al seriei ferrohastingsit-ferrotremolit.

Este caracteristică pentru aceste roci prezența unor amfiboli identici în ceea ce privește compoziția cu primii, însă dispuși perpendicular sau oblic față de sistozitate. Acești amfiboli prezintă întotdeauna nuclee tulburi, datorită prezenței unor incluziuni foarte mărunte, asemănătoare intrucâtva cu acele puse în evidență în uralitele rocilor gabbroide. Aceste nuclee tulburi, prin aspectele și orientările lor variate, par să fie porțiuni relicte din piroxenul rocii inițiale, transformat în uralit, apoi recristalizate sub formă de amfiboli. Orientarea lor, complet diferită față de textura rocii, reprezintă probabil aspecte relicte ale direcțiilor de stratificație sau de curgere ale rocii premetamorfice, păstrate într-un fond complet recristalizat blastic.

Spațiile dintre idioblastele amfibolice sunt umplute cu albite mărunt granulare, rareori asociate cu granule de cuarț; epidotul apare tot în aceste porțiuni, însă sporadic.

Trebuie remarcată prezența leucoxenului înșiruit paralel printre idioblastele amfibolice sau înconjurând granule de magnetit.

Este foarte greu de făcut presupunerile asupra rocilor primordiale din care au rezultat aceste sisturi; abundența hornblendei, de o parte, și prezența incluziunilor fine indicând formarea ei

pe seama unor piroxeni, pe de altă parte, conduc la ideea formării acestor sisturi pe seama unor roci bazice, caracterizate printr-un conținut ridicat de piroxeni. Granulația fină și texturile relicte puse în evidență mai sus, indică o rocă eruptivă microgrăunțoasă cu textură porfirică.

**Sisturile albito-amfibolice.** Macroscopic, aceste roci sunt ușor de recunoscut deoarece conțin o cantitate redusă de amfiboli sub formă de cristale prismatice orientate paralel, înglobate într-o mezostază mărunt granulară. Uneori aceste roci prezintă aspecte rubanate, datorită unor alternanțe mai bogate în amfiboli, cu textură paralelă mai puțin marcată.

Studiul microscopic pune în evidență un fond albitic, mai mult sau mai puțin cuarțos, conținând solzi fini de clorit și granule de epidot (pl. XIII, fig. 3).

Uneori se observă gruparea cuarțului în fișii cu structură mozaică, înglobând porțiuni din fondul mărunt al rocii. Aceste fișii au rezultat evident printr-un fenomen de recristalizare.

Amfibolul reprezentat prin același termen al seriei ferrohastingsit-ferrotremolit, menționat cu ocazia descrierii sistemelor hornblendice, constituie idioblaste dispuse paralel.

Este interesant de remarcat prezența, de altfel sporadică, a granațiilor mărunti totdeauna scheletiformi, care înglobează prin blasteză granule din masa fundamentală a rocii.

Fișile mai melanocrate prezintă aspecte destul de diferite în ce privește compoziția, structura și textura; ele sunt caracterizate prin abundența unor cristale fine amfibolice dispuse divergent într-o mezostază predominant albitică.

Acstei alternanțe de compoziție diferită ce imprimă rocilor aspecte rubanate, reprezintă o stratificație primordială caracteristică complexelor de tip ofiolitic.

Caracterul rocilor primordiale este și în acest caz foarte greu de stabilit. În comparație cu rocile precedente, aceste sisturi caracteristice prin predominarea albitului și prezența cuarțului, au derivat probabil prin recristalizarea unui material eruptiv mai acid.

**Sisturile clorito-tremolitice.** Sisturile clorito-tremolitice sunt roci compacte de culoare verzuie, cu aspect satinat.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală foarte mărunt cristalizată, constituită preponderent din lamele de clorit și cristale fi-



broase de tremolit; albitul și cuarțul apar cu totul subordonat.

Epidotul, foarte fin granular, împingește uniform masa rocii.

Aceste șisturi sunt adesea ușor calcaroase; calcitul crește blastic, mai repede decât celelalte minerale, constituind cristale izolate, agregate sau plaje largi, care înglobează porțiuni din masa fundamentală a rocii.

După compozitia și aspectul lor, putem considera aceste șisturi ca fiind rezultate prin recristalizarea unor roci eruptive microlitice.

*Considerațiuni asupra caracterului materialului premetamorfic.* Caracteristicile puse în evidență mai sus conduc la considerarea materialului premetamorfic de origine ofiolitică.

Aspectul său unitar foarte vădit, stratificația și prezența alternanțelor ritmice de compoziție, structură și textură diferită, imprimă acestui complex un caracter ofiolitic destul de evident.

Apariția unor roci gabbroide spre partea bazală a complexului, alternând uneori cu diferite tipuri de șisturi amfibolice, pun în evidență existența celor două zone: zona mediană gabbroidă, și zona superioară microgrăunțoasă-microlitică.

Roci aparținând zonei bazale ultrabazice apar extrem de rar (bazonul părții Riușorul), fie din cauza unei revărsări mai puțin masive de magme simice, care nu au permis separații considerabile de roci ultrabazice, ca în cazul complexului ofiolitic al seriei de Valea Muntelui, fie pentru că eroziunea a pus în evidență deocamdată numai părțile superioare ale acestui complex.

Recristalizările produse de metamorfismul general au șters caracterele rocelor eruptive inițiale, încât este foarte greu de a se face considerațiuni asupra originii diferitelor tipuri de șisturi amfibolice.

Rocile gabbroide, datorită structurii lor microgrăunțoase, au fost transformate în măsură mai mică, astfel încât caracterul lor eruptiv apare, după cum am mai arătat, foarte vădit.

Unele structuri relicte, observate prin studierea unui număr mare de secțiuni subțiri ne-au permis să derivăm unele șisturi amfibolice din roci efuzive microgrăunțoase, microlitice sau chiar porfirice.

### *Complexul șisturilor cu magnetit*

Peste complexul amfibolitic se situează în cordanță complexul șisturilor cu magnetit.

Grosimea acestui complex variază mult: uneori el prezintă o dezvoltare mare, atingând pe părțile Stezii, părțile Sibișelului și culmea dintre părțile Riușorul și părțile Derjani cca 300 m, altori este caracterizat prin apariții restrânse, nedepășind 20–30 m grosime (versantul vestic al masivului Măgura, platoul cota 905 între părțile Argintului și părțile Uliilor).

Complexul șisturilor cu magnetit prezintă o dezvoltare caracteristică în împrejurimile vestice ale comunei Rășinari, începând din culmea de la N de părțile Stezii, continuându-se prin părțile Stezii și părțile Sibișelului, pînă pe culmea din stînga părții Dobrei. De aici acest complex începe să se îngusteze, reapărînd abia în bazonul părții Ciuparilor, pe culmea dintre cele dăuă ramuri ale lui.

Mai spre E, complexul șisturilor cu magnetit apare din nou, pe culmea dintre părțile Hotarului, obîrșia părții Riușorul, continuându-se spre N pe culmea dintre acest părț și părțile Derjanilor, pînă aproape de confluența părțului Dobrei cu părțul Sibișelului.

Mai menționăm și a treia apariție a rocelor aparținând acestui complex pe platoul cota 905 în versantul vestic al masivului Măgura.

*Succesiunea șisturilor cristaline.* Complexul șisturilor cu magnetit este constituit din alternanțe ritmice reprezentate prin: șisturi cuarțoase sericitice, sericito-cloritice, uneori muscovitice, caracterizate printr-o sistozitate plan paralelă, șisturi clorito-muscovitice cu textură sistoasă ondulată și diferite tipuri de șisturi clorito-albitice fin granulare, compacte. Mai rar apar roci microcristaline de culoare albă.

Adeseori, în baza complexului, se remarcă un nivel constituit din roci cu structură blastopsamitică.

Studiul microscopic al rocelor care constituie complexul șisturilor cu magnetit pune în evidență aspecte extrem de variate. Pentru o caracterizare mai completă a acestui complex vom încerca să definim câțiva termeni principali, după natura materialului sedimentar primordial prin metamorfozarea căruia au rezultat, punând apoi în evidență tranzițiile posibile între acești termeni.



**Şisturile cuarţoase.** Şisturile cuarţoase sănt roci de culoare verzuie-argintie, cu textură şistoasă.

Microscopul pune în evidenţă compozitii uniforme, aceste roci fiind constituite din cuarţ, sericit sau muscovit și clorit. Proporţiile în care apar aceste minerale diferă destul de mult, astfel încât rocile îmbracă aspecte variate.

Datorită creşterii treptate a gradului de metamorfism, apar deosebiri în ceea ce priveşte granulaţia rocilor, şisturile cuarţoase din partea bazală a complexului fiind caracterizate prin granulaţii mai mari (culmea din stînga pîrîului Stezii).

Microscopul pune în evidenţă unele variaţii și în aspectele microstructurale; fîşile sericitice apar uneori încrîpte mărunt, alteori rocile mărunt granulate sănt microcute.

În general şisturile cuarţoase sănt constituite din fîşii de cuarţ, alternînd cu fîşii de grosimi submilimetrice sau milimetrice, constituite din sericit, sericit concrescut cu clorit, mai rar clorit. Muscovitul se individualizează pe seama sericitului în pachete în care fenomenele de recristalizare s-au manifestat cu intensitate mai mare, îndeosebi spre partea bazală a complexului. Tot aici apar uneori lamele fine de biotit brun-măsliniu.

Adesea fîşile sericito-cloritice conţin agregaţie opace constituite din ace fine de rutil.

Fîşile de cuarţ sănt caracterizate prin structuri granoblastice mozaicate, granulate nedepăşind însă dimensiunile aleuritice. Rareori conţin solzi fini de sericit.

Remarcăm, în unele cazuri, prezenţa unor fîşii lenticulare alungite, cuarţoase, probabil foştii galeţi recristalaţi și a granaţilor mari, parţial cloritaţi.

Apariţia unor alternaţe de dimensiuni milimetrice, constituite din granule fine de cuarţ și sericit, contribuie la diversificarea aspectelor acestor roci; aspecte blastoaleuritice și blasto-psamitice sănt marcate de granule rotunjite de cuarţ, învelite în solzi fini de sericit.

Trebuie să semnalăm de asemenei prezenţa magnetitului în nivelele bazale ale complexului; idioblastele de magnetit, care ating dimensiuni de maximum 1 mm, apar diseminat uniform în fîşile cuarţoase ale acestor şisturi (culmea dintre pîrîul Stezii și pîrîul Poplaca și culmea din stînga pîrîului Dobrei).

**Şisturile clorito-muscovitice.** Spre deosebire de şisturile cuarţoase, aceste roci sănt caracterizate printr-o textură intens ondulată.

Studiul minuţios microscopic pune în evidenţă aspecte foarte interesante.

Şisturile clorito-muscovitice contrasteză în mod vădit cu şisturile cuarţoase și şisturile clorito-albitice cu care sănt asociate, ele fiind caracterizate în mod constant prin dezvoltarea largă a muscovitului și cloritului și prin texturi mai mult neorientate, lamelele de clorit și muscovit fiind concrescute divergent.

Prin intensificarea mişcărilor diferenţiale, în timpul procesului de metamorfism general, aceste minerale încep să se orienteze paralel.

Aspecte intermediare sănt marcate prin dispoziţia paralelă a sericitului, intim concrescut cu cloritul, constituind agregate orientate, care tend să formeze foiţe largi și care înglobează lamele de muscovit, uneori de clorit, dispuse perpendicular sau oblic.

În secţiuni subţiri se poate urmări apariţia acestor aspecte prin recristalizarea unor agregate sericitice fine, delimitate net, conţinând clorit, epidot, rutil, care par a rezulta din transformarea unor minerale deja existente.

Acste roci conţin în mod obişnuit granaţi atingînd dimensiuni de 2–3 mm, de obicei parţial retromorfozaţi (pl. XIV, fig. 1).

Şisturile clorito-muscovitice sănt caracterizate de asemenei prin prezenţa albitului. Acest mineral prezintă dezvoltări porfiroblastice, apărînd sub formă de cristale franjurate între lamelele divergente de clorit și muscovit (pl. XIV, fig. 2). Albitul este caracterizat întotdeauna prin aspecte poikiloblastice, conţinând granule mărunte de epidot, minerale opace și solzi de sericit. În unele cazuri, aceste porfiroblaste cresc oblic sau perpendicular pe şistozitatea primară a rocii, paralel cu axele microcuteelor secundare, conţinând şiraguri ondulate de incluziuni (pl. XIV, fig. 3).

Mai rar se observă dezvoltări largi ale epidotului și magnetite idioblastice.

Cloritoidul apare uneori local în aceste roci (culmea dintre pîrîul Riuşorul și pîrîul Derjanilor), constituind cristaloblaste lobate bine dezvoltate, uneori maclate polisintetic, tinzînd spre idiomorfism.



Acest mineral crește în mod vădit pe seama unor agregate nodulare micacee; el înglobează prin blasteză albite și granule opace.

Prezența unor agregate de aceeași constituție conținând resturi de granați, rezultate evident prin retromorfozarea acestui mineral, pun problema existenței unui fenomen de metamorfism regresiv, urmat de o etapă de metamorfism progresiv de grad scăzut (pl. XV, fig. 1). Astfel, din aggregatele nodulare mărunt cristalizate, constituise în cea mai mare parte din sericit, însotit de clorit, epidot, granule opace și ace de rutil, rezultate prin retrometamorfozarea unui granat de Al și Fe, de tipul almandinului, conținând impurități de Ca, Mg și Ti, rezultă la început prin recristalizare muscovitul, iar într-un stadiu mai avansat apare cloritoidul.

Urmărind modul de apariție al șisturilor clorito-muscovitice și relațiile lor cu celelalte tipuri de roci, se constată că ele se întâlnesc asociate de obicei cu șisturile cuarțoase, mult mai rar cu șisturile albitive. Se observă uneori cazuri cînd, în roci caracterizate printr-o masă fundamentală cuarțoasă-sistoasă sau clorito-albitică, apar porțiuni clorito-muscovitice net delimitate, caracterizate prin dispoziții divergente ale acestor minerale contorsionate sau lenticulare, care par a fi fragmente remaniate de roci cristaline. Prin reorientare aceste fragmente tind a constitui fîșii paralele.

**Şisturile clorito-albitice.** Șisturile clorito-albitice sunt roci compacte de culoare verde deschis, cu textură paralelă puțin marcată. Prezența magnetitului se observă rar cu ochiul liber, acest mineral nedepășind de obicei dimensiunea de 1 mm.

Studiul microscopic al acestor roci pune în evidență un fond foarte fin clorito-albitic, împînzt uniform de epidot mărunt granular, însotit uneori de leucoxen.

Magnetitul apare aproape constant în aceste roci, sub formă de granule sau idioblaste răspîndite egal în masa clorito-albitică (pl. XV, fig. 2).

Cuarțul, în cantități reduse, constituie granule ceva mai mari decît albitele sau formează fîșii în associație cu cloritul sau calcitul.

Apariția sericitului, însotit adesea de calcit, indică o ușoară variație în compozitia materialului primordial. Se observă de obicei că cantitatea de sericit, cuarț și calcit din rocă variază în sens invers proporțional cu conținutul de

albit, clorit, epidot și magnetit. Rezultă astfel șisturi clorito-sericito-albito-cuarțoase.

Şisturile clorito-albitice, datorită compactității lor, sănt afectate mai puțin de fenomenele de recristalizare, ele fiind caracterizate adesea prin texturi neorientate; intensificarea fenomenului de blasteză produce orientarea paralelă a solzilor de clorit și a cristalelor prismatice de epidot.

În sfîrșit, spre partea bazală a complexului, se observă uneori individualizarea unor fîșii cloritice mai larg cristalizate, alternînd cu zone albitice mărunte, impregnate cu magnetit. Menționăm de asemenei prezența sporadică a biotitului brun-măsliniu.

**Şisturile albito-cuarțoase.** Șisturile albito-cuarțoase sănt caracterizate prin culoarea lor albă și aspectul compact.

Microscopul pune în evidență un fond mărunt cuarțo-albitic, înglobînd fîșii subțiri sau lentile alungite de cuarț cu structura granoblastică mozaicată și dire sericitice, rar biotitice, care imprimă roci o textură ușor orientată. Uneori aceste roci conțin magnetit.

**Şisturile albitive porfiroclastice.** Aspectele caracteristice ale acestor roci sănt evidente în special sub microscop.

Masa fundamentală a acestor șisturi este mărunt cristalizată, clorito-albitică sau clorito-albitică cuarțoasă.

Fîșile cu structură porfiroclastică sănt caracterizate în general printr-o mezostază predominant cuarțoasă, uneori ușor calcaroasă, înglobînd în mod constant plagioclazi, uneori maclați polisintetic, cu conture subangulare sau perfect rotunjite (pl. XV, fig. 3).

Alternanțele albitive mărunte conțin uneori plagioclazi idiomorfi de aceeași compozitie; astfel este destul de clar că acești plagioclazi provin dintr-un material de origine clasto-magmatică, fiind rotunjiți printr-un transport redus, amestecați cu material terigen cuarțos-calcaros și depuși sub formă de microalternanțe ritmice.

**Considerații asupra compozitiei materialului premetamorfic.** Cercetările de teren, completate cu minuțioase studii de laborator, conduc la ideea formării acestui complex dintr-o serie de microalternanțe ritmice aleuritice, aleuropelitice, pelitice și în măsură mai mică psamitice, prin metamorfozarea căror au rezultat șisturile se-



ricitice, șisturile blastoaleuritice și blastopsamitice.

Suprapunerea unui material piroclastic în proporții foarte variate, a imprimat o diversitate și mai mare acestui complex. Au rezultat astfel din materialul piroclastic roci tufogene (șisturile clorito-albitice), iar prin amestecul acestui material cu materialul detritic s-au format roci mixte, tufitogene (șisturi clorito-sericito-albito-cuarțoase). Proporția în care s-au amestecat cele două materiale primordiale este foarte variată, încât se pot observa toate trecerile posibile de la roci tufogene pînă la roci detritogene, șisturile cristaline rezultate prezintînd o largă variație a conținutului în cele patru componente principale: clorit, sericit, albit și cuarț.

Trebuie să remarcăm de asemenei că diferențele tipuri de roci care constituie acest complex formează alternanțe ritmice de dimensiuni foarte variate: decimetrice pînă la submilimetrice.

Unele alternanțe clorito-albitice, conținînd uneori cristale idiomorfe de plagioclazi precum și șisturile albito-cuarțoase pot fi considerate drept curgeri interstratificate de lave.

Apariția materialului piroclastic grosier (psefitic sau psamitic), în partea bazală a complexului, pune în evidență o stratificație gradată în mediu marin.

Prezența constantă a magnetitului, care abundă în șisturile clorito-albitice, rezultate prin metamorfozarea unor depozite piroclastice, demonstrează că aportul de fier este de origine vulcanică submarină. Apariția magnetitului în șisturile cuarțitice din partea bazală a complexului (culmea din stînga pîrîului Steaza) poate fi explicată prin precipitarea în zona litorală, în condiții de adîncime redusă, a solilor feroși, rezultați din aporturi vulcanice.

Prezența șisturilor clorito-muscovitice descrise mai sus, prezintînd caractere vădit diferite față de formațiunile cristalofiliene care le înglobează, pot fi explicate în mod logic prin existența unui relief de fund, eventual a unor cordiliere în ridicare, prin dezagregarea căror au rezultat blocuri, fragmente de dimensiuni psefitice și chiar material mai fin, care a fost inclus în depozitele detritice ritmice și uneori chiar în rocile tufacee.

Aspectele interesante puse în evidență cu ocazia descrierii acestor roci sunt ușor explicabile prin admiterea unor fenomene de metamorfism regresiv care au afectat rocile din fundament,

caracterizate printr-un grad de metamorfism mai avansat, urmate de procese de metamorfism progresiv de grad redus, (blastea cloritoidului și a albitalui, perpendicular sau oblic pe șistoziata primară a rocii).

Atunci cînd extinderea șisturilor clorito-muscovitice este mai importantă, aspectele retromorfe apar mai evidente, deoarece metamorfismul progresiv s-a manifestat cu intensitate mai mică. Aceste pachete de șisturi cristaline reprezintă foarte probabil porțiuni din fundament. Prin urmărirea frecvenței apariției fragmentelor remaniate se pot face deducții asupra reliefului fundului geosinclinalului și asupra extinderii cordilierelor.

În ceea ce privește compoziția rocilor care constituiau aceste cordiliere este foarte dificil a se face precizări; deocamdată se poate spune doar că aceste roci erau probabil șisturi cristaline mai intens metamorfozate (conțineau granăți mari, uneori chiar idiomorfi). Înînd seamă de constituția geologică a regiunii defileului Oltului, nu este exclus să fie vorba de complexe cristalofiliene aparținînd seriei de Sadu sau eventual seriei de Rîușorul Cisnădioarei.

### *Complexul calcaros*

Deasupra complexului vulcano-sedimentogen se situează un complex calcaros de grosimi variate (între 0,5—30 m), caracterizat prin prezența predominantă a diferitelor tipuri de roci carbonatate.

Acest complex prezintă o dezvoltare caracteristică în partea de N a regiunii, fiind bine deschis în carierele de pe pîrîul Stezii și în cursul inferior și mediu al pîrîului Sibișelului.

În continuare spre S, complexul calcaros prezintă o dezvoltare mai redusă, apărînd iarăși pe pîrîul Sibișelului, în amont de confluența cu pîrîul Derjanilor și pe culmea dintre acest pîrîu și pîrîul Derjanilor. Rocî aparținînd acestui complex apar de asemenei pe culmea dintre bazinul văii Sadului și bazinul pîrîului Sibișelului, precum și în platoul cota 905, la S de Cisnădioara.

Complexul calcaros este constituit în partea nordică a regiunii studiate din calcare albe marmoreene alternînd cu calcare cenușii, asociate cu calcsisturi cloritice, uneori cu șisturi cloritice.



Cariera de calcare de pe pîrîul Stezii pune în evidență următoarea succesiune: la baza complexului apar bancuri de calcare cenușii. Peste aceste calcare urmează un pachet constituit dintr-o alternanță de dimensiuni metrice de calcare albe marmoreene și calcare cenușii. Calcarele albe sunt caracterizate prin aspectul lor masiv, în timp ce calcarele cenușii apar stratificate în bancuri decimetrice. Partea superioară a complexului este constituită aci din calcsisturi cloritice.

Aceeași succesiune, cu foarte mici deosebiri în ceea ce privește repartitia celor două tipuri de calcare, se poate observa și în carierele de pe pîrîul Sibișelului.

Spre S însă, predomină șisturile cloritoase calcaroase conținând alternanțe de calcare cenușii de dimensiuni decimetrice (culmea dintre pîrîul Sibișelului și pîrîul Derjanilor).

Lentile de calcare de dimensiuni decimetrice apar uneori în baza complexului grafitos (pîrîul Sibișelului, în amont de confluența cu pîrîul Derjanilor).

Pe culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului, în sîmburele unui mic anticlinal, complexul calcaros apare reprezentat printr-o lentilă de calcare sideritice de dimensiuni reduse, flancată de șisturi grafitoase.

Mentionăm, de asemenea, o serie de aflorimente de calcare cenușii, compacte, cu textură masivă, care se însiruie începînd din versantul estic al dealului Schiaului, în dreptul confluentei cu pîrîul Dobrei, trasversînd ramura dreaptă a pîrului Derjanilor, pînă în zona cotei 1113, pe culmea dintre bazinul văii Sadului și bazinul pîrîului Sibișel.

Pe piciorul de deal dintre pîrîul Dobrei și pîrîul Sibișelului apar de asemenei calcare cenușii cu dezvoltări considerabile.

În culmea dintre valea Sadului și pîrîul Sibișelului între cotele 113 și 1107, complexul calcaros prezintă o variație mai mare, fiind constituit dintr-o serie de alternanțe de calcare gălbui, calcare albe masive și calcare cenușii în bancuri subțiri asociate cu calcsisturi cloritice și cu șisturi cloritice cu lentile de cuarț (fig. 29).

*Descrierea petrografică.* Calcarele marmoreene sunt constituite exclusiv din calcit larg cristalizat.

La microscop aceste roci apar alcătuite din cristale de calcit ușor alungite, dispuse paralel cu sistozitatea rocii (pl. XVI, fig. 1).

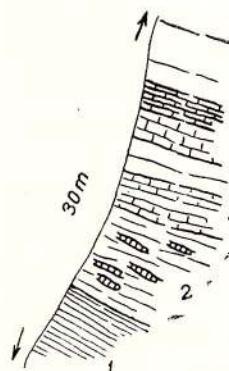


Fig. 29. — Seria de Sibișel. Complexul calcaros; amânat în aflorimentul de calcare de pe culmea dintre bazinul văii Sadului și bazinul pîrîului Sibișel, între cotele 1113 și 1107.

1, șisturi calcaroase cloritoase ; 2, șisturi calcaroase cloritoase cu lentile de cuarț ; 3, calcare gălbui ; 4, calcare albe ; 5, calcare cenușii.

Fig. 29. — Série de Sibișel. Complexe calcaire ; détail dans l'affleurement de calcaires situé sur la crête d'entre le bassin de V. Sadului et le bassin de Sibișel, entre les cotes 1113 et 1107.

1, schistes calcaires chloriteux ; 2, schistes calcaires chloriteux à lentilles de quartz ; 3, calcaires jaunâtres ; 4, calcaires blancs ; 5, calcaires cendrés.

Calcarele cenușii sunt caracterizate printr-o granulație mai fină și textură vag orientată.

Studiul microscopic al acestor roci pune în evidență prezența materialului terigen reprezentat prin : clorit, sericit și cuarț.

Calcarele cenușii din cariera de pe pîrîul Sibișelului sunt caracterizate printr-o masă fundamentală echigranulară granoblastică, constituită din cristale de calcit alungite paralel cu sistozitatea, înglobînd fîșii clorito-muscovitice, de dimensiuni milimetrice ; cloritul și muscovitul sunt concrescute conținînd dîre opace. Granulele detritice de cuarț apar sporadic, fiind localizate în porțiunile calcaroase ; se remarcă de asemenei prezența piritei.

Alteori calcarele sunt caracterizate printr-o granulație foarte fină și culoare cenușie deschisă.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală mai mărunt cristalizată, înglobînd fîșii cloritice de dimensiuni reduse. Dîre subțiri opace, dispuse paralel, imprimă roci o textură ușor orientată (pl. XVI, fig. 2).

Trebuie remarcat de asemenei că aceste roci, în comparație cu calcarele albe marmoreene, au fost afectate în măsură mult mai mică de fenomene de blasteză.

**Calcarele gălbui** sunt caracterizate printr-o granulație foarte fină și culoare gălbui sau cafenie deschisă.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală mărunt cristalizată constituită din calcit, înglobind fișii cloritice de dimensiuni reduse. Dîre subțiri opace, dispuse paralel, accentuează textura ușor orientată a rocii.

Carbonații de fier reprezentăți prin termeni ai seriei ankerit-siderit sunt prezenți sub formă de granule mărunte, mai rar cristale romboedrice, ușor alterate, răspândite uniform în masa rocii.

Trebuie remarcat de asemenei că aceste roci, în comparație cu calcarele albe și calcarele cenușii, au fost afectate și mai puțin de fenomene de blasteză.

**Calcișturiile.** Calcișturiile sunt constituite din fișii cloritice, alternând cu fișii calcaroase de culoare albă-roz sau albă-cenușie.

La microscop aceste roci apar constituite din micro-alternanțe ritmice reprezentate prin fișii calcaroase, fișii blastopsamitice cu ciment calcaros și fișii clorito-muscovitice (pl. XVI, fig. 3).

Fișile calcaroase sunt alcătuite din cristale de calcit bine dezvoltate, alungite paralel cu șistozitatea. În mod obișnuit aceste fișii conțin granule detritice de cuarț, de dimensiuni aleuritice pînă la psamitice; rareori se observă prezența unor lentile cuarțoase mozaicate, probabil foști găleți recristalați. Tot în aceste fișii apar adesea cristale ușor brunificate din cauza alterației, constituite dintr-un carbonat din seria ankerit-siderit; prin recristalizare ele sunt înlocuite cu calcit, care conservă uneori porțiuni relicte din cristalul inițial.

În unele cazuri acești carbonați alcătuiesc microalternanțe dispuse paralel sau apar ca ciment în porțiunile blastopsamitice ale rocii.

Fișile cloritice conțin agregate aparent opace constituite din ace fine de rutil sau granule mărunte de leucoxen. Uneori în aceste fișii se individualizează, printr-un fenomen de metamorfism progresiv, foite de biotit de dimensiuni milimetrice, crescute paralel cu șistozitatea rocii, înglobind prin blasteză granule de calcit, de sfen și uneori chiar lamele de muscovit.

**Șisturile cloritoase calcaroase** sunt constituite din alternanțe cloritoase și alternanțe calcaroase.

Fenomenele de recristalizare blastică, afectînd în mod inegal materialul sedimentar primordial, au produs o diversitate destul de mare de aspecte. În secțiuni subțiri se poate urmări avansarea treptată a acestui proces pînă la apariția aspectelor marmoreene caracteristice.

Alternanțele cloritice sunt caracterizate inițial printr-o granulație fină, ele fiind alcătuite dintr-o masă cloritică mărunt cristalizată, înglobînd aglomerări opace de rutil, sau granule de sfen, uneori cristale mici de albit sau granule de cuarț. Calcitul, sub forma de agregate cripto-cristaline, împînzește uniform roca. În primele stadii de recristalizare, calcitul tinde să constituie plaje restrînse, cu conture lobate și orientare optică unică, dispuse paralel cu șistozitatea. Prin avansarea procesului de blasteză se individualizează, în unele cazuri, porfiroblaste rotunjite de calcit cu structură poikiloblastică, datorită înglobării unor incluziuni fine de clorit și grafit; aceste incluziuni prezintă uneori dispoziții helicoidale, care pun în evidență fenomene de rotire în timpul dezvoltării lor. Trebuie să arătăm de asemenei că atunci cînd carbonatul, care împînzește masa cloritică a rocii, este caracterizat printr-un conținut de Fe, se individualizează cristale mici romboedrice de sideroză.

Prin prezența cuarțului în cantități mai mari apar alternanțe clorito-cuarțitice mărunte. Existența albitului și sericitului contribuie la apariția unor aspecte și mai variate.

Fișile calcaroase sunt constituite din calcit, înglobînd adesea carbonați de tipul ankeritului și sideritului, și uneori plaje sau fișii subțiri cloritice. Aspectele structurale și texturale variază în funcție de intensitatea cu care s-a produs recristalizarea: în unele cazuri aceste fișii sunt constituite din calcit mărunt cristalizat, în alte cazuri apar, prin blasteză, fișii granoblastice cu aspecte asemănătoare acelora puse în evidență în calcarele marmoreene, cristalele de calcit fiind alungite paralele cu șistozitatea rocii. Carbonații de fier se detașează pe fondul calcaros, fiind de obicei mai mărunt cristalați: uneori sunt înconjurați de o aureolă lăpide de supracreștere. Fișile calcaroase conțin granule mici de cuarț detritic.



*Considerațiuni asupra compoziției materialului premetamorfic.* Studiul microscopic minuțios al rocilor care constituie complexul calcaros aduce date interesante, completând în același timp imaginea rezultată în urma cercetărilor de teren.

Dezvoltarea largă a acestui complex în partea de nord a regiunii Rășinari și reducerea sa spre S, unde rocile carbonatate au fost puse în evidență mai mult prin studii microscopicice, pune problema unei variații longitudinale de facies.

Deosebirile constatate în ceea ce privește constituția mineralogică a rocilor care compun complexul calcaros în partea de nord, în opozitie cu rocile care apar în partea de sud a regiunii Rășinari, trebuie explicate prin diferențele de compoziție ale materialului sedimentar premetamorfic; aceste diferențe s-au produs datorită schimbărilor condițiilor de sedimentare, reflectate în condițiile de EH și pH care au dominat în timpul depunerii acestui material. Astfel, în partea de nord se dezvoltau, probabil în condiții aerobe, organisme calcaroase, în apropierea țărmului depunându-se calcare detritice: în zone mai puțin oxigenate a precipitat uneori sideroza.

Uneori complexul calcaros al seriei de Sibișel, este constituit preponderent în partea mediană a regiunii studiate (pîrul Sibișel, cariera a doua), din calcare albe marmoreene; aceste calcare reprezentă probabil o formăjune fitogenă-calcaroasă metamorfozată în condițiile faciesului șisturilor verzi.

Spre sud s-au depus, datorită unei ușoare variații a caracterului mediului (grad mai redus de aerisire, mediu ceva mai alcalin), sedimente pelitice constituite din minerale argiloase de tipul montmorillonitului și illitului, asociate cu carbonați de calciu, prin metamorfozarea cărora au rezultat șisturile cloritoase calcaroase. Prezența siderozei în aceste șisturi este puțin frecventă, apariția acestui mineral dovedind schimbări locale a condițiilor mediului de depunere.

Ipoteza unui adaus de material de origine piroclastică trebuie luată de asemenei în considerație.

Apariția unor calcare sideritice fin granulare, de culoare cafenie, în extremitatea sudică a regiunii Rășinari, indică depunerile locale de sideroză coloidală într-un mediu acid, în condiții anaerobe, caracteristice faciesurilor sideritice.

Dezvoltarea largă a complexului grafitos în partea sudică a regiunii, coincizind în mod evident cu reducerea complexului calcaros în această zonă, indică încă o dată o schimbare treptată a condițiilor de depunere: probabil această schimbare s-a produs datorită diferențelor batimetric, în partea de nord fosa adâncindu-se, în timp ce spre sud s-au depus sedimente într-un mediu mixt cu caracter paralic.

Trebuie să remarcăm de asemenei că apariția carbonațiilor de fier în complexul calcaros, de obicei sub formă de microalternanțe ritmice, reprezintă depunerile primare stratificate, după cum a arătat V. C. Papiu în masivul Poiana Rusă.

Pe lîngă variațiile longitudinale de facies puse în evidență mai sus, se observă și existența unor îndinări laterale de facies între șisturile cu magnetit aparținînd complexului vulcanosedimentogen și formațiunile calcaroase. În apropierea complexului calcaros, șisturile biotitice cu magnetit devin calcaroase, conținînd calcit în cantități variabile.

Metamorfozarea materialului sedimentar primordial a produs o înmulțire a aspectelor structurale și texturale care caracterizează șisturile cristaline ce constituie acest complex: fenomenele de recristalizare blastică au afectat, după cum am arătat, în mod inegal, stratele de compoziție primordială diferită. Astfel blasteza s-a manifestat mai intens în depozitele calcaroase decît în cele constituite din material terigen, materialul calcaros fiind caracterizat în mod constant printr-o tendință mai pronunțată de recristalizare și mobilizare ulterioară. Au rezultat astfel calcare cu aspecte marmoreene într-o zonă de metamorfism destul de redus; prin studiul microscopic minuțios al rocilor care constituie complexul calcaros, s-a pus în evidență, după cum am arătat mai sus, creșterea treptată a granularității și alternanțele calcaroase, în timp ce alternanțele bogate în materialul terigen sau piroclastic, au fost afectate în măsură mai redusă de fenomenele de recristalizare.

Trebuie să abordăm tot cu această ocazie și problema calcarelor situate pe culmea dintre pîrul Sibișel și pîrul Dobrei, în apropierea confluenței lor. Aceste calcare diferă destul de mult în ceea ce privește aspectul lor cît și poziția geologică față de formațiunea calcaroasă a seriei de Sibișel. Ele sunt cenușii, foarte mărunți granulate, fiind caracterizate prin masivitate.



tea și uniformitatea lor. Sunt situate pe un fundăment aparținând seriei de Rîușorul, dind impresia unei formațiuni recifogene fixată pe un relief de fund, constituit din șisturi clorito-albitice. Urme evidente organice, dar care nu au putut fi încă determinate, atestă de asemenei cele susținute mai sus. Trebuie să mai remarcăm că aceste calcarău fost mult mai puțin afectate de fenomenele de recristalizare, încât nu este exclus ca ele să reprezinte un termen stratigrafic superior complexului calcaros al seriei de Sibișel.

### *Complexul grafitos*

Complexul calcaros suportă aproape în mod constant un complex detritic, caracterizat prin abundența pigmentului grafitos.

Grosimea acestui complex este variabilă; în partea de nord a regiunii Răsinari, complexul grafitos prezintă o dezvoltare redusă (5—20 m). Spre sud, acest complex este însă bine dezvoltat, atingând cca 100 m grosime, pe culmea din stânga pîrîului Dobrei și pe culmea dintre bazinul pîrîului Sibișel și bazinul văii Sadului.



Fig. 30. — Resturi vegetale într-un șist grafitos.  
N ||, 54 x.

1, substanță grafitică ; 2, muscovit ; 3, clorit.

Fig. 30. — Restes végétaux dans un schiste graphitique. N ||, 54 x.

1, substance graphitique ; 2, muscovite ; 3, chlorite.

**Descrierea petrografică.** Complexul grafitos este constituit din șisturi cuarțoase grafitoase, cu textură plan paralelă sau microcucutată și șisturi sericitoase grafitoase, cu textură ondulată-încrețită, conținând lentile sau fîșii de cuarț alb. Șisturile cristaline grafitoase predomină în partea de

sud a regiunii Răsinari, în timp ce șisturile sericitoase grafitoase apar îndeosebi în partea de nord.

Microscopul pune în evidență microalternanțe de fîșii cuarțoase fine și fîșii sericitice (pl. XVI, fig. 4). Grafitul abundă întotdeauna în fîșile sericitice; în fîșile constituite din cuarț și sericit, grafitul apare asociat cu sericitul, deoarece substanța organică a fost reținută selectiv de materialul pelitic. Uneori se observă o distribuire a grafitului în fîșii foarte subțiri, încrățite, localizate de asemenei în alternanțele blastoporfice.

Se remarcă de asemenei prezența agregatelor fine de rutil, uneori de leucoxen, legate întotdeauna de prezența substanței argiloase.

Este foarte interesantă apariția unor resturi presupuse organice puse în evidență de substanța grafitică (pl. XVII, fig. 1). Ele sunt caracterizate printr-o formă alungită, fiind constituite din grafit și încunjurate uneori de două sau trei teci mai fine, puse în evidență prin direcție de pigmenti grafitici. Întregul rest apare în mod constant înglobat în muscovit, care pare a pseudomorfoza o formă inițială foarte bine conturată (secțiune într-o formă cilindrică?). Atunci cînd aceste resturi sunt caracterizate prin dimensiuni mai mici, porțiunea centrală este pusă în evidență prin prezența pigmentului grafitic, înglobat în lamela muscovitică. Mai rar intervine cloritul în conservarea acestor forme; uneori cloritul înconjoară porțiunea centrală grafitică, tot restul fiind înglobat ca de obicei în muscovit, alteori învelișul exterior este cloritic, lamelele de clorit fiind dispuse perpendicular, dind impresia pseudomorfozării unei structuri inițiale segmentate. Trebuie menționate de asemenea existența unor aspecte dichotomice sau trichotomice (fig. 30).

După forma lor și după modul de conservare, aceste resturi par să fie de origine vegetală, probabil alge foarte vechi.

Trebuie să remarcăm că nu s-au menționat pînă în prezent cazuri de conservare a resturilor organice în minerale argiloase, respectiv micaee. Substanța argiloasă apare însă în cazul de față ca un material care a umplut spațiile sau canalele libere, restul organic propriu-zis apărând conservat în material grafitic. Muscovitul pus în evidență mai sus a rezultat prin recristalizarea acestui material argilos, respectînd în mod riguros contururile inițiale.

*Consideraționi asupra materialului premetamorfic.* Compozițiile, structurile și texturile șisturilor cristaline care constituie complexul grafitos indică un depozit sedimentar primordial bogat în substanțe organice, deși probabil într-un mediu mixt, cu caracter paralic. Grosimea uneori apreciabilă a acestui complex, indică un fenomen de subsidență continuă.

Microalternanțele puse în evidență mai sus, pot fi considerate ca o alternare de episoade continentale, cînd vegetația lua o dezvoltare mare și episoade marine, cînd se depunea un material predominant terigen.

Prezența urmelor organice demonstrează existența unor biocoene vegetale (probabil alge de tipul Schizophytes care abundau în timpurile precambriene), care au furnizat substanță cărbunoasă, transformată prin intervenirea metamorfismului general în grafitul ce pigmenteaază în mod obișnuit rocile acestui complex.

#### SERIA DE SIBIȘEL ÎN BAZINUL VĂII SADULUI

Seria de Sibișel prezintă o dezvoltare restrînsă în partea estică a regiunii :

Mentionăm apariția acestei serii pe valea Sadului, la cca 500 m în aval de confluența cu pîrîul Lazului, continuîndu-se spre N pînă în pîrîul Fierului.

Pe pîrîul Tocilelor, la 100 m în amont de confluența cu pîrîul Cetății, apar de asemenei roci aparținînd acestei serii.

Semnalăm prezența calcarelor în versantul stîng al văii Sadului, pe culmea dintre valea Sadului și pîrîul Fierului, sub vîrful Sorbul Mare și vîrful Sorbul Mic și în valea Sadului în dreptul confluenței cu pîrîul Varului.

*Succesiunea șisturilor cristaline.* Seria de Sibișel este constituită din diferite tipuri de șisturi amfibolice slab metamorfozate.

În partea de vest, în versantul stîng al văii Sadului, apare o pană de fundament, alcătuită din gnais aparținînd seriei de Măgura, uneori atît de laminate și cataclazate încît săn foarte greu de recunoscut chiar la microscop. Rocî asemănătoare apar și spre E în dreptul vîrfului Sorbul Mare (pl. XVII, fig. 2 și 3).

Șisturile cuartoase sericitoase și calcarale detritice foarte puțin afectate de procesele de metamorfism general săn caracteristice dezvoltării acestei serii în bazinul văii Sadului. Remarcăm

de asemenei prezența cu totul sporadică a șisturilor cu magnetit.

*Șisturile amfibolice.* Șisturile amfibolice prezintă o poziție bazală în succesiunea șisturilor cristaline de metamorfism redus din bazinul văii Sadului. Aceste roci se deosebesc ușor pe teren de anfibolitele seriei de Sadu, fiind caracterizate în general printr-o granulație mai măruntă și prin absența fenomenelor de retrometamorfism, laminare și cataclazare.

Variația procentuală de amfiboli care intră în compoziția acestor roci determină unele deosebiri în ce privește aspectul lor macroscopic ; uneori șisturile amfibolice au o culoare verde închisă și textură paralelă bine marcată, fiind caracterizate prin predominanța amfibolilor, alteori ele au o culoare cenușie-verzuie, fiind constituite dintr-o masă fundamentală plagioclazică, mărunt granulară, în care amfibolii săn dispuși paralel, uneori divergent.

În unele cazuri, dezvoltarea largă a amfibolilor determină apariția structurilor porfiroblastică.

Microscopul pune în evidență compoziții mineralogice constante : amfibolul este reprezentat printr-un termen al seriei ferrohastingsit-ferrotremolit, iar plagioclazul este acid, albitic.

Variația procentuală a acestor două componente principale și a intensității fenomenelor de recristalizare blastică produc aspecte structurale și texturale destul de variate.

În unele cazuri, șisturile amfibolice săn constituite din cantități egale de amfibol și plagioclaz, concrescute neregulat (0,06 mm). Prin avansarea procesului de blasteză încep să se individualizeze cristale amfibolice, prismatice, mici, (cca 0,20 mm — 0,40 mm), cu tendință vădită de orientare paralelă, plagioclazul ocupînd spațiile dintre ele.

Într-o fază de recristalizare mai avansată apar cristale prismatice de amfibol bine dezvoltate (2 mm : 0,40 mm), conținînd adesea nuclee în care se mai păstrează concreșterile inițiale mărunte amfibolo-plagioclazice. Trebuie remarcat că plagioclazul nu prezintă niciodată tendință de creștere blastică, formînd întotdeauna aggrege mărunte echigranulare care umplu spațiile dintre amfiboli.

Alteori șisturile amfibolice săn constituite, în cea mai mare parte, din cristale prismatice alungite de amfibol, dispuse paralel (70—80% din



rocă), spațiile dintre ele fiind umplute cu plagioclaz și epidot mărunt granular.

Atunci cînd predomină plagioclazul, rocile prezintă structuri porfiroblastice; în masa fundamentală echigranulară măruntă (0,14 mm), constituită din plagioclaz albiclasic și cantități mici de cuarț și epidot (5—15%), apar cristale de amfiboli de dimensiuni variate (0,30 mm; 0,20 mm — 2 mm; 1,5 mm).

Menționăm de asemenei prezența unor alternanțe de dimensiuni variabile (submilimetric-milimetrice), caracterizate prin prezența lamelelor fine de biotit, dispuse riguros paralel într-o mezostază cuarțo-plagioclazică mărunt granulară. Rocile sunt constituite din alternanțe biotitice conținând fîșii subțiri în care biotitul este înlocuit cu magnetit și alternanțe caracterizate prin prezența amfibolilor, reprezentând termeni de tranziție între șisturile amfibolice și șisturile cu magnetit.

**Șisturile cu magnetit.** Șisturile cu magnetit prezintă o dezvoltare redusă; ele constituie cîteva afloamente în albia văii Sadului, în dreptul confluenței cu pîrîul Varului și pe culmea dintre valea Sadului și pîrîul Fierului, sub vîrful Sorbul Mare.

Aceste roci sunt caracterizate prin aspectul lor compact, culoare albă-cenușie și textură paralelă puțin marcată.

Microscopul pune în evidență un fond albitic mărunt granular (0,06 mm), înglobînd lamele fine de biotit sau fîșii restrînse dispuse paralel. Remarcăm de asemenei prezența sporadică a amfibolilor.

Granulele sau idioblastele mărunte de magnetit (0,04—0,2 mm), care împînzesc fondul albitic, reprezintă o caracteristică importantă a acestor roci. Menționăm de asemenei prezența granaților mici (maximum 1 mm), poikiloblastici care apar de obicei în porțiunile mai cuarțoase ale acestei roci.

Trebuie să remarcăm de asemenei că pe culmea dintre valea Sadului și pîrîul Fierului, sub vîrful Sorbul Mare, predomină șisturi cuarțoase sericitice, ușor verzuie. Aceste roci sunt puțin metamorfozate fiind constituite dintr-o mezostază cuarțoasă foarte mărunt granulară, care înglobează fîșii micacee paralele constituite din sericit și aglomerări criptocristaline de culoare brună-verzuie. Adesea, prin intensificarea procesului de blasteză, încep să se individualizeze în

fîșile sericitice lamele fine de muscovit dispuse paralel; în agregatele criptocristaline apar solzi de biotit brun-măsliniu.

**Calcarele.** Calcarele prezintă o dezvoltare redusă în bazinul văii Sadului.

În albia văii Sadului, în dreptul confluenței cu pîrîul Varului, ele constituie o lentilă de 1,20 m grosime, iar pe culmea dintre valea Sadului și pîrîul Fierului, sub vîrful Sorbul Mare și vîrful Sorbul Mic, apar asociate cu șisturi cuarțoase sericitice.

Calcarele și șisturile cuarțoase sericitice, reprezintă termenul superior al seriei de Sibișel în bazinul văii Sadului.

Calcarele sunt caracterizate prin aspecte blas-todetritice foarte evidente: sunt roci fin granulare, de culoare cenușie deschis, conținând uneori alternanțe ritmice de dimensiuni centimetrice, caracterizate prin abundența granulelor rotunjite de cuarț.

Uneori se remarcă prezența galeților de cuarț și de șisturi cristaline cu aspect filitic.

Menționăm de asemenei existența unor lentile de dimensiuni centimetrice, constituite din calcit larg cristalizat, foarte probabil organisme calcaroase, ușor turtite din cauza presiunilor exercitate în timpul metainorfismului general. Aceste resturi organice sunt însă complet recristalizate, încît nu este posibil să fie determinate.

Studiul microscopic al calcarelor pune în evidență aspecte foarte interesante.

Aceste roci apar constituite din calcit mărunt granular (0,10 mm).

Elementele detritice sunt reprezentate prin granule de cuarț de dimensiuni aleuritice pînă la psefite, rotunjite, transformate în unele ca-zuri prin cataclazare în agregate cu extincție puternic onduloasă, caracterizate prin angrenări dințate ale fragmentelor. Uneori se observă prezența unor granule de microclin foarte proaspete, aproape perfect rotunjite (pl. XVII, fig. 4).

Elementele detritice de roci apar sub microscop reprezentate prin șisturi cristaline cu aspect filitic muscovito-grafitice, contorsionate, dispuse neorientat în masa calcaroasă a rocii (fig. 31). Constituția acestor elemente amintește aspecte observate în pachetele de micașisturi intens retromorfozate ale seriei de Sadu.

Trebuie să remarcăm de asemenei că rocile calcaroase conțin adesea cuiburi mărunte de biotit brun-măsliniu care, într-un stadiu mai avansat



de recristalizare, formează lamele mai largi sau constituie fișii subțiri orientate paralel.

#### SERIA DE RĂȘINARI

Șisturile cristaline ale acestei serii se dezvoltă numai în împrejurimile imediate ale comunei Rășinari.

După compoziția materialului premetamorfic au fost separate două complexe de șisturi cristaline: complexul cuarțitelor blastodetritice și complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice.

*Complexul cuarțitelor blastodetritice.* Peste complexele cristalofiliene ale seriei de Sibișel se situează un pachet foarte omogen, constituit din roci psamitice, aleuritice, uneori psefite, aproape exclusiv cuarțoase.

Acest complex prezintă dezvoltări maxime în partea de nord a regiunii Rășinari, atingînd o grosime de 100—150 m pe culmea dintre pîrîul Stezii și pîrîul Sibișelului și pe dealul Schiaului.

Spre S, complexul cuarțitic se îngustează, apărînd pentru ultima dată pe ramura stîngă a pîrîului Derjanilor și pe culmea dintre valea Sadului și bazinul pîrîului Sibișelului.

În baza complexului se remarcă uneori existența unui nivel de cuarțite blastopsefito-aleuritice grafitoase, în timp ce în partea superioară apar uneori cuarțite blastopsamito-aleuritice, ușor sericitoase.

*Descrierea petrografică.* Acest complex este constituit în mod constant din cuarțite albe, ușor sericitoase. Pachetele de cuarțite sunt străbătute de numeroase vine de cuarț alb, mobilizate ulterior.

**Cuarțitele blastopsefito-aleuritice.** Nivelul bazal al acestui complex este constituit, după cum am arătat mai sus, din cuarțite cu structură blastopsefito-aleuritică, de culoare cenușie deschis, datorită prezenței pigmentului grafitic. Cuarțitele sunt străbătute de vinișoare de cuarț alb.

La microscop aceste roci sunt caracterizate printr-un aspect detritic extrem de evident.

Într-un ciment aleuritic cuarțos, pigmentat cu grafit, apar elemente subrotunjite sau rotunjite de dimensiuni psefite, mai rar psamitice, reprezentînd destul de clar galeți. În mod obișnuit aceste elemente sunt constituite din cuarț (pl. XVIII, fig. 1).

Este interesant de remarcat acțiunea inegală a metamorfismului general asupra materialului primordial sedimentar care constituie acest nivel; astfel, cimentul mărunt al acestor roci prezintă fenomene de recristalizare, fiind caracterizat printr-o textură orientată, marcată prin dis-



Fig. 31. — Calcar blastodetritic. Seria de Sibișel. Complexul calcaros. Valea Sadului în dreptul confluentei cu pîrîul Varului. N //, 28 x.  
1, calcit; 2, cuart; 3, micașisturi retromorfozate.

Fig. 31. — Calcaire blastodétritique. Série de Sibișel. Complexe calcaire. Vallée de Sadu au droit du confluent du P. Varului. N //, 28 x.  
1, calcite; 2, quartz; 3, micaschistes rétromorphisés.

poziția paralelă a fișilor sericito-grafitice. Galeți însă au suferit numai un fenomen de reorientare și de cataclazare, fiind transformați în aggregate mozaicate, caracterizate prin angrenarea dințată a fragmentelor rezultate (pl. XVIII, fig. 2). Această zdrobire se produce treptat de la periferia galetului spre partea lui centrală, care adesea își menține individualitatea, prezentînd însă extincție ondulatorie pronunțată. Contururile inițiale ale galetului sunt de obicei evidente, fiind marcate prin fișii sericito-grafitice.

**Cuarțitele blastopsefite și blastopsamitice.** Structura blastodetritică a acestor roci apare uneori destul de evidentă, observîndu-se în special în pachetele mai slab metamorfozate.

Microscopul pune în evidență elemente detritice cuarțoase, de dimensiuni psamitice sau psefite, prezentînd aspecte destul de variate.

În bancurile mai puțin afectate de transformările produse de metamorfism, apar galeți de cuarț, bine rotunjiți, constituîți dintr-un singur cristal sau din aggregate cuarțoase, rezultate evident printr-un fenomen de cataclazare. În acest caz aspectul psefitic este extrem de pregnant.

În mod obișnuit însă structura blastopsefitică sau blastopsamitică nu mai este atât de evidentă sub microscop, din cauza fenomenelor de cataclazare și recristalizare care s-au manifestat de obicei cu intensitate destul de mare (pl. XVIII, fig. 3 și 4); granulele rotunjite de cuarț iau forme lenticulare, fiind dispuse paralel cu șistozitatea. Conturul acestor lentile, constituite din agregate cuarțoase, este marcat prin solzi fini de sericit și clorit, rezultați prin recristalizarea peliculelor fine argiloase, care înveleau inițial elementele detritice.

Cimentul acestor roci este întotdeauna predominant cuarțos, conținând în cantități mici clorit și sericit asociat uneori cu grafit. Cuarțitele din malul drept al pârâului Sibișel, din dreptul confluentei pârâului Dobrei sunt caracterizate printr-un ciment ușor calcaros; elementele detritice sunt aproape perfect rotunjite, roca fiind puțin afectată de procesele de metamorfism general.

Cloritoidul apare uneori în aceste roci sub formă de cristale mici aciculare, dispuse în snopi sau fișii restrânse, mulțind uneori elementele detritice.

Trebuie remarcat de asemenei că în unele cazuri, datorită fenomenelor de recristalizare, structura inițială detritică se șterge complet, rezultând cuarțite echigranoblastice mărunte, ușor orientate datorită solzilor de sericit.

Vinișoarele și filonașele albe care străbat aceste roci apar constituite din cristale prismatice, alungite, de cuarț dispuse perpendicular sau prezintă aspecte mozaicate.

Cuarțitele blastopsamitoaleuritice. Deși aceste roci au fost afectate de transformările produse de metamorfismul general, ele și-au păstrat uneori, aproape intact, caracterul detritic.

Galeții de cuarț fiind ceva mai mici, au rezistat mai bine cataclazării, suferind doar un fenomen de turtire și de reorientare paralel cu șistozitatea.

Prin recristalizarea cimentului a rezultat însă o textură paralelă, pusă în evidență îndeosebi de fișile sericitice.

Trebuie să remarcăm de asemenei abundența cloritoidului sub formă de cristale fine aciculare, care constituie fișii subțiri orientate paralel, sau mulează granulele detritice.

*Considerații asupra compozitiei materialului premetamorfic.* Suprapunerea unui complex cuarțitic, rezultat prin metamorfozarea unui sediment

bine sortat, probabil o formațiune de țarm, peste un complex grafitos, reprezentând o formațiune cu caracter paralic, pune problema începerii unui nou ciclu de sedimentare.

Complexul grafitos, cu caracter regresiv, reprezintă probabil încheierea unui prim ciclu de sedimentare; complexul cuarțitic, prin constituția și structura rocilor care îl compun, apare ca un orizont cu caracter transgresiv.

Existența unui al doilea ciclu de sedimentare a determinat separarea unei noi serii — seria de Răsinari — pusă în evidență și descrisă pentru prima dată în această regiune, unde ea prezintă o dezvoltare caracteristică.

Partea superioară a complexului cuarțitic, caracterizată prin micșorarea granulației rocilor și apariția cloritoidului, indicând un exces de alumina și fier în materialul argilos, arată o trecere gradată spre complexul următor.

*Complexul sisturilor cuarțoase clorito-sericitice.* Peste complexul cuarțitelor blastodetritice urmează în continuitate de sedimentare un complex constituit din sisturi sericitice și sisturi cuarțoase clorito-sericitice.

Acest complex prezintă dezvoltări caracteristice pe pârâul Sibișelului și dealul Schiaului.

În urma cercetărilor de teren și a studiului în laborator, acest complex a fost împărțit în două orizonturi litofaciale caracteristice: un orizont bazal, caracterizat prin predominanța unor sisturi sericitice foarte fine cu aspecte ardeziene și un orizont superior, alcătuit din sisturi cuarțoase clorito-sericitice.

*Descrierea petrografică.* Orizontul basal este constituit din sisturi sericitice și sisturi cuarțoase sericitice, în bancuri decimetrice, care alternează ritmic.

Sisturile sericitice sunt foarte puțin afectate de metamorfismul general, prezintând uneori aspecte ardeziene.

Microscopul pune în evidență o masă fundamentală argiloasă de culoare gălbuiie, pigmentată difuz de o substanță coloidală, care reprezintă probabil un amestec de silicati feroși, din care se individualizează solzi fini de sericit, clorit și oxihidroxizi secundari. Astfel încep să apară în masa fundamentală a rocii fișii de dimensiuni submilimetrice, constituite din solzi de sericit și clorit, agregate de rutil și dîre de culoare brună-roșcată, rezultate prin oxidarea



secundară a pigmentului, care imprimă roci o textură paralelă ușor ondulată.

Prin intensificarea procesului de recristalizare, roca apare constituită dintr-o pîslă de lamele sericitice, dispuse neorientat; într-o fază de blasteză mai accentuată, lamelele de sericit încep să prezinte dispoziții paralele.

Apariția cuarțului mărunt granular, înglobat uniform în masa sericitică sau constituind micro-alternanțe cu structură blastoaleuritică, imprimă acestor roci un caracter de ritmicitate, care se va accentua în orizontul următor.

Orizontul superior este constituit din șisturi cuarțoase clorito-sericitice de culoare argintie, cu textură plan paralelă.

La microscop aceste șisturi apar alcătuite din microalternanțe ritmice blastoaleuritice cuarțoase și blastopelitice sericito-cloritice.

Alternanțele cuarțoase conțin în mod constant lamele fine de clorit dispuse paralel, rezultate prin recristalizarea cimentului argilos dintre granulele detritice de cuarț.

Alternanțele clorito-sericitice ușor ondulate, sunt constituite din lamele fine de clorit și sericit concrescute, asociate cu aggregate fine de rutil. În aceste alternanțe apar uneori granule foarte fine de albă.

*Considerații asupra compoziției materialului premetamorfic.* Șisturile care constituie acest complex sunt caracterizate în primul rînd printr-o granulație foarte fină; acest caracter indică un material primordial sedimentar aleuropelitic, depus într-o zonă de adâncime mai mare a geosinclinalului.

Orizontul cuarțitelor blastopsamito-aleuritice, care apare între complexul cuarțitic și acest complex, reprezintă un nivel de tranziție, care pune în evidență schimbarea gradată a caracterului depunerilor, începînd din apropierea tărmului, unde predominau depozitele psefite și psamitice bine sortate, spre larg, unde ele sunt înlocuite treptat prin sedimente fine aleuro-pelitice.

Culoarea brună-negricioasă a șisturilor sericitice din partea bazală a acestui complex reprezintă un caracter autigen pe baza căruia se pot face unele considerații asupra condițiilor de depunere a materialului sedimentar. Aceste șisturi au putut rezulta, după cum am arătat, prin metamorfoza ușoară a unor depozite argiloase fine, caracterizate printr-un conținut de fier, dispuse în condițiile unui mediu mai mult sau mai puțin oxidant.

Alternanța unor pachete de dimensiuni decimetrice, caracterizate prin variații în ceea ce privește cantitatea de fier pe care o conțin, ar putea fi explicată prin variații locale ale condițiilor mediului de depunere.

Prin oxidare și recristalizare, culoarea închisă a acestor roci se deschide, devenind galbenă-roșcată.

În ceea ce privește natura materialului argilos, putem remarcă că prezența microalternanțelor blastoaleuritice cuarțoase, dovedesc că aceste sedimente au provenit mai mult dintr-un material detritic, decât printr-un fenomen de precipitare chimică.

#### CONSIDERAȚII ASUPRA PROCESELOR DE METAMORFISM

Studiile microscopice care s-au efectuat pe un bogat material recoltat din regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu au condus la ideia suprapunerii mai multor epoci de metamorfism, destul de bine caracterizate în ceea ce privește intensitatea cu care au acționat asupra materialelor preexistente.

Procesele de metamorfism produse de ultima epocă de metamorfism sunt îndeosebi foarte evidente din cauza diferenței destul de mari de grad de metamorfism între fundamentalul preexistent, constituit din șisturi cristaline metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitic și formațiunilor transgresive mai noi, care au fost transformate în șisturi cristaline la nivelul faciesului șisturilor verzi.

Atunci cînd procesele de metamorfism care s-au suprapus au fost destul de apropriate ca intensitate, decelarea efectelor produse ulterior este mult mai dificilă. Studiul unui număr mare de secțiuni subțiri, provenind din probe recolțate sistematic au furnizat o sumă de observații, care au contribuit la clarificarea raporturilor dintre diferențele serii de șisturi cristaline, caracterizate printr-un metamorfism mai intens. În acest sens s-a constatat de la început deosebiri din punct de vedere structural și textural între formațiunile seriei de Măgura și formațiunile seriei de Valea Muntelui. Formațiunile cele mai vechi se deosebesc prin structuri și texturi caracterizate prin aspecte granulitice, care indică că procesele de metamorfism s-au efectuat în condiții anumite: astfel în timp ce presiunea



litostatică și temperatura au predominat, stressul s-a manifestat cu intensitate mai mică. Aspectele caracteristice de blasteză sănt subordonate, rocile deosebindu-se printr-o recristalizare mai mult cu caracter static, în urma căreia au rezultat șisturi cristaline destul de asemănătoare prin caracterele lor structurale și texturale cu formațiunile descrise în vechile scuturi.

Caracterul agenților metamorfismului și nivelul faciesului la care s-au produs transformările a făcut posibilă păstrarea unor relicte ale materialului primordial; prezența unor plagioclazi foarte alterați pune problema considerării lor drept relicte ale rocilor sedimentare primordiale cu caracter arcozian (complexul blastodetritic al seriei de Măgura) sau relicte provenind din roci inițial eruptive (complexul gnaiselor cuarțo-feldspatice al aceleiași serii). Ortoza din materialul primordial nestabilă în condițiile faciesului amfibolitic la nivelul căruia s-au produs transformările, a fost în primul rînd remobilizată sub formă de microclin, imprimând gnaiselor aspecte false metasomatic. Plagioclazul a suferit de asemenei un fenomen de recristalizare, însă corespunzînd în general ca compoziție faciesului metamorfic, a opus mai multă rezistență, încât s-a păstrat adesea sub formă de relicte. Frecvent se observă prezența cristalelor de oligoclaz foarte proaspete, înglobînd solzi fini de sericit sau granule de epidot, rezultate în urma transformării plagioclazului inițial a cărui compoziție nu se poate stabili cu precizie din cauza alterației puternice.

Remarcăm de asemenei că structurile blastodetritice inițiale s-au conservat uneori destul de bine, deoarece recristalizarea a avut un caracter mai mult static, neproducîndu-se sub influența unui stress puternic, care șterge de obicei caracterele rocilor primordiale.

Suprapunerea unei epoci de metamorfism caracterizată prin condiții oarecum diferite, datorită predominării stressului în urma acțiunii căreia au rezultat șisturile cristaline cu structuri clastice tipice ale seriei de Valea Muntelui (pl. VII, fig. 3, pl. VIII, fig. 1), a produs transformări în rocile de fundament.

Aceste roci au fost în primul rînd cataclazate și laminate, staurolitul și în măsură mai mică granații au fost parțial sau total retromorfozați. Biotitul roșu-brun a pierdut o parte din ionii de Fe, K și Ti, transformîndu-se într-o varietate brună-gălbuiie și înglobînd granule foarte mă-

runte de sfen, rezultate în urma acestei transformări. Adeseori această transformare a fost totală, rezultînd muscovitul.

Ulterior formării șisturilor cristaline care constituie seria de Valea Muntelui la nivelul faciesului amfibolitic, prin scufundarea acestor formațiuni la adîncimi mari în condiții de temperatură și de presiune litostatică puternică, s-au produs o serie de transformări care s-au manifestat înegal în pachetele de roci care constituie această serie; paragnaisele și micașisturile nu au suferit modificări, în schimb în intercalăriile de gnais leucocrate s-a produs o recristalizare treptată a cuarțului, plagioclazului și muscovitului. Procesul de recristalizare cu caracter static a avansat de la periferie spre centrul intercalării, unde roca prezintă aspecte granitoide sau pegmatoide. Acest proces se poate urmări atât pe teren, pe distanțe de cîțiva metri, cât și în laborator prin studiul secțiunilor subțiri (pl. VIII, fig. 2, 3, pl. IX, fig. 1). Filoanele discordante de pegmatite, prezintînd concreșteri eutectice între plagioclaz și cuarț (pl. IX, fig. 2) au rezultat evident printr-un fenomen de cristalizare din soluții migmatice, care au rezultat la adîncimi mai mari prin solubilizarea materialului de aceeași compoziție.

Trebuie să adăugăm de asemenei că în pachetele de gnais oculare, apartinînd fundumentului mai vechi de Măgura se observă de asemenei mobilizări ale cuarțului și microclinului sub formă de lentile sau filonașe discordante cu caracter pegmatoid, caracterizate prin absența muscovitului. La adîncimi mai mari, formațiunile pegmatoide corespunzătoare sănt caracterizate prin prezența ortozei.

Altă serie de transformări a fost înregistrată în urma metamorfozării formațiunilor seriei de Rîușorul Cisnădioarei la nivelul faciesului șisturilor verzi, subzona cu granat. Rocile din fundament au suferit cu această ocazie fenomene de metamorfism regresiv, mineralele existente readaptîndu-se noilor condiționi; astfel oligoclazul din gnaisele de Măgura a început să se transforme în albit după cum s-a arătat.

Cercetările amânuști care s-au efectuat în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu au pus în evidență asociații de roci de metamorfism avansat, cu roci caracterizate printr-un grad redus de metamorfism. Astfel în bazinul văii Sadului pe o distanță foarte mică (cca 1,500 km) au fost puse în evidență asociații de roci și mine-



rale foarte neobișnuite: micașisturi faneroblastice cu granați și staurolit și amfibolite cu granați, apar asociate cu roci mărunt granulare, constituite din mineralele caracteristice faciesului șisturilor verzi. Asocierea intimă a acestor roci foarte diferite în ce privește gradul de metamorfism, pe o suprafață restrânsă nu a putut fi explicată numai prin variația intensității undei metamorfice.

Această situație este consecința influențelor metamorfice, care au acționat asupra rocilor fundamentului în timpul ultimei epoci de cutare și metamorfism, care a afectat întreaga succesiune de formațiuni. Cu această ocazie, formațiunile transgresive mai noi au suferit un metamorfism de grad redus, nedepășind faciesul șisturilor verzi, iar rocile de fondament au fost parțial retromorfozate.

Prezența unor elemente cu caracter evident detritic, provenite din fundamentul vechi, ca microclinul rulat, dezagregat din gnaisele oculare ale seriei de Măgura, fragmente de micașisturi, aparținând seriei de Sadu și granați mari idiomorfi complet retromorfozați, care apar în rocile complexului amfibolitic al seriei de Sadu, înglobate în formațiunile calcaroase slab metamorfozate ale seriei de Sibișel (bazinul văii Sadului), reprezentă un argument în plus pentru admisarea suprapunerii unor formațiuni de vîrste diferențiate, cutate și metamorfozate în două epoci tectonice, clar deosebite în ce privește intensitatea proceselor de metamorfism general.

Seriile de roci metamorfice din fundamentul vechi cristalin, caracterizate printr-un grad de metamorfism corespunzător faciesului amfibolitic, subzona cu granați și staurolit, prezintă unele transformări cu caracter retromorf ale mineralelor primare, care tinde să le apropie de gradul de metamorfism al serilor mai noi transgresive, caracterizate printr-un metamorfism mai redus, corespunzător faciesului șisturilor verzi.

Transformările suferite de rocile din fundament îmbracă aspecte foarte variate, ele depinzând în primul rînd de intensitatea cu care s-au manifestat aceste fenomene în stivele de șisturi cristaline vechi, fiind mai puternice în pachetele de roci caracterizate prin stozitate mai pronunțată și mai puțin accentuate în pachetele de roci mai compacte, care au opus mai multă rezistență acestor transformări.

Prima manifestare a metamorfismului de grad redus, caracterizat prin stress puternic, asupra ro-

cilor din fondament s-a produs prin apariția unor fenomene de cataclază și laminare.

Aceste fenomene s-au manifestat în special în pachetele de roci compacte, gnaiseice sau amfibolitice, afectînd inegal diferențiate portiuni ale acestor roci: astfel masa fundamentală plagioclazică pavimentoasă și fenoblastele de hornblendă, caracteristice complexului amfibolitic al seriei de Sadu s-au păstrat aproape intacte, în timp ce cuiburile și filoanele de cuarț au fost intens cataclazate. Se remarcă de asemenei fragmentarea cristalelor de granați și staurolit, însotite de însiruirea paralelă a fragmentelor.

În rocile amfibolice foile de clinoclor apar presate și încrăite, în timp ce amfibolii și plagioclazii rămân aproape intacti.

Gnaisele aparținând seriei de Măgura au fost cataclazate și laminate uneori atât de puternic, încât sănătatea de nerecunoscut: cuarțul și plagioclazul sănătatea transformate în agregate mărunte, iar solzii fini de mice constituie rîuri ondulate (pl. XVII, fig. 2 și 3).

Micașisturile cu granat și staurolit aparținând seriei de Sadu au suferit fenomene intense de laminare și retromorfozare. Foile de biotit au fost transformate în agregate foioase muscovitice, uneori intens încrăite. Resturi din biotitul inițial se păstrează uneori în foile muscovitice de-a lungul planelor de clivaj. Oxizi de fier proveniți în urma acestei transformări constituie direcție în lungul clivajelor sub forma unui pigment foarte fin care dă acestor roci o culoare negricioasă. Paralel cu transformarea biotitului s-a produs înlocuirea completă a staurolitului prin agregate fine, preponderent sericitice, alungite paralel cu stozitatea, rar păstrându-se resturi din cristalul inițial, care indică originea acestor agregate. Granații rezistă de obicei mai bine fenomenelor de retromorfism, fiind uneori parțial cloritizați.

În stadiul următor, în desfășurarea procesului de transformare a rocilor vechi s-au produs și procese de recristalizare. Astfel se observă uneori în masa muscovitică a micașisturilor, lamele mici de biotit brun-măsliniu dispuse perpendicular pe stozitate sau agregate mărunte, care tind să se transforme prin recristalizare în foile mai largi.

Trebue să amintim încă odată prezența șisturilor clorito-muscovitice, puse în evidență în complexul șisturilor cu magnetit al seriei de



Sibișel; aceste șisturi provenind probabil, după cum am mai arătat, tot din fundimentul vechi, au fost intens retrometamorfozate și recristalizate, blasteza mai nouă a albitalui și micelor producindu-se oblic sau perpendicular pe vechea șistozitate a rocilor. Dezvoltarea ulterioară a cloritoidului s-a produs după cum am mai arătat pe seama agregatelor de minerale rezultate prin retromorfozarea granaților.

Fenomene de metamorfism regresiv au fost puse în evidență și în formațiunile cristalofiliene, care constituie seria de Rîușorul, manifestându-se cu intensitate mai mare în pachetele de micașturi, unde biotitul este transformat complet în clorit. În cuartite și gnaisse cloritizarea biotitului este numai parțială. Se observă de asemenei fenomene slabe de cloritizare a granaților în lungul fisurilor.

Procesele de diaforeză s-au manifestat cu o intensitate mai mare în pachetele de șisturi cristaline de fundiment, situate sub formațiunile mai noi ale seriei de Sibișel. Menționăm cu această ocazie granații retromorfi din șisturile clorito-muscovitice descrise în cadrul complexului șisturilor cu magnetit a seriei de Sibișel.

O altă problemă care a trebuit să fie clarificată este stabilirea caracterelor epocii de metamorfism în timpul căreia au fost transformate în șisturi cristaline terenurile seriei de Rășinari. Formațiunile acestei serii au fost metamorfozate tot la nivelul faciesului șisturilor verzi, corespunzător însă părții superioare a acestui facies. Într-adevăr cuartitele și șisturile seriei de Rășinari, sunt foarte puțin metamorfozate, conservând structurile și texturile primordiale sedimentare. Procesele de metamorfism care au transformat aceste formațiuni în șisturi cristaline au avut un caracter mai mult dinamic, manifestându-se prin fenomene de cataclază și prin apariția cloritoiodului. Aceste observații ne-au determinat să considerăm că terenurile seriei de Rășinari au fost metamorfozate într-o epocă ulterioară epocii de metamorfism în timpul căreia formațiunile seriei de Sibișel au fost transformate în șisturi cristaline și s-au produs principalele procese de metamorfism regresiv în rocile fundimentului metamorfozat și consolidat anterior.

Cercetările geologice foarte amănunțite care au fost efectuate în Carpații meridionali centrali, îndeosebi în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu și abordarea studiului terenurilor cristaline prin metode noi au condus la stabilirea existen-

ței mai multor epoci de metamorfism cu caracter diferențiat, prin suprapunerea cărora au rezultat formațiunile cristalofiliene care constituie masivele Carpaților meridionali centrali.

### FORMATIUNILE SEDIMENTARE

Regiunea munțoasă care a făcut obiectul acestui studiu face parte din rama de SW a bazinului Transilvaniei, ale cărui depozite sedimentare se astern transgresiv, direct peste formațiunile cristalofiliene vechi.

În perimetru cartat am observat depozite aparținând Cretacicului superior, Miocenului și Cuaternarului.

*Cenomanianul.* La S de Cisnădioara, în bazinul mijlociu al pârâului Rîușorul, imediat după ieșirea din munți, la poalele NNW ale masivului Măgura, marea cretică forma un golf, ce se prelungea spre S într-un culuar îngust, care se poate urmări la E de pârâul Rîușorului, peste platoul cota 772, prin pârâul Argintului, pînă dincolo de pârâul Uliilor, în cursul superior al pârâului Rîușorului.

O altă ramură a golfului de la Cisnădioara se întindea la W de pârâul Rîușorului, sub culmea dealului Schiaului, începînd de la Prislop, în platoul dintre pârâul Tiganilor și pârâul Rîușorul, pînă într-un tăpșan mic sub culmea cota 857, dintre pârâul Rîușorului și pârâul Derjanilor.

Baza depozitelor cretacice superioare o constituie un complex de conglomerate poligene cu elemente bine rulate de cuarț alb și șisturi cristaline (cătunul Prislop, pârâul Măgurei), asociate adesea cu gresii și uneori cu arcoze, (bazinul superior al pârâului Rîușorul). În general ele sunt caracterizate printr-o culoare roșcată, datorită prezenței oxizilor de fier din ciment.

Pe afluenții de sub Măgura, în bazinul mijlociu al pârâului Rîușorul, complexul constituie din alternanțe de conglomerate și gresii este puternic dezvoltat. După datele din literatură (M. Ilie, 1955), peste aceste conglomerate și gresii apar marne și gresii cu cărbuni, care au fost exploataate în secolul trecut și marne calcaroase cu amoniți cenomanieni (*Acanthoceras rhomagense*, *Mantelliceras mantelli* și *Puzosia planulata*).

În cursul superior al pârâului Rîușorul, între pârâul Uliilor și pârâul Măcieșului, peste conglomeratele poligene urmează o alternanță de con-



glomerate și gresii cenușii, argile nisipoase mica-cee, cuprinzînd intercalări de cărbuni și marne nisipoase cu concrețiuni elipsoidale.

Depozitele de la obîrșia pîrului Rîușorul avînd caractere analoage celor de pe pîrul Măgurei, pot fi considerate și ele ca cenomaniene.

În culuarul cretacic dintre pîrul Argintului și pîrul Uliilor, depozitele cretacice bine stratificate au un caracter marnos-nisipos și conțin concrețiuni elipsoidale. În depozitele de pe pîrul Argintului A d e l a A r g h i r a găsit două valve netede ale unui Inoceram mare (determinat de D. P a t r u l i u s). Depozitele acestui culuar apar sub forma unui sinclinal asimetric. Formațiuni identice se întîlnesc și pe platoul dintre pîrul Tiganilor și pîrul Rîușorului, precum și în firul pîrului Rîușorul la ieșirea lui din dealuri, situate direct pe fundamentalul de șisturi cristaline.

Se pare că aceste depozite marnoase reprezintă o ingresiune a mării peste cristalin, depășind depozitele grosiere din bază.

*Turonian-Senonianul.* Peste depozitele cenomaniene se aştern depozitele turonian-senoniene care apar într-o stîncă, situată în malul stîng al pîrului Rîușorul, sub forma unei polițe deasupra drumului, la cca 0,500 km la S de comuna Cisnadioara. Acest afloriment este constituit din calcare recifale cu Hippuriti care conțin elemente de șisturi cristaline, provenite din formațiunile slab metamorfozate. Vîrsta lor a fost atribuită Turonianului superior—Senonianului inferior (M. Ilie).

*Tortonianul.* În regiunea Cisnadioara formațiunile sedimentare aparținînd Cretacicului superior au fost acoperite de transgresiunea mării miocene, care s-a întins mai spre W în dreptul comunelor Rășinari și Poplaca, direct peste fundamentalul cristalofilian. Depozitele miocene sunt constituite din alternanțe de marne albe-cenușii, marne cenușii fosilifere, gresii, pie-trișuri și nisipuri. Vîrsta lor este tortoniană (M. Ilie). Pe Pîrul Caselor, la S de Rășinari, am pus în evidență tufuri dacitice.

*Cuaternarul.* Depozitele cele mai recente formează cîmpii piemontane și terasele rîurilor mai mari care se îndreaptă spre nord, vărsîndu-se în Cibin, precum și mici conuri de dejection ale văugilor și torenților lateralii și aluvialii din talvegul rîurilor.

Semnalăm o alunecare de teren mai importantă în pîrul Sibișelului, pe coasta stîngă, între Valea Muntelui și pîrul Dobrei, în dreptul complexului de sisturi grafitoase.

## TECTONICA

### ISTORIC

Regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu fiind situată în Carpații meridionali centrali, în zona defileului Oltului, reprezintă un punct nodal unde vin în contact masive cristalofiliene diferențiate, atât în ce privește constituția lor petrografică, cât și gradul de metamorfism: cristalinul Sebeșului constituie partea vestică a regiunii studiate, iar seriile cristalofiliene aparținînd masivelor cristaline ale munților Făgăraș și Cumpăna apar în partea estică a regiunii.

Geologia zonei defileului Oltului a fost mult discutată, problemele principale fiind abordate în lucrări mari de sinteză.

O. Schmidt emite încă din anul 1929, în lucrarea sa asupra munților Făgărașului, părea unei scufundări axiale a cristalinului Lotrului spre E, care dispără sub șisturile cristaline ale munților Făgărașului, de-a lungul unei linii tectonice importante.

În sinteza sa asupra Carpaților meridonali, publicată în anul 1934, A. Streckeisen pună problema unităților superioare pînzei getice, în care înglobează masivele cristaline ale Făgărașului, Leaotei, Coziei, Poienii Ruscăi și Banatului occidental. Acest autor constată la W de Olt prelungirea complexelor de roci, aparținînd cristalinului Făgărașului, Leaotei și Coziei, care se opresc într-o linie de dislocație, începînd din Valea lui Stan, traversînd spre N valea Călineștilor și valea Lotrioarei și ajungînd pînă în regiunea Rășinari. În lungul acestei linii cristalinul Lotrului s-ar afunda sub cristalinul Făgărașului, Coziei și Leaotei. Acest autor admite existența unor depozite mezozoice, reprezentate prin șisturi grafitoase, cloritoase și calcar, prinse și laminate sub acest plan de contact anormal.

A. Streckeisen, de acord cu O. Schmidt, atribuie de asemenei cristalinului Făgărașului zonele de gnais ocular, amfibolite, șisturi clorito-sericitice și calcar din partea de nord a munților Sebeșului, de la Căpîlna, arătînd totodată posibilitatea curbării liniei Valea lui Stan—Rășinari spre W.



În anul 1939, S t. Gh i k a - B u d e š t i publică o hartă de sinteză a Carpaților meridionali centrali la scara 1 : 250000, însoțită de un text explicativ, în care sînt concretizate cercetările geologice efectuate în această regiune. Cele trei serii care constituie grupul getic al Carpaților meridionali ar reprezenta, după acest autor, o succesiune de șisturi concordante, reprezentînd depozitele unui larg geosinclinal, divizat printr-o cută geanticlinală în două fose de extindere inegală. În înaintarea pînzei getice, seria de Lotru a format zona frontală, pe care o urma anticinalul gnaiselor de Cumpăna, care antrena la rîndul său sinclinalul Făgărașului. Gnaisele oculare, care la E de valea Sebeșului se curbează spre S, ar putea fi considerate ca o creastă directoare a grupului getic, opriți de autohton în înaintarea sa. S t. Gh i k a - B u d e š t i infirmă existența unităților superioare și a unei linii de dislocație între cristalinul Sebeș—Lotru și cristalinul Cumpăna—Cozia—Făgăraș, susținînd o continuitate desăvîrșită în întregul grup getic, care constituie, după cum au susținut G h. M u r g o c i și L. M r a z e c , o pînză unitară. Dislocațiile, dacă există, nu au decît o importanță locală după acest autor. În ceea ce privește tectonica de amănumit, trebuie să remarcăm că în profilele care însoțesc harta Carpaților meridionali centrali, gnaisele oculare și paragnaisele cu care apar asociate, constituie bolți anticlinale, în timp ce șisturile epimetamorfice prezintă în mod constant poziții sinclinale.

L. P a v e l e s c u abordează în lucrările sale asupra geologiei și petrografiei munților Sebeșului, problemele tectonice generale, arătînd că tectonica acestor munți este legată foarte intim de tectonica Parîngului. Acest autor pune în evidență o structură concentrică a masivului Sebeșului, reprezentată printr-o serie de cute anticlinale și fracturi, dispuse aproape circular în jurul Parîngului. Sînt puse în evidență două zone importante de fracturi: o zonă nordică, de la Sibișel prin Cucuiuș pînă la Romăsel și Cugir și o zonă sudică, în lungul cărei s-au intrus rocile ultrabazice, începînd de la Poiana Diței, Tițianul și Dealul Negru prin Foltea, Negovanul și Voineasa pînă în munții Căpățâna, din care se desface o fractură spre culmea Cu-jerele—valea Sebeșului—valea Dobrei, care se termină în Valea Muntelui, unde se întîlnesc

cu linia Rășinari—valea Oltului de direcție NW—SE.

În ceea ce privește raporturile șisturilor cristaline de tip epizonal cu cele de tip mezozonal din partea de N a munților Sebeș, acest autor, de acord cu S t. Gh i k a - B u d e š t i , infirmă de asemenei interpretările date de A. S t r e c k e i s e n .

### TECTONICA REGIUNII RĂȘINARI—CISNĂDIOARA—SADU

Regiunea situată în împrejurimile sudice și estice ale comunelor Rășinari—Cisnădioara—Sadu, între pîrîul Stezii și valea Sadului, prezintă o tectonică foarte complicată, ca urmare a unor procese geodinamice, care s-au succedat din timpuri geologice foarte vechi, pînă în timpurile cele mai recente.

Din analizarea caracterului dislocațiilor care afectează formațiunile metamorfice se remarcă structuri plicative mai vechi, fragmentate ulterior de dislocații radiale.

Tectonica plicativă este rezultatul mișcărilor care au avut loc în timpurile precambriene, a căror efecte s-au suprapus adeseori.

Dislocațiile radiale pot fi grupate în sisteme de direcții diferite și trebuie considerate drept efecte ale mișcărilor tectonice mai recente.

Astfel, prin cumularea efectelor mai multor epoci de cutare și metamorfism, începînd din timpuri foarte vechi (probabil arhaice) pînă în timpuri recente (mezozoice și terțiare) a rezultat edificiul tectonic actual al zonei muntoase Rășinari—Cisnădioara—Sadu (schița tectonică a regiunii Rășinari—Cisnădioara—Sadu).

### TECTONICA PLICATIVA

Din analiza tectonicii regiunii cartate se desprind următoarele unități tectonice: unitatea de Valea Muntelui și unitatea de Măgura.

### UNITATEA DE VALEA MUNTELUI

În partea de vest a regiunii studiate, între pîrîul Stezii și culmea Fața Crețului, se întinde unitatea de Valea Muntelui. Această unitate se dezvoltă în cursul mijlociu și superior al Văii Muntelui și în cursurile superioare ale pîraielor Plaiului, Dobrei și Sibișelului.

În componența acestei unități intră formațiunile cristalofiliene ale seriei de Valea Munte-



lui, constituie dintr-un complex peridotito-gabbroido-amfibolitic cu caracter ofiolitic și un complex ritmic alcătuit din alternanțe de paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolitice, gnaisă cuarțo-feldspatice și șisturi micacee.

În Valea Muntelui a fost pus în evidență un complex constituit din micașisturi cuarțoase cu o poziție geometrică inferioară față de complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Acest complex face parte probabil din fundamentele pe care s-au revărsat magmele bazice din diferențierea și metamorfozarea cărora a rezultat complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Trebuie să remarcăm de asemenea că unele pachete de șisturi cristaline care apar în această unitate, aparțin fundamentei seriei de Valea Muntelui. Deoarece porțiunea studiată a acestei unități este foarte restrânsă, nu am putut efectua o separație a șisturilor cristaline și în acest sens.

Structura unității de Valea Muntelui este asymmetrică, fiind caracterizată printr-un anticlinal larg, de direcția NNW-SSE, în sâmburele căruia se dezvoltă puternic complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Flancul estic al acestui anticlinal este încălecătat și parțial acoperit de unitatea de Măgura; în flancul vestic se dezvoltă o serie de solzi, deversați spre NE, care cuprind uneori pene din unitatea de Măgura.

#### UNITATEA DE MĂGURA

Unitatea majoră de Măgura constituie cea mai mare parte a perimetrului cartat.

Această unitate poate fi subdivizată în șapte solzi cu vergență vestică: solzul pîrîul Steaza—dealul Derjanilor, solzul Prislop, solzul Rîușorul Cisnădioarei, solzul pîrîul Ciuparilor, solzul Măgurii, solzul Chicioarii și solzul Sadului. Fiecare din acești solzi are în general un fundament comun (seria de Măgura) și o cuvertură variabilă (seria de Sadu, subseria de Steaza, seria de Sibișel, seria de Rășinari).

*Solzul pîrîul Steaza—dealul Derjanilor.* În constituția acestui solz intră seria de Măgura, de fondament, acoperită de subseria de Steaza, seria de Sibișel și seria de Rășinari.

La vest acest solz vine în contact anormal cu unitatea de Valea Muntelui, de-a lungul unui plan de încălecătură, care se manifestă începînd din cursul mijlociu al pîrîului Steaza, trecînd peste Valea Muntelui, pîrîul Sibișelului pînă la obîrșia pîrîului Ciuparilor.

La est, solzul pîrîul Stezii—dealul Derjanilor este delimitat de o linie de contact ezitant. Spre N, de dealul Schiaului și în pîrîul Steaza terenurile seriei de Rîușorul Cisnădioarei aparținînd solzului Prislop, înclină normal sub cuarțitele blastodetrítice ale seriei de Rășinari. Spre S, în bazinul mediu și superior al pîrîului Sibișelului, începînd din amont de confluența cu Valea Muntelui, planul de contact dintre seria de Rîușorul Cisnădioarei și seria de Rășinari îmbracă un caracter de încălecătură, complexul șisturilor clorito-albitice al seriei de Rîușorul Cisnădioarei fiind împins peste complexul cuarțitelor blastodetrítice de Rășinari.

În ansamblu, solzul pîrîul Steaza—dealul Derjanilor constituie un sinclinal asymmetric în care se dezvoltă larg flancul vestic; flancul estic este în cea mai mare parte redus tectonic și încălecătat de solzul următor. În acest sinclinal, prezintă o dezvoltare completă și caracteristică formațiunile seriei de Sibișel și de Rășinari care acoperă subseria de Steaza, depuse pe un fondament de tip Măgura.

*Solzul Prislop.* Solzul Prislop este bine dezvoltat în împrejurimile vestice ale comunei Rășinari, în pîrîul Stezii și în pîrîul Sibișelului.

Spre S, acest solz se continuă în versantul estic al dealului Schiaului, trecînd în bazinul mediu al pîrîului Sibișelului pînă în zona de obîrșie a ramurei stîngi a pîrîului Ciuparilor și a pîrîului Rîușorul Cisnădioarei.

Trebuie să remarcăm că acest solz este unitar în partea de N și în partea centrală a perimetruului cercetat; în partea sudică solzul Prislop este spart de solzul pîrîul Ciupari, a cărui prelungire spre N se manifestă prin penele de fondament, constituite din terenurile gnaisice ale seriei de Măgura, puse în evidență în extremitatea sudică a dealului Schiaului.

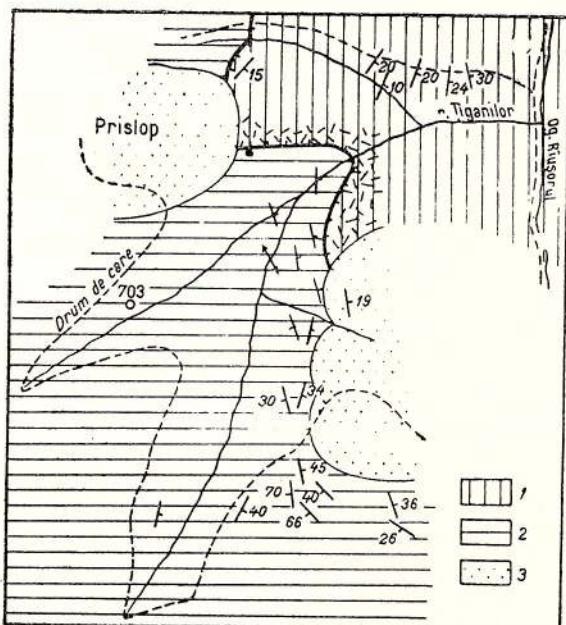
Solzul Prislop este constituit în întregime din complexul șisturilor clorito-albitice ale seriei de Rîușorul Cisnădioarei ale cărui terenuri sunt strîns cutate monoclinal și prezintă vergențe estice în partea de N a regiunii.

Spre S, șisturile clorito-albitice sunt deversate spre W, luînd contact printr-un plan de dislocație anormal cu cuarțitele blastodetrítice ale seriei de Rășinari. În zona de obîrșie a pîrîului Derjanilor și a ramurei stîngi a pîrîului Ciuparilor împingerea se accentuează; cuarțitele bla-



stodetritive sănt depăsite, iar complexul șisturilor clorito-albitice vine în contact cu complexul șisturilor cu magnetit al seriei de Sibișel.

În general formațiunile solzului Prislop constituie un anticlinal care se afundă spre S; în sâmburele lui apare orizontul inferior al complexului clorito-albitic, constituit din șisturi clorito-epidotice, bine deschise pe culmea dealului Schiaului, care iau ampioare spre N pe culmile dintre pîraiele Sibișelul, Steaza și Poplaca.



La N, solzul Rîușorul Cisnădioarei se pierde sub depozitele cretacice apărînd pe o culme mică ce coboară în pîrîul Măgura (fig. 38).

*Solzul pîrîul Ciuparilor.* Spre S, formațiunile solzului pîrîul Stezii — dealul Derjanilor se repetă încă o dată în solzul pîrîul

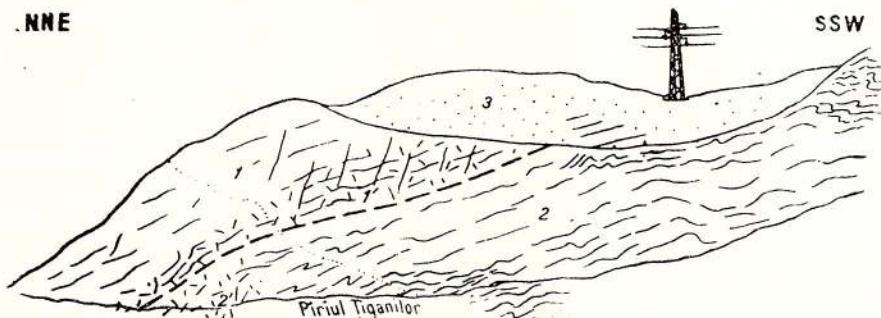


Fig. 34. — Schiță structurală a versantului din dreapta a pîrîului Tiganilor, peste drum de Prislop. 1, complexul inferior al seriei de Rîușorul Cisnădioarei; 1', zonă breciată; 2, complexul superior al seriei de Rîușorul Cisnădioarei; 2', zonă breciată; 3, Cretacic sup.

Fig. 34. — Esquisse structurale du versant situé à droite du P. Tiganilor, vis-à-vis de Prislop.  
1, complexe inférieur de la série de Rîușorul Cisnădioarei; 1', zone bréchifiée; 2, complexe supérieur de la série de Rîușorul Cisnădioarei; 2', zone bréchifiée; 3, Crétacé sup.

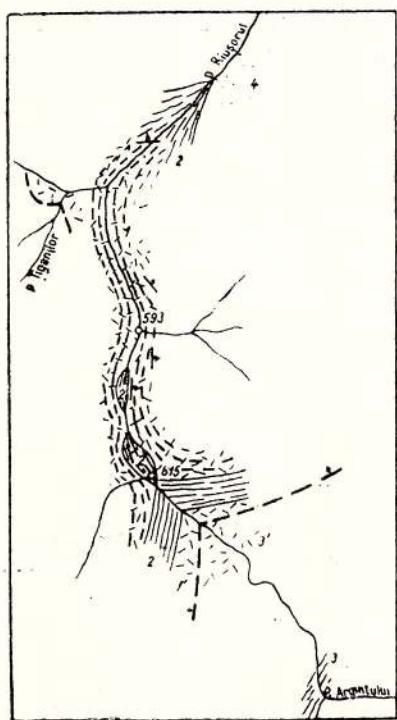


Fig. 35. — Schiță de hartă în talwegul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei.

1, cuarțite biotitice cu porfiroblaste de albite; 1' cuarțite breciate; 2, micașisturi muscovito-biotitice clorizate; 3, șisturi clorito-albitice; 3', șisturi clorito-albitice breciate; 4, Cretacic.

Fig. 35. — Esquisse de carte dans le talwek de Rîușorul Cisnădioarei.

1, quartzites biotitiques à porphyroblastes d'albite; 1', quartzites bréchifiées; 2, micaschistes muscovito-biotitiques chloritisés; 3, schistes chlorito-albitiques; 3' schistes chlorito-albitiques bréchifiés; 4, Crétacé.

Spre S, la obîrșia pîrîului Rîușorul, acest solz este greu de urmărit din cauza caracterului intens tectonizat al terenurilor.

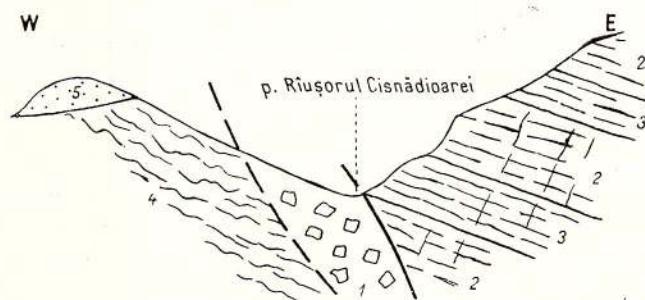


Fig. 36. — Sectiune prin pîrîul Rîușorul Cisnădioarei.  
1, gneisse micacées et gneiss œillés bréchifiés; 2, quartzites biotitiques à porphyroblastes d'albite; 3, micaschistes chloritiques; 4, schistes chlorito-albitiques; 5, Crétacé.

Fig. 36. — Coupe géologique à travers Rîușorul Cisnădioarei.

1, gneiss micacés et gneiss œillés bréchifiés; 2, quartzites biotitiques à porphyroblastes d'albite; 3, micaschistes chloritiques; 4, schistes chlorito-albitiques; 5, Crétacé.

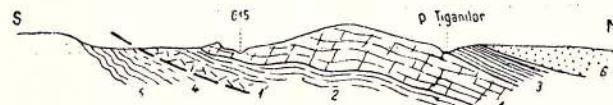


Fig. 37. — Profil de-a lungul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei între pîrîul Tiganilor și pîrîul Argintului.

1, quartzites biotitiques à porphyroblastes d'albite; 1', quartzites bréchifiées; 2, micaschistes chloriteux à grenats; 3, micaschistes chloritiques; 4, schistes chlorito-albitiques; 5, schistes sériciteux-graphiteux; 6, Crétacé.

Fig. 37. — Coupe géologique le long de Rîușorul Cisnădioarei entre P. Tiganilor et P. Argintului.

1, quartzites biotitiques à porphyroblastes d'albite; 1', quartzites bréchifiées; 2, micaschistes chloriteux à grenats; 3, micaschistes chloritiques; 4, schistes chlorito-albitiques; 5, schistes sériciteux-graphiteux; 6, Crétacé.

Ciuparilor.

Solzul pîrîul Ciuparilor apare sub forma unui sinclinal asimetric; el este bine dezvoltat în

bazinul văii Sadului, pe ambele ramuri ale pîrîului Ciuparilor și în bazinul superior al pîrîului Hotarului.

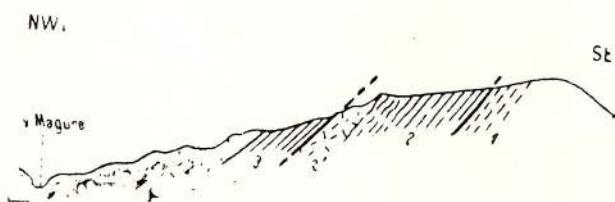


Fig. 38. — Profil schematic în regiunea Cisnădioara. Gruiul care urcă la șeaua dintre cota 722 și 903 (culmea dintre pîrîul Argintului și valea Măgurei). 1, serie de Măgura ; 2, serie de Sibișel ; 2', zona brecifiată ; 3, serie de Rîușorul ; 4, Cretacic superior.

Fig. 38. — Coupe schématique dans la région Cisnădioasa. Pente qui monte à la selle des cotes 772 et 903 (crête d'entre P. Argintului et V. Măgurei). 1, série de Măgura ; 2, série de Sibișel ; 2', zone bréchifiée ; 3, série de Rîușorul ; 4, Crétacé supérieur.

Spre N acest solz se continuă în bazinul pîrîului Sibișelului, pe ramura dreaptă a pîrîului Derjanilor și pe culmea dintre acest pîrîu și pîrîul Rîușorul Cisnădioarei.

Menționăm de asemenei prezența gnaiselor de Măgura în extremitatea sudică a dealului Schiaului ; aceste gnaise apar sub forma unor pene de fundație în continuarea solzului pîrîul Ciupari și sparg solzul Prislop, așa cum s-a arătat mai sus.

Formațiuni aparținând acestui solz apar de asemenei în versantul vestic al masivului Măgurei.

Solzul pîrîul Ciupari este constituit dintr-un fundație de roci gnaisice de tip Măgura și o cuvertură reprezentată prin formațiunile slab metamorfozate ale seriei de Sibișel.

Terenurile de fundație predomină în partea sudică a solzului, în bazinul văii Sadului.

Linia de contact anormal este foarte evidentă pe cele două ramuri ale pîrîului Ciuparilor și pe ramura dreaptă a pîrîului Derjanilor. De-a lungul acestei linii gnaisele seriei de Măgura vin în contact anormal cu diferenți termeni ai seriei de Sibișel și cu complexul șisturilor clorito-albitice al seriei de Rîușorul Cisnădioarei (fig. 39).

Seria de Sibișel, reprezentată prin complexul șisturilor cu magnetit și complexul calcaros, este bine dezvoltată pe culmea dintre pîrîul Rîușorului, pîrîul Derjanilor și pîrîul Hotarului. Sub vîrful cota 1113, complexul calcaros apare sub forma unui brîu larg de calcare ; aflorimentele

de calcare se continuă spre N, pe culmea dintre pîrîul Rîușorul și pîrîul Derjanilor, pe o distanță de cîteva sute de metri și reapar în versantul drept al pîrîului Derjanilor, puțin în amont de bifurcația lui principală. Trebuie să remarcăm de asemenei că masivul calcaros pus în evidență pe culmea dintre pîrîul Sibișelului și pîrîul Dobrei apare probabil în continuarea calcarelor menționate mai sus, încît el trebuie integrat în acest solz.

Spre E, linia de separație dintre solzul pîrîul Ciupari și solzul Prislop este marcată printr-un plan de contact anormal, de-a lungul căruia complexul șisturilor clorito-albitice ale seriei de Rîușorul Cisnădioarei vine în contact cu complexul șisturilor cu magnetit aparținând seriei de Sibișel.

Micul sinclinal, pus în evidență în versantul estic al masivului Măgurei, este constituit din roci aparținând complexului șisturilor amfibolice și complexului șisturilor cu magnetit. Calcarele prezintă o dezvoltare redusă. Acest sinclinal reapare spre N, pe culmea dintre pîrîul Măgurei și pîrîul Argintului, unde este caracterizat prin dezvoltarea largă a complexului calcaros.

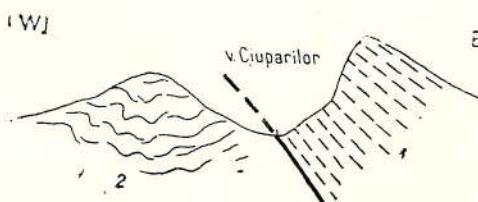


Fig. 39. — Profil schematic în valea Ciuparilor (ramura stîngă).

1, serie de Măgura ; 2, serie de Sibișel.  
Fig. 39. — Coupe schématique dans V. Ciuparilor (ramification gauche).

1, série de Măgura ; 2, série de Sibișel.

**Solzul Măgura.** Acest solz se evidențiază începînd de la W de pîrîul Măgurei pînă în ramura stîngă a pîrîului Hotarului. În această porțiune contactul dintre solzul Măgura și solzul pîrîul Ciupari este marcat prin linia de separație dintre formațiunile seriei de Măgura și acelea ale seriei de Sibișel. Trebuie să remarcăm însă că planul de contact este uneori ezitant ; șisturile cristaline slab metamorfozate se situează normal peste gnaisele de Măgura. Explicația acestui fapt se găsește ușor dacă primim harta Rășinari—Cisnădioara—Sadu. Acest contact are o direcție N—S în zona menționată mai sus ; direcția N—S este direcția unuia din

sistemele de dislocații radiale generate de mișările mai noi, încât considerăm că acest plan de dislocație mai vechi a rejugat mai tîrziu, căpătînd aspectul său actual.

Incepînd din pîrîul Hotarului, spre S, contactul dintre solzul pîrîul Ciupari și solzul Măgura este și mai puțin evident, deoarece planul de dislocație trece prin terenurile aceleiași serii și anume prin rocile gnaisice ale seriei de Măgura.

Spre E, solzul Măgura este delimitat de un plan de contact anormal pus în evidență începînd din zona de obîrsie a pîrîului Tocilelor, continuîndu-se spre S pe sub culmea dintre Pîrîul cu Vilcele și pîrîul Lazului pînă în valea Sadului. De-a lungul acestui plan, terenurile seriei de Măgura aparținînd solzului Chicioara vin în contact anormal cu complexul de alternanțe de paragnaise biotitice și micașisturi al seriei de Sadu, superior din punct de vedere stratigrafic seriei de Măgura.

Prelungirea spre N a liniei de contact anormal dintre solzul Măgura și solzul Chicioara nu este tot atît de clară ca în S, deoarece faliile mai noi care taie ambii solzi șterg în parte raporturile inițiale, cu atît mai mult cu cît în masivul Măgurei nu mai apar termeni aparținînd seriei de Sadu.

*Solzul Chicioara.* Solzul Chicioara se dezvoltă în bazinul văii Sadului, continuîndu-se spre N pînă în versantul stîng al pîrîului Tocilelor.

Acest solz este constituit dintr-un fundament gnaisic aparținînd seriei de Măgura și o cuvertură, reprezentată prin seria de Sibișel. Formațiunile seriei de Sibișel prind uneori pene din fundamentul de Măgura; în unele cazuri aceste pene conservă direcția planului structural initial (versantul stîng al văii Sadului, în aval de confluență cu pîrîul Varului), alteori ele se integreză în stilul tectonic propriu seriei de Sibișel (culmea dintre valea Sadului și pîrîul Ferului).

Solzul Chicioara este delimitat spre E de un plan de contact anormal care se poate urmări din pîrîul Tocilelor pînă în valea Sadului. La obîrsia pîrîului Tocilelor acest contact este foarte evident, fiind marcat printr-o zonă îngustă de roci foarte laminate, verzui-cenușii, cu oglinzi de friciune. În apropierea contactului, gnaisele de Măgura sunt foarte brecificate, im-

pregnate cu pirită și conțin mici vinișoare de microclin mobilizate.

Limita dintre acest solz și solzul următor este marcată de terenurile seriei de Sadu care iau contact cu calcarele blastodetrítice aparținînd seriei de Sibișel. Linia de contact anormal, evidentă pe culmea dintre valea Sadului și pîrîul Ferului, se continuă spre N pînă în pîrîul Tocilelor, unde micașisturile cu staurolit și granați, foarte laminate, sunt împinse peste complexul șisturilor amfibolice ale seriei de Sibișel.

Solzul Chicioara prezintă o structură complicată; fundamentul de Măgura este caracterizat printr-un aspect zonar, marcat prin fîșii înguste de gnais oculare, care alternează cu fîșii mai largi de gnais leucocrate cu aspect liniar, conținînd intercalării de gnais micacee, micașisturi și amfibolite. Această zonă de gnais de tip Măgura prezintă o structură solzificată, pachetele mai dure de gnais oculare, de gnais pegmatoide sau de amfibolite fiind împinse peste pachetele de gnais micacee. De-a lungul acestor linii se observă brecifierea, laminarea și retrormorfozarea rocilor, precum și impregnări cu pirită (fig. 40 și 41).

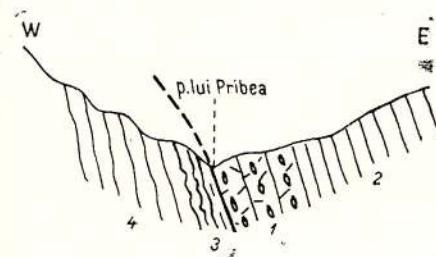


Fig. 40. — Profil schematic în seria de Măgura (Pîrîul lui Pribea).

1, gnais oculare brecilate; 2, gnais leucocrate; 3, gnais lamine și retrormorfozate; 4, gnais biotitice.

Fig. 40. — Coupe schématique dans la série de Măgura (Pîrîul lui Pribea).

1, gneiss oeillés bréchifiés; 2, gneiss leucocrates; 3, gneiss laminés et rétromorphisés; 4, gneiss biotitiques.

Seria de Sibișel constituie un sinclinal strîns cutat care se continuă din valea Sadului pînă în pîrîul Ferului. Flancul lui vestic este tectonizat; pana de fundiment constituată din gnais de Măgura foarte zdrobite și laminate pătrunde în flancul sinclinalului, redresind puternic pachetele de șisturi amfibolitice. Această zonă tectonizată poate fi observată în firul văii Sadului, imediat după cotul mare al văii, în amont de uzina Sadu I.

*Solzul Sadu.* Solzul Sadu prezintă o dezvoltare redusă în partea estică a regiunii studiate.

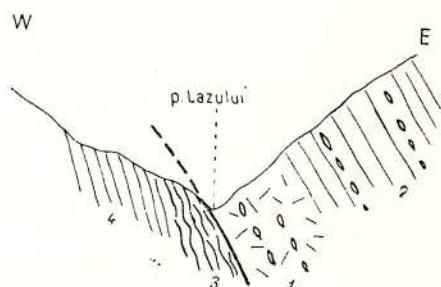


Fig. 41. — Profil schematic în seria de Măgura (pîrul Lazului).

- 1, gneise pegmatoïde brecifiées ; 2, gneiss biotitiques cu alternanțe de gneiss ocular ; 3, gneiss laminat și retromorfozate ;
- 4, gneiss biotitiques.

Fig. 41. — Coupe schématique dans la série de Măgura (P. Lazului).

- 1, gneiss pegmatoïdes bréchifiés ; 2, gneiss biotitiques à alternances de gneiss œillés ; 3, gneiss laminés et rétromorphisés ;
- 4, gneiss biotitiques.

Spre vest, acest solz este limitat de solzul Chicioara printr-un plan de contact anormal, după cum s-a arătat mai sus ; în partea de est, este acoperit de formațiunile cuaternare.

În constituția acestui solz intră formațiunile seriei de Sadu, aparținând complexului micașisturilor cu granați și staurolit și complexului amfibolitic.

Complexul amfibolitic apare în sîmburele unei structuri anticlinale, care se afundă spre N sub micașisturile cu granat și staurolit, bine dezvoltate pe culmea dintre valea Sadului și pîrul Rîpei.

În pintenul din amont de fabrica de bere și în cariera din marginea comunei Sadu, un alt anticinal asimetric pune în evidență gnaisele blastodetrítice aparținând seriei de Măgura (fig. 42).

### TECTONICA DISJUNCTIVĂ

Structurile plicative vechi au fost tăiate și fragmentate de o tectonică disjunctivă mai recentă.

Sistemizînd dislocațiile radiale care au fost puse în evidență în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu, constatăm că ele se pot grupa în două sisteme principale : un sistem de direcție aproximativ E—W și un sistem caracterizat prin direcția N—S.

Dislocațiile radiale principale au fost puse în evidență la început prin cartări foarte amănunte ; zonele de brecificare intense sunt foarte evidente și au putut fi urmărite uneori pe tot traseul lor.

Studiul aerofotogramelor a confirmat prezența fracturilor puse în evidență și a contribuit la precizarea lor, atunci cînd, străbătînd terenuri aparținând aceleiași serii, ele sunt mai puțin clare.

*Fracturile E—W.* Aceste fracturi au contribuit în largă măsură la imprimarea caracterelor principale ale edificiului tectonic actual.

Întreaga regiune muntoasă cuprinsă între Răsinari, Cisnădioara și Sadu, la N și E, pîrul Stezii, dealul Plaiului—Fața Crețului, la vest,

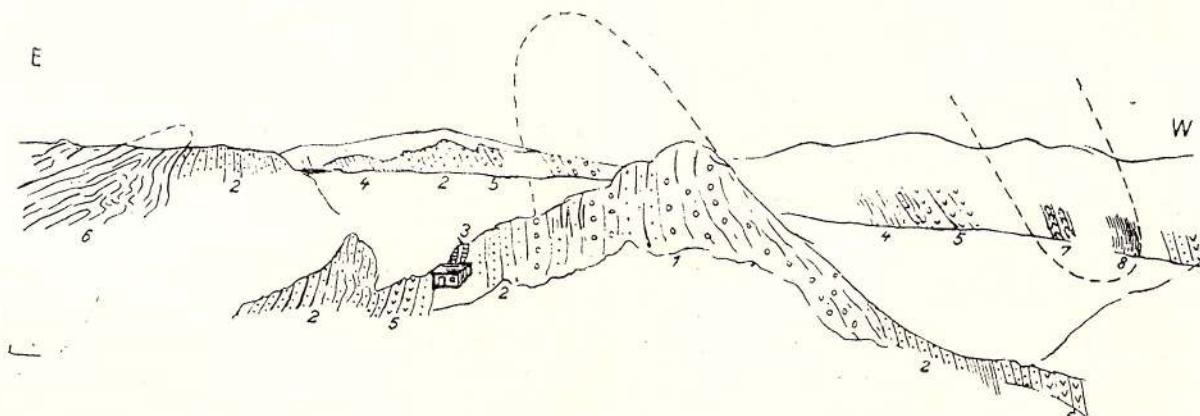


Fig. 42. — Schiță de ansamblu în versantul drept al văii Sadului, în amont de comuna Sadu.

- 1, gneise blastoporfítice ; 2, gneiss fin granulare ; 3, separații leucocrate ;
- 4, gneiss micacee în plăci ; 5, amfibolite ; 6, micașisturi faneroblastice cu granat și staurolit ; 7, șisturi amfibolice ; 8, șisturi cloritice.

Fig. 42. — Esquisse d'ensemble dans rive droite de la vallée de Sadu, en amont de la commune de Sadu.

- 1, gneiss blastospéthiques ; 2, gneiss à grain fin ; 3, séparations leucocrates ; 4, gneiss micacés en plaques ; 5, amphibolites ; 6, micaschistes faneroblastiques à granat et staurolite ; 7, schistes amfiboliques ;
- 8, schistes chloritiques.

pîrîul Ciuparilor și valea Sadului, la S, este dominată de puternica surelevație a masivului Măgurei, individualizat sub forma unui horst, mărginit de linii de ruptură și flancat de zonele

*Fracturile N — S.* Fracturile N—S au determinat formarea unor grabene mai recente în care a pătruns marea cretacic-superioară și în care s-au păstrat depozitele acestei mari.

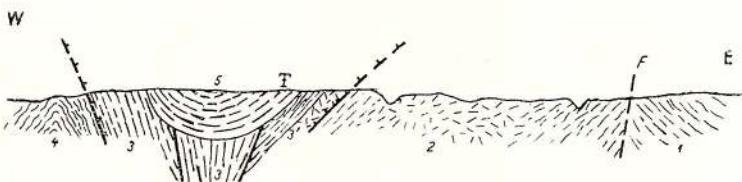


Fig. 43. — Profil schematic pe pîrîul Argintului.  
1, gneiss de Măgura ; 2, gneiss foarte laminé et chloritisé ; 3, quartzites et schistes (complexe inférieur de la série de Rîușorul) ; 3', zone bréchifiées ; 4, schistes chlorito-albitiques (complexe supérieur de la série de Rîușorul) ; 5, Crétacé supérieur à grands Inocérames.

sinclinale estice și vestice, în care se dezvoltă formațiunile seriei de Sibișel.

Acest horst se învecinează la S cu grabenul Cîrligelor de care-l separă o fractură importantă de direcție ENE—WSW.

Horstul Măgurei prezintă o structură de anticlinoriu ; în sămburii anticlinialelor apar de obicei gnais oculare, sub forma unor fișii de direcție NW—SE, în timp ce sinclinalele sunt umplute cu gnais micacee, conținând uneori intercalații înguste de șisturi micacee.

Stilul de cutare este asimetric, observându-se o evidentă aplecare a cutelor către W.

Un sistem de falii transversale fragmentează și deplasează (decalează) fișile de gnais, tulburînd continuitatea lor.

Grabenul Cîrligelor este delimitat spre N și spre E prin linii de fractură. În acest graben se dezvoltă complexul de alternanțe de paragnaise biotitice și micașisturi aparținând seriei de Sadu. Această formațiune, cu caracter ritmic, prezintă o structură în cute culcate, în sămburii cărora apar uneori gnaisele seriei de Măgura.

În partea de vest a regiunii studiate formațiunile seriei de Valea Muntelui sunt tăiate de asemenea de fracturi avînd direcția ENE—WSW; aceste fracturi decoșează terenurile complexului peridotito-gabbroido-amfibolitic.

Trebuie să menționăm de asemenea și o fractură, pusă în evidență în bazinul pîrîului Sibișelului, în amont de confluența cu Valea Muntelui, de-a lungul căreia vin în contact complexe diferite ale seriei de Sibișel ; complexul calcaros, bine dezvoltat spre N dispără, în timp ce complexul grafitos ia o amploare deosebită.

Fig. 43. — Coupe schématique du P. Argintului.  
1, gneiss de Măgura ; 2, gneiss très laminés et chloritisé ; 3, quartzites et schistes (complexe inférieur de la série de Rîușorul) ; 3', zone bréchifiées ; 4, schistes chlorito-albitiques (complexe supérieur de la série de Rîușorul) ; 5, Crétacé supérieur à grands Inocérames.

Acste fracturi sunt probabil mai vechi, însă au fost reluate în timpul mișcărilor alpine.

Astfel, la S de Cisnădioara, depozitele cretacice se continuă între munți, în plină zonă de șisturi cristaline, într-un graben îngust, care începe din pîrîul Argintului și se urmărește pînă în pîrîul Uliilor.

Cretacicul este reprezentat aici prin gresii și conglomerate cenomaniene, bine deschise în zona de obîrșie a pîrîului Rîușorul și pe afluenții lui drepti, între confluența pîrîului Argintului cu pîrîul Uliilor. Conglomeratele de culoare roșcată, conținând galeți de cuarț și de roci gnaisice suportă depozite marnoase cu intercalații nisipoase care conțin concrețiuni elipsoidale calcaroase, bine dezvoltate pe pîrîul Argintului.

Grabenul este mărginit de fracturi dirijate N—S. Trebuie să remarcăm însă că șisturile cristaline sunt foarte brecificate, în timp ce, în depozitele sedimentare, nu se remarcă fenomene asemănătoare ; acest fapt dovedește că fracturile antecretacice care au scufundat inițial acest culoar nu au mai jucat ulterior (fig. 43).

În continuarea grabenului spre S, a fost pusă în evidență o fractură de aceeași direcție, care separă complexul de alternanțe de paragnaise biotitice și micașisturi al seriei de Sadu de seria de Măgura.

Spre W, pe baza studiului aerofotogramelor, a fost pusă în evidență încă o fractură, de direcție N—S.

Pe traseul acestei fracturi am întîlnit, pe culmea dintre bazinul pîrîului Rîușorul și pîrîul Derjanilor, la N de cota 857, depozite sedimentare cretacice, reprezentate prin marne cu intercalații nisipoase și cu concrețiuni elipsoidale.

La S de cătunul Prislop, începînd din ramura dreaptă a pîrîului Tiganilor pînă în versantul stîng al pîrîului Rîușorul, se dezvoltă depozite marnoase, uneori nisipoase, de vîrstă cretacică. Menționăm de asemenea prezența unor gresii albe, constituite din elemente perfect rotunjite de microclin, întîlnite pe una din văugile ce coboară în pîrîul Rîușorului, în amont de confluența cu pîrîul Tiganilor.

Platoul pe care este situat cătunul Prislop, constituît din calcare de vîrstă turonian-senoniană, conținînd elemente detritice de șisturi cristaline slab metamorfozate, este de asemenea mărginit spre W de o fractură dirijată N—S.

*Alte sisteme de fracturi.* În regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu au fost puse în evidență și alte sisteme de fracturi, mai puțin importante. Astfel menționăm fracturile de direcție NNE—SSW din bazinul pîrîului Sibișelului, de-a lungul căror vin în contact terenuri aparținînd diferitelor complexe ale seriei de Sibișel. În bazinul văii Strîmba, affluent al pîrîului Stezii, a fost pusă în evidență o fractură de direcție asemănătoare. Aceste fracturi sunt aproape paralele cu planele de contact anormal din această zonă, încît ele par generate de mișările plicative mai vechi.

## CONCLUZII TECTONICE

Regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu este situată în zona de îmbinare a unor formațiuni cristalofiliene foarte diferite, atît în ceea ce privește natura materialului premetamorfic cît și caracterele proceselor de metamorfism care au afectat în diferite etape acest material, transformîndu-l în tipuri variate de șisturi cristaline.

Diferitele serii de șisturi cristaline separate în regiunea studiată aparțin masivelor cristaline principale care intră în constituția Carpațiilor meridionali, încît rezolvarea relațiilor dintre ele contribuie la elucidarea problemelor tectonice foarte controversate, generate de geologia și structura foarte complicată a acestei porțiuni a arcului carpatic.

Prin cartări și studii amânunțite s-a pus în evidență în Carpați meridionali centrali caracterul transgresiv al formațiunilor slab metamorfozate pe un fundament mai vechi, metamorfozat mai intens. În acest mod ipoteza existenței unei continuități de sedimentare și metamor-

fism în terenurile antecambriene ale Carpațiilor meridionali a fost infirmată.

Harta geologică care a rezultat în urma cercetărilor efectuate demonstrează existența unei structuri în solzi a terenurilor cristalofiliene din partea cea mai internă a pînzei getice. Acest stil este foarte caracteristic îndeosebi pentru zonele tectonice vestice ale unității de Măgura și se reflectă în mod clar în sinclinalele asimetrice ale seriilor de Sibișel și Răsinari, cu încălecări ale unor pene de fundament peste flancurile lor interne. Astfel menționăm încălecarea solzului pîrîul Stezii — dealul Derjanilor peste unitatea de Valea Muntelui și linia de contact anormal pîrîul Ciuparilor—pîrîul Derjanilor—dealul Schiaului, asociate cu o serie de încălecări succesive în zona confluențelor pîrîul Derjanilor și pîrîul Dobrei cu pîrîul Sibișelului, unde au fost cele mai puternice solicitări tectonice. Mișcarea cea mai pronunțată cu vergență vestică este aceea care a produs solzul de Rîușor Cisnădioarei.

Ca o consecință a mișărilor de direcție SW—NE, sinclinalul larg în care s-au depus formațiunile seriilor de Steaza, Sibișel și Răsinari a fost cutat într-o serie de cute asimetrice, încălocate de pene din fundament de tip Măgura ; în partea de E s-a păstrat petecul de acoperire al solzului Rîușor Cisnădioarei, rezultat prin alunecare gravitațională.

Trebuie să remarcăm că în horstul Măgurei se menține același stil de cutare ceva mai puțin accentuat, iar în zonele estice se observă de asemenea încălecări spre vest ale seriilor mai vechi peste sinclinalele seriilor mai noi.

Prin punerea în evidență a structurii în solzi, ipoteza existenței unei linii tectonice importante la W de defileul Oltului, de-a lungul căreia unitățile superioare reprezentate prin masivele Cumpăna—Cozia—Leaota și Făgăraș vin în contact cu Cristalinul Sebeș-Lotru, a suferit de asemenea modificări.

Amintim cu această ocazie că relații anormale între complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit al seriei de Rîușor Cisnădioarei, avînd uneori un fundament de Măgura, și termeni superiori din punct de vedere stratigrafic aparținînd seriei de Sibișel, au fost puse în evidență de asemenea în regiunea de la W de defileul Oltului, începînd din valea Lotrului pînă în valea Uria Cîinenilor ; linia de încălecare trăsată în regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu se



continuă astfel spre S pînă în bazinul văii Lotrului.

Pe baza datelor din literatură am arătat de asemenea că situații asemănătoare au fost puse în evidență în Banatul de W, în regiunea Ocna de Fer — Bocșa Montană (A. Codarcea, 1930), fapt care ne-a determinat să preconizăm extinderea acestei linii tectonice pînă în Banat.

Acest plan de dislocație ale cărui caracteristice au fost arătate mai sus, nu corespunde cu nimic liniei tectonice trasate de A. Streckeisen, aceasta din urmă coincide însă cu linia transgresiunii seriei de Sibișel.

Trebuie să remarcăm de asemenea că din analizarea tectonică plicative a regiunii Rășinari—Cisnadioara—Sadu reiese schimbarea sensului de propagare a mișcărilor orogenice în decursul timpurilor geologice: unitatea de Valea Muntelui și seriile mai vechi ale unității Măgurii (seria de Măgura și seria de Sadu) sunt caracterizate prin curențe cu vergență NE.

În partea de SW a regiunii, în cuprinsul seriei de Valea Muntelui, stilul cutelor este caracterizat printr-o structură asimetrică, anticlinalul din Valea Muntelui avînd flancul estic înclinat spre NE.

Din cercetările deschiderilor de pe traseul vechii căi ferate forestiere de pe versantul din dreapta văii Sadului și a aflorimentelor abrupte din stînga văii, imediat în aval de uzina Sadu I, rezultă de asemenea o tectonică complicată în detaliu prin disarmonii în cutare și zone de brecificare. În general, formațiunile seriei de Sadu sunt caracterizate prin vergență estică a cutelor.

Remarcăm cu această ocazie că seriile intens metamorfozate de la E de Olt, din masivul Făgărașului, prezintă vergență nordice; aceleși vergențe se observă și în Cristalinul Sebeșului.

Structurile în solzi, care prind în sinclinalele lor, seriile slab metamorfozate, prezintă însă vergență vestice indisutabile. Astfel mișcările cu vergență vestice sunt în mod destul de clar noi.

Examinând vergențele structurilor terenurilor cristalofiliene din Carpații meridionali centrali, remarcăm că solzii puși în evidență la W de defileul Oltului mulează exact conturul pînzei getice la contact cu autohtonul.

Deoarece, pînă în prezent, de-a lungul planelor de contact anormal nu s-au întîlnit forma-

țiuni mezozoice, admitem, că, în ultimele epoci de cutare, împingerile și-au schimbat sensul, deci încă înainte de formarea pînzei getice. Mișcările orogenetice au afectat treptat teritoriile situate mai la E, începînd foarte probabil încă din Paleozoic, în timpul epocii hercinice, și culminînd în Mezozoic în timpul fazelor alpine, prin formarea pînzei getice.

## CONSIDERAȚII ASUPRA EVOLUȚIEI PALEOGEOGRAFICE A REGIUNII

Regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu este caracterizată printr-o constituție petrografică și o structură tectonică foarte complexă, datorită unor repetitive procese petrogenetice strîns legate de fenomenele geodinamice vechi, peste care s-au suprapus efectele mișcărilor mai noi, complicînd și mai mult imaginea, și aşa destul de frâmîntată, a acestei interesante portiuni a arcului carpatic meridional.

Din studiul relațiilor stratigrafice și structurale rezultă că terenurile cele mai vechi, care alcătuiesc fundamentalul cristalin general al regiunii studiate, aparțin seriei de Măgura, constituită din diferite tipuri de gnais, asociate cu roci granitoide, care prezintă o dezvoltare largă și caracteristică în masivul Cisnadioarei.

În tot teritoriul studiat, terenurile cele mai vechi, care suportă celelalte serii cristalofiliene mai noi, și care apar în mod constant în baza solzilor din regiune, s-au dovedit a fi diferențe complexe gnaisice aparținînd seriei de Măgura.

Mentionăm astfel: prelungirea complexului gnaisic al masivului Măgura prin bazinul superior al pîrîului Tocilelor și pîrîul Cetății și prin culmea Chiciora—Sorbul pînă în valea Sadului.

Zona de gnais dintră pîrîul Hotarului și pîrîul Ciuparilor se ascute spre N în ramura dreaptă a pîrîului Derjanilor, reapărînd în lentilele-solzi din dreptul confluențelor pîraielor Derjani și Dobra cu pîrîul Sibișelului; zona largă a gnaiselor de Măgura dintre pîrîul Ciuparilor și pîrîul Stezii, trece prin pîraiele Sibișel, Dobra, Valea Muntelui și valea Strîmba.

O parte din materialul din care este constituită această serie gnaisică este, după cum s-a arătat, de proveniență granitoidă, de compozitie granitică, granodioritică și cuarț-dioritică, aparținînd probabil unei cruste foarte vechi arhaice rezultată, la rîndul ei, prin procese de migmati-



zare. Alte gnaise au rezultat, după cum am arătat, prin metamorfozarea unor curgeri de lave acide și tufuri (gnaisele cuarțo-feldspatice) sau, eventual, a unor roci porfirice (gnaisele cuarțoase). În acest sens, putem considera petrogeneza gnaiselor de Măgura ca fiind legată strâns de procesele magmatice, dinamice și diastrofice ale unui fundament foarte vechi, încăt ulterior într-un înveliș molasic, reprezentat prin rocile detritogene ale seriei.

În istoria ulterioară a acestei regiuni trebuie să semnalăm succesiunea unor epoci tectonice care s-a concretizat prin deformări ale scoarței, în general alternative, cu individualizarea unor zone de slabă rezistență și formare de geosinclinale, în care au avut loc revărsări de magme simice și s-au depus sedimente de diferite adâncimi și faciesuri, concomitent cu manifestări ale unui magmatism sialic acid, toate supuse ulterior la o succesiune de procese metamorfice, legate de evoluția geodinamică a regiunii (pl. II).

O primă etapă, foarte veche, în evoluția geologică a regiunii este înregistrată în partea de E, în formațiunile seriei de Sadu. Complexul bazal al seriei, constituit în cea mai mare parte din diferite tipuri de amfibolite, ar putea reprezenta, în parte, un material eruptiv cu caracter slab alcalin, pus în evidență de amfibolii de tipul ferrohastingsitului, care predomină în aceste roci. Complexul de micașisturi cu granați și staurolit, cu dezvoltare faneroblastică, pune în evidență depunerile de adâncime mai mare. În evoluția epocii Sadu se pare că a avut loc o migrare spre vest a geosinclinalului, care s-a concretizat prin formarea unui puternic complex terigen cu caracter ritmic, transformat, sub acțiunea metamorfismului general, într-o alternanță monotonă de micașisturi și paragnaise, depuse pe un fundal de Măgura.

Într-o etapă ulterioară, depozitele geosinclinale cutate și metamorfozate aparținând epocii Sadu au fost exondate, consolidându-se într-un soclu continental. Regiunile din vest au suferit o puternică subsidență rezultând un cuplu monoliminar constituit dintr-o fosă eugeosinclinală, amplasată pe teritoriul de dezvoltare actuală a masivului Sebeș, și o fosă miogeosinclinală, care ocupa zonele de dezvoltare actuală a seriei de Riușorul Cisnădioarei. Aceste fose erau separate printr-un prag continental (fund înalt) constituit din formațiuni gnaisice aparținând seriei de Măgura. De-a lungul flexurii principale care separa

cele două unități crustale majore, pe plane profunde de ruptură, situate între pragul continental și fosa eugeosinclinală, au avut loc veniri masive de magme simice care s-au revărsat pe un fundal de micașisturi, constituind un complex ofiolitic. Formațiunile ofiolitice au fost acoperite de o puternică stivă de sisturi cristaline, alcătuită din alternanțe ritmice de bancuri, de dimensiuni decimetrice, de paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolice, gnaise leucocrate și sisturi micacee care au rezultat din metamorfozarea unor sedimente ritmice psamito-pelitice argiloase sau marnoase, cu intercalații de tufuri acide depuse în perioada de umplere a geosinclinalului, constituind împreună seria de Valea Muntelui.

În urma unei noi faze de paroxism orogenic, însoțită de metamorfozarea și migmatizarea depozitelor sedimentare și ofiolitice, zona eugeosinclinală a început să se ridice, în timp ce, spre continent, sedimentarea se continuă în zona cu caracter miogeosinclinal. În această fosă s-au acumulat o serie de depozite cu caracter vulcano-sedimentogen care au fost transformate apoi în sisturi cristaline prin procese de metamorfism de grad mult mai redus, neînsoțite de fenomene de migmatizare.

După consolidarea ariilor geosinclinale aparținând acestui cuplu monoliminar, în zonele de rezistență mai mică, din dreptul pragului continental, se instalează fose geosinclinale cu caracter eugeosinclinal, marind începutul unei noi epoci tectonice. În zonele de flexură dintre formațiunile consolidate recent și fosă s-au produs revărsări de magme simice (complexul sisturilor amfibolice al seriei de Sibișel), peste care s-au depus sedimente terigene, bine dezvoltate în partea centrală a regiunii studiate. Depozite calcaroase și mixte, cu caracter paralic, încheie primul ciclu de sedimentare al acestor fose geosinclinale.

Printronouă afundare, datorită mișcărilor oscilatorii, se instalează fose cu caracter miogeosinclinal în regiunea Rășinarilor, cu depozite blastopsefite bine sortate la bază și depozite terigene mai fine, la partea superioară.

După umplerea acestor fose și după cutarea și metamorfozarea depozitelor acumulate la nivelul faciesului sistemelor verzi, urmează o lungă perioadă de exondare ale cărei începuturi trebuie căutate probabil în timpul Paleozoicului.



Eventuale reveniri ale mării în Carbonifer sau în timpuri mai recente, puse în evidență în regiunile vestice ale Carpaților meridionali (Banat) sau estice (Perșani), nu pot fi semnificate din lipsă de documente stratigrafice.

În timpul Cretacicului superior, apele mării pătrund în regiune de-a lungul unor grabene înguste, care, nu este exclus să se fi prelungit spre sud pînă la Brezoi, unde au fost găsite urmele unui asemenea canal cretacic în bazinul văii Boulei.

Mările ulterioare, care au ocupat bazinul Transilvaniei, au scăldat terenurile cristaline exondate din împrejurimile Rășinarilor și Sadului.

### CONCLUZII GENERALE

Cercetările geologice pe care le-am efectuat în regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu ne-au condus la o nouă interpretare a istoriei geologice a acestei porțiuni din Carpații meridionali centrali.

Aplicînd metode moderne de cercetare în studiul terenurilor cristalofiliene, am reușit să aducem puncte de vedere noi în problemele de stratigrafie și tectonică, care fuseseră deja abordate de cercetătorii anteriori, contribuind la elucidarea lor.

Prin sintetizarea tuturor datelor cunoscute pînă în prezent am încercat să punem în evidență mersul evenimentelor geologice, începînd din timpuri precambriene foarte vechi pînă în tipurile cele mai recente. În acest sens, am reușit să sesizăm existența mai multor cicluri geologice ale căror depozite au fost cutate și metamorfozate în epoci tectonice succesive, căutînd să decelăm caracteristicile lor atît din punct de vedere litologic cât și din punct de vedere metamorfic și tectonic; această sarcină a fost cu atît mai grea cu cât aceste caracteristici au fost estompată sau chiar modificate adesea, prin suprapunerea efectelor diferitelor epoci de cutare și metamorfism.

Deoarece cercetările anterioare care au fost efectuate în regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu s-au axat mai mult pe studiul mineralologic-petrografic și chimic al terenurilor cristalofiliene am încercat să aducem puncte de vedere noi, în scopul rezolvării problemelor complexe pe care le pune teritoriul cuprins între pîrul Stezii și valea Sadului, prin studiul minutios al structurii și texturii rocilor.

În acest mod, ținînd seama bineînțeles de compoziția petrografică a rocilor și de chimismul lor, am încercat să deducem natura primordială a rocilor metamorfice, pentru a putea apoi să decelăm condițiile lor de formare, atît în etapele de depunere a sedimentelor și de consolidare a rocilor magmatice, cât și în etapele ulterioare de evoluție metamorfică și structurală a teritoriului cercetat. Astfel, am putut deosebi: complexe vulcanogene ofiolitice, complexe vulcanosedimentogene, complexe sedimentogene ritmice, care pun problema unor formațiuni primordiale cu caracter de fliș, complexe detritogene cu aspecte molasice, complexe paralice.

Stabilirea caracterelor premetamorfice ale diferitelor formațiuni au stat la baza reconstituirii vechilor cicluri geologice; fiecare complex prin caracterele sale litologice corespunde uneia din etapele principale, cunoscute în evoluția geosinclinelor. Prin înlăntuirea acestor etape au putut să fie reconstituite uneori cicluri geologice complete, ca ciclul geologic Valea Muntelui și ciclul geologic Sibișel.

Problemele de metamorfism general au constituit de asemenea una din preocupările principale în cadrul studiilor care s-au efectuat în regiunea Rășinari—Cisnadioara—Sadu. De la început am remarcat că fiecare serie de sisturi cristaline este caracterizată și prin gradul său de metamorfism. Bineînțeles am constatat variații de intensitate ale proceselor metamorfice; aceste variații, marcate prin caracterul cristaloblastezi și prin prezența anumitor minerale tipomorfe, nu depășeau niciodată însă anumite limite.

Prin urmărirea atentă a raportului dintre poziția diferitelor pachete de sisturi cristaline și gradul și caracterele proceselor de metamorfism general am constatat însă uneori neconcordanțe din punct de vedere metamorfic: aceste neconcordanțe apăreau pe teren pe distanțe foarte mici (zeci sau sute de metri), necorespunzînd în mod vădit cu desfășurarea obișnuită a proceselor metamorfice, cunoscută din schemele clasice, care se efectuează de obicei pe distanțe de ordinul kilometrilor. Ele nu se puteau explica prin oscilațiile pe verticală a undei metamorfice sau prin aporturi magmatice, care să genereze astfel de procese. Astfel s-a impus de la sine ideea suprapunerii mai multor epoci de metamorfism.



Atunci cînd procesele metamorfice care au acționat asupra pachetelor de șisturi cristaline preexistente, au fost caracterizate aproximativ prin aceeași intensitate, efectele lor ulterioare sunt destul de greu de pus în evidență. Din aceste motive problemele genetice privind unele formațiuni cristalofiliene (de exemplu geneza gnaiselor oculare), au fost întotdeauna foarte controverse, fiecare autor aducînd argumente logice, în acord cu realitățile geologice, pentru sprijinirea ipotezei sale.

Numai dacă privim desfășurarea acestor procese geologice, în timp și în spațiu, la scară regională, putem să desprindem din noianul de observații, datele esențiale pentru a ajunge la o concluzie logică, în acord cu istoria geologică foarte complicată a terenurilor precambriene.

Trebuie să remarcăm de asemenea că suprapunerea unor procese de metamorfism general de grad mai scăzut, au produs transformări evidente în terenurile de fundament mai intens metamorfozate. Aceste transformări au fost descrise și caracterizate ca procese de metamorfism regresiv. Pe baza studiului lor, s-a conturat ideea transgresivității seriilor slab metamorfozate pe un fundament consolidat, constituit din șisturi cristaline, intens metamorfozate. Zonele de tranziție între șisturile cristaline mezozonale și epizonale puse în evidență de autorii anterioari (Şt. Ghîka-Budești) s-au dovedit astfel a fi zone de metamorfism regresiv.

Elementele detritice puse în evidență în formațiunile slab metamorfozate ale seriei de Sibișel, provenind în mod clar prin dezagregarea

rocilor din fundument, marchează de asemenea existența unei discordanțe stratigrafice și metamorfice.

Utilizarea metodei microtectonice aduce date suplimentare, dovedind existența unor discordanțe structurale.

Prin descoperirea și determinarea resturilor vegetale, reprezentate prin ultramicrospori și aleje din grupul *Riffenites* N a u m. (N. S. N a m o v a, M. C o d a r c e a, V. I l i e s c u, 1962) formațiunile slab metamorfozate ale seriei de Sibișel au putut fi date. În acest fel, pentru prima dată s-a pus în evidență prezența Rifeanului pe baze paleontologice, în terenurile cristalofiliene din Carpații românești.

Toate aceste date contribuie la argumentarea ipotezei transgresivității formațiilor slab metamorfozate și la stabilirea epocilor de cutare și metamorfism mai recente. În acest mod se poate preconiza cutarea și metamorfozarea seriei de Sibișel în timpul epocii baicaliene (assytntice). Diferențele de metamorfism observate între seria de Sibișel și seria de Răsinari pledează pentru admiterea acțiunii epocii tectonice hercinice, în cazul cînd se va putea dovedi vîrsta ordoviciană a formațiunilor seriei de Răsinari.

Trebuie să mai amintim că sensul de propagare al undelor orogenice s-a schimbat în de cursul timpurilor, epocile tectonice mai vechi proterozoice inferioare sau arhaice caracterizîndu-se prin vergențe NE, în timp ce epocile de cutare paleozoice și mezozoice prezintă vergențe SW.



## B I B L I O G R A F I E

- ACKNER M. J. (1855). Mineralogie Siebenbürgens, mit geognostischen Andeutungen. Hermannstadt.
- AUBOUIN J. (1959). Les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.* II, fasc. 3, (1958).
- BIELTZ A. (1833—1834). Beiträge zur geologisch-geognostischen Kenntnis von Siebenbürgen. *Transsylvania*, I.
- BOGDANOV A. A. (1961). Problém uztahu Kale-donské a variské tektonogeneze v centralním Kazachstánu. *Knihovna ústrudníku ústavu geologického*, svazak 36, Praha.
- BOGDANOV A. A., MURATOV M. V., KHAIN V. E. (1963). Eléments structuraux fondamentaux de la croûte terrestre. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), V/4 Paris.
- BOGDANOV A. A. (1963). Sur le terme „étage structural“. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2) V/4. Paris.
- BREM I. A. (1854) Über die Steinkohlen von Urikány am Vulcan-Passe, Michelsberg und Holbák. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. z. Naturwiss.* V.
- BRUNN J. H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Géol. des Pays helléniques*, VII.
- BRUNN J. H. (1960). Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. de Géographie physique et de Géologie dynamique*, II, fasc. 3.
- BRUNN J. H. (1961). Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. de Géogr. phys. et Géol. dyn.* IV, fasc. 2.
- CODARCEA AL. (1930). Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* XV.
- CODARCEA-DESSILA M. (1961). Contribuționi la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali centrali la W de Olt. *Studii și cercet. de geol.* T. VI, nr. 3. București.
- CODARCEA-DESSILA M. (1962). Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților meridionali centrali. *Studii și cercet. de geol.* nr. 3—4.
- DESTOMBES J. G., RAGUIN E. (1960). Sept coupes à travers le massif de gneiss de l'Aston (Pyrénées de l'Ariège). *Bull. de la Soc. géol. de France*, T. II, seria 7.
- DUBERTRET L. (1960). Géologie des Roches vertes de la Syrie et de Hatay (Turquie). *Notes et mémoires sur le Moyen Orient*. T. IV.
- DIMITRESCU R. (1964). Studiul geologic și petrografic al părții de E a masivului Făgăraș. *An. Com. Geol.* XXXIII.
- GLANGEAUD L. (1952). Réflexions sur les travaux de la XV-ème section (Paléovolcanologie et tectonique), XIX Congr. géol. intern. Alger, Sect. XV, fasc. XVII.
- GHERASI N., DIMITRESCU R. (1964). Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1940). Les Carpates méridionales centrales (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Géol. Roum.* XX.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1934). Les faciès cristalophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt, leur répartitions et leurs rapports. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXII.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1934). Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului. Carpates méridionales. Roumanie. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1942). Métamorphites et migmatites dans les Carpates méridionales. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* V.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1941). Les plagioclases farcis et la métablastèse des granogneiss. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI.
- GHIKA-BUDEȘTI ST. (1941). Observation au sujet de: Das Kristallin des Sebeser und Zibins Gebirges par Dr. A. Vendl. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXI.
- GROSSHEIM V. E. (1960). Unele trăsături ale petrografiei și paleogeografiei sedimentelor din formațiunile geosinclinale (ca exemplu fiind luată reg. cutată a Caucazului). *An. Rom.-Sov. Seria Geol.-Geogr.* Nr. 2.



- GUITARD G. (1958). Gneiss acides d'origine rhyolitiques dans le massif du Canigou (Pyrénées Orientales). *C.R. somm. de séances de la Soc. Géol. de France*, nr. 2.
- GUITARD G. (1961). Micropertites d'origine volcanique dans les gneiss oeillés du Canigou (Pyrénées Orientales). *Bull. Soc. franc. Minier-Crist.* LXXXIV.
- HAIN V. E. (1951). Cele mai importante tipuri de dezvoltare geosinclinală. *Dokladi Academii Nauk S.S.R.*, LXXXI, nr. 3.
- HAIN V. E., SEINMANN I. M. (1960). O sută de ani a teoriei despre geosinclinale. *Sovetskaia Geologija*, nr. 11. Moscova.
- HAUER F. (1859). Geologie der Umgebung von Hermannstadt. *Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt*.
- HAUER F., STACHE G. (1885). Geologie Siebenbürgens. Wien.
- ILIE M. (1955). Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei. *An. Com. Geol.* XXVIII.
- LEMOINE M. (1955). Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolithes des schistes lustrées du Queyras (Mts Alpes). *C.R. somm. S.G.F.*
- MOECKEL K. (1918). Die petrographischen Verhältnisse der südlich Resinar gelegenen Berggegend. Diss.
- MRAZEC L. (1904). Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (Versant roumain). Wien.
- NAUMOVA S. N., CODARCEA-DESSILA M., ILIESCU V. (1962). Asupra prezenței Rifeanului în unele formațiuni cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali. *Comunicările Acad. R.P.R.*, Nr. II, București.
- PAPIU C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al mas. Poiana Rusă. *D.S. Com. Geol.* XL, (1952—1953). București.
- PAPIU C. V., POPESCU A., SERAFIMOVICI A., DUTU M., DIACONITĂ C. (1963). Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D.S. Com. Geol.* XLVII. București.
- PAPIU C. V., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. (1964). Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Rusă. *D.S. Com. Geol.* XLIX/2. București.
- PAPIU C. V., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. (1963). Considerații petrogenetice asupra rocilor carbonatate epizonale din mas. Poiana Rusă. *Congr. V. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică*, vol. II *Mineralogie-Petrografie*, București.
- PAPIU V. C. (1960). Petrografia rocilor sedimentare. Edit. Științ. București.
- PAVELESCU L. (1956). Rocile ultrabazice din Carpații Meridionali. *An. Rom.-Sov. seria geol.-geogr.* Nr. 2.
- PAVELESCU L. (1955). Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.* XXVIII.
- PEIVE A. V., SINIȚIN N. V. (1950). Unele teorii fundamentale asupra studiului geosinclinalelor. *Izv. Acad. Nauk. S.S.R. Ser. geol.* 4. Moscova.
- PEIVE A. V. (1956). Legătura sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămintelor de minereuri cu fracturile de adâncime. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* Nr. 4.
- POPESCU-VOITEȘTI I. (1914). La nappe du Conglomérat de Bucegi dans la vallée de l'Olt avec des nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII.
- RÄILEANU GR., NÄSTASEANU S. (1959). Asupra prezenței formei Arthropycus alleghanensis (Harlan) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (V. Idegului). *An. Univ. C. I. Parhon, Șt. Nat.*, nr. 18, București.
- RÄILEANU GR., PAVELESCU L. (1961). Considerații generale asupra vîrstei sisturilor cristaline din Autohtonul Carpaților Meridionali. *Congr. al V-lea Asoc. Geol. Carpato-Balcanică*, vol. II *Mineralogie-Petrografie*. București.
- REINHARD M. (1910). Die kristallinen Schiefer des Făgăraș Gebirges in den rumänischen Karpaten. *An. Inst. Geol. Rom.* III.
- ROUTHIER P. (1945). Sur l'origine des Roches vertes. *C.R. somm. S.G.F.*
- ROUTHIER P. (1946). Vulcano-Pluton sous-marin du cortège ophiolitique. *C.R. Ac. Sc.* 222.
- SCHMIDT O. (1930). Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVII.
- SEMAKA AL. (1961). Asupra vîrstei formațiunii de Schela. *Congr. V-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice*, vol. III/2 *Stratigrafie*. București 1963.
- SEMENENKO N. P. (1958). Dezvoltarea teoriei metamorfismului. *An. Rom.-Sov., Geol.-Geogr.* Nr. 4.
- SEMENENKO N. P. (1953). Problemele metamorfismului. *An. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.*, Nr. 5.
- STRAHOV N. M. (1951). Problema teoriei generale a procesului de sedimentație. *An. Rom.-Sov. Geol.-Geogr.* Nr. 2.
- STRECKEISEN A. (1934). Sur la tectonique des Carpathes méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI.
- TERMIER H., TERMIER G. (1956). L'évolution de la lithosphère — I — Pétrogenèse. Paris.
- TERMIER H., TERMIER G. (1956). L'évolution de la lithosphère — II — Orogenèse. Paris.
- VENDL A. (1932). Das Kristallin des Sebeșer und Zibin-Gebirges. *Geologica Hungarica*, IV, Budapest.
- VOINOVSKI-KRIGHER K. G. (1956). Stabilitatea condițiilor faciale și a limitelor lor în trecutul geologic. *An. Rom.-Sov. seria Geol.-Geogr.* Nr. 4.

## **PLANŞA**

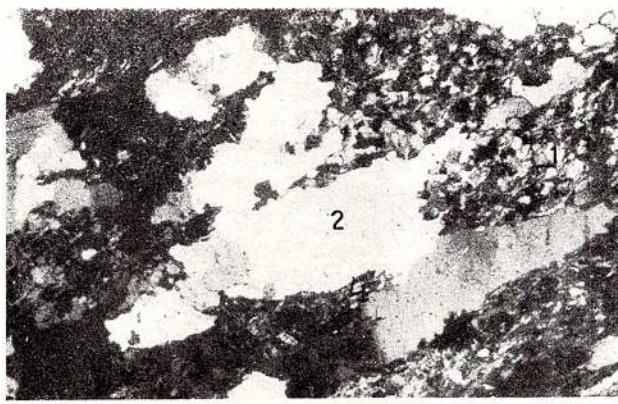


Institutul Geologic al României

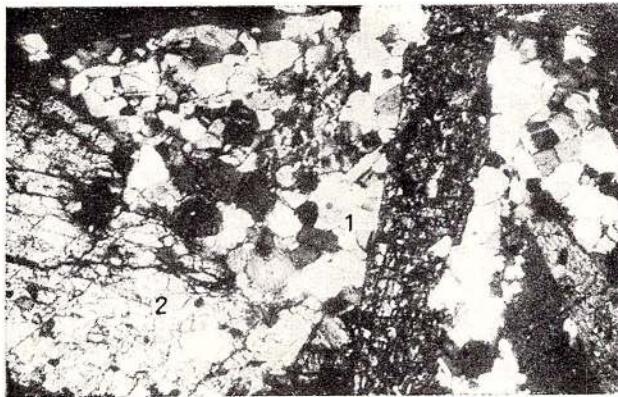
## PLANŞA I

- Fig. 1. — Gnais cuarțos. Pîrîul Sibișelului. N+x.28.  
1, plagioclaz + sericit ; 2, cuarț ; 3, biotit ;  
4, muscovit.
- Gneiss quartzeux. Pîrîul Sibișelului. N+x. 28.  
1, plagioclase + séricite ; 2, quartz ; 3, biotite ; 4, muscovite.
- Fig. 2. — Seria de Sadu — complexul amfibolitic.  
Valea Sadului N+x.28.  
1, plagioclaz ; 2, amfibol.  
Série de Sadu — complexe amphibolitique.  
Vallée de Sadu. N+x.28.  
1, plagioclase ; 2, amphibole.
- Fig. 3. — Amfibolit. Seria de Sadu — complexul  
amfibolitic. Valea Sadului. N+x.28.  
1, amfibol ; 2, plagioclaz.  
Amphibolite. Série de Sadu — complexe  
amfibolitique. Vallée de Sadu. N+x.28.  
1, amphibole; 2, plagioclase.

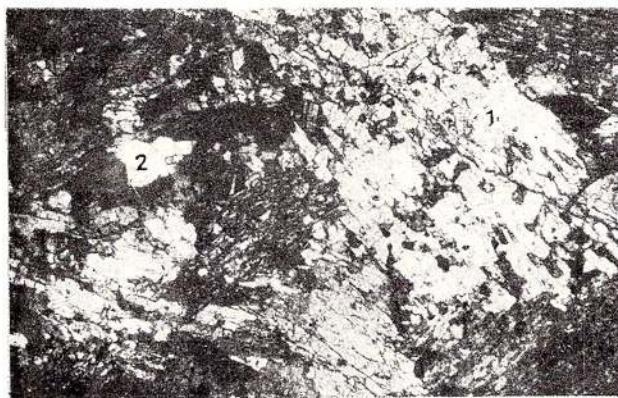




1



2



3

**PLANŞA II**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — řist biotitic cu granat și staurolit. Seria de Sadu — complexul amfibolitic. Valea Sadului. N+.x.28.

1, plagioclaz ; 2, biotit ; 3, granat ; 4, staurolit ; 5, aggregate fine micacee rezultate prin alterația staurolitului.

Schiste biotitique à grenat et staurolite. Série de Sadu — complexe amphibolitique. Valea Sadului. N+.x.28.

1, plagioclase; 2, biotite; 3, grenat; 4, staurolite; 5, agrégats fins micacés résultés par altération du staurolite.

Fig. 2. — Cuarþit. Seria de Sadu — complexul amfibolitic. Valea Sadului. N+.x.28.

1, cuarþ.

Quartzite. Série de Sadu — complexe amphibolitique. Valea Sadului. N+.x.28.

1, quartz.

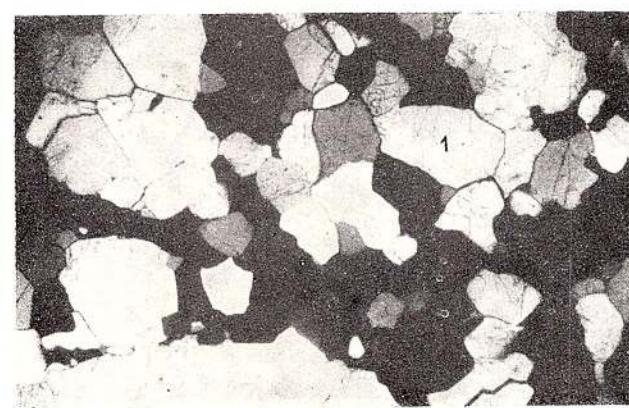
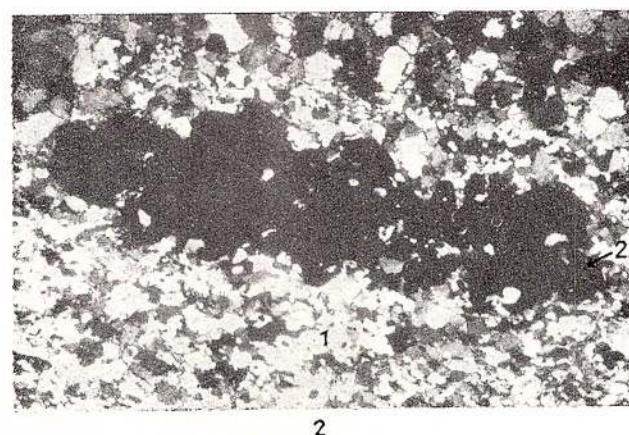
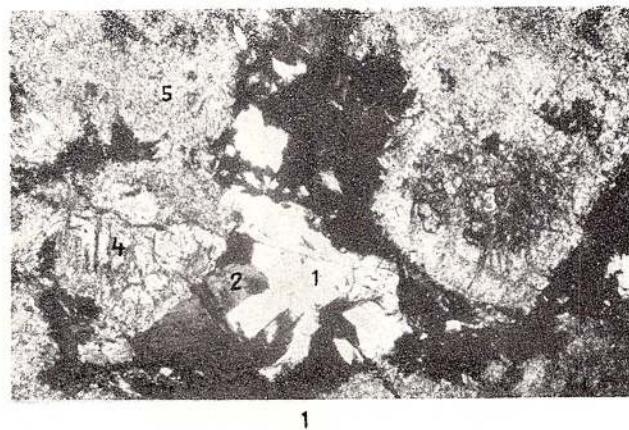
Fig. 3. — Cuib de cuarþ. Seria de Sadu — complexul amfibolitic. Valea Sadului N+.x.28.

1, cuarþ.

Nid de quartz. Série de Sadu — complexe amphibolitique. Valea Sadului. N+.x.28.

1, quartz.





**PLANŞA III**



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — Cuib de cuarț cataclazat. Seria de Sadu — complexul amfibolitic. Valea Sadului. N+.x.28.

1, cuarț cu extincție ondulatorie; 2, aggregate mărunte cuarțoase.

Nid de quartz cataclasé. Série de Sadu — complexe amphibolitique. Valea Sadului. N+.x.28.

1, quartz à extinction ondulatoire ; 2, agrégats menus quartzeux.

Fig. 2. — Micașist. Seria de Valea Muntelui — complexul micașisturilor cuarțoase. Valea Muntelui. N+.x.28.

1, biotit ; 2, muscovit ; 3, cuarț ; 4, aggregate fine micacee.

Micaschiste. Série de Valea Muntelui — complexe des micaschistes quartzeux. Valea Muntelui. N+.x.28.

1, biotite ; 2, muscovite ; 3, quartz ; 4, agrégats fins micacés.

Fig. 3. — Micașist. Seria de Valea Muntelui — complexul micașisturilor cuarțoase. Pârâul Sibișelului. N+.x.28.

1, biotit ; 2, muscovit ; 3, cuarț ; 4, staurolit ; 5, aggregate fine micacee.

Micaschiste. Série de Valea Muntelui — complexe des micaschistes quartzeux. Pârâul Sibișelului. N+.x.28.

1, biotite ; 2, muscovite ; 3, quartz ; 4, staurolite ; 5, agrégats fins micacés.





1



2



3

## **PLANŞA IV**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV

Fig. 1. — Wehrlit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona bazală. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, olivină ; 2, diallag ; 3, uralit ; 4, minerale serpentinice.

Wehrlite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone basale. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, olivine ; diallage ; 3, uralite ; 4, minéraux serpentiniques.

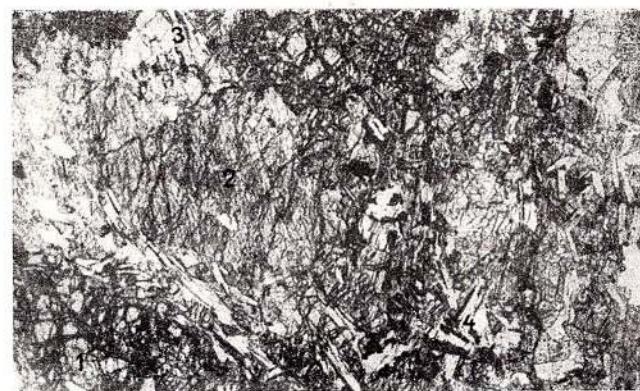
Fig. 2. — Dunit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona bazală. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, olivină ; 2, minerale serpentinice.

Dunite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone basale. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, olivine; 2, minéraux serpentiniques.

Fig. 3. — Meladiorit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Partea bazală a zonei mediane. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, hornblendă ; 2, plagioclaz ; 3, sfen.

Méliadiorite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique. Partie basale de la zone médiane. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, hornblende ; 2, plagioclase ; 3, sphène.





## **PLANŞA V**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA V

Fig. 1. — Gabbro. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona mediană. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, uralit ; 2, saussurit.

Gabbro. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone médiane. Valea Muntelui. N//.x28.

Fig. 2. — Flasergabbro. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona mediană. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amfibol ; 2, saussurit ; 3, epidot.

Flasergabbro. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone médiane. Valea Muntelui. N || .x28.

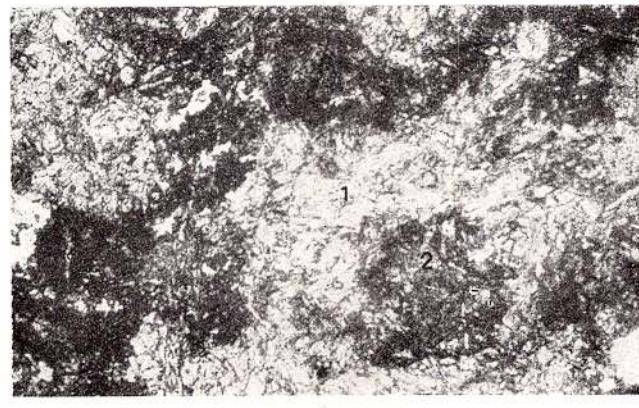
1, amphibole ; 2, saussurite ; 3, epidote.

Fig. 3. — Flasergabbro. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona mediană. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amfibol ; 2, saussurit ; 3, epidot.

Flasergabbro. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone médiane. Valea Muntelui. N || .x28.

1, amphibole ; 2, saussurite ; 3, epidote.

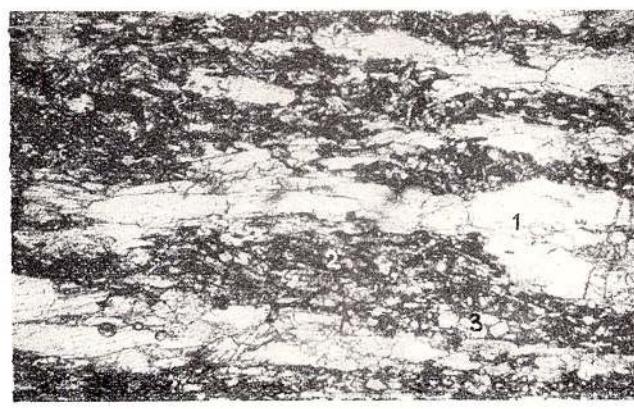




1



2



3

PLANŞA VI



## PLANŞA VI

Fig. 1. — Flasergabbro. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona mediană. Valea Muntelui. N + .28x.  
1, amfibol ; 2, epidot.

Flasergabbro. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone médiane. Valea Muntelui. N + .x28.  
1, amphibole ; 2, épidoite.

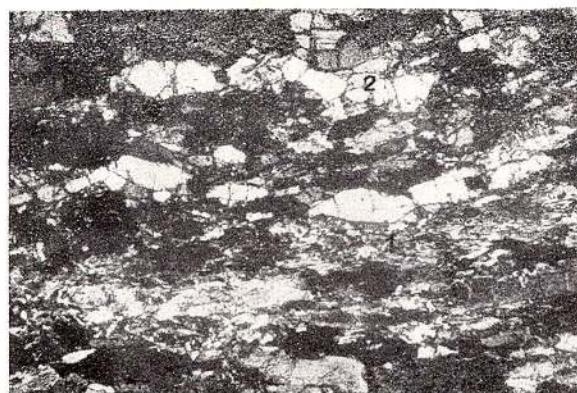
Fig. 2. — Amfibolit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona superioară. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amfibol ; 2, plagioclaz ; 3, sfen.

Amphibolite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone supérieure. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amphibole; 2, plagioclase; 3, sphène.

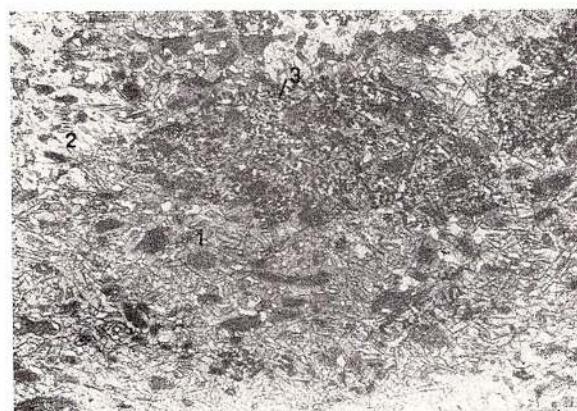
Fig. 3. — Amfibolit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona superioară. Valea Muntelui. N || .x28  
1, amfibol ; 2, plagioclaz ; 3, magnetit ;  
4, sfen.

Amphibolite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone supérieure. Valea Muntelui. N || .x28.  
1,amfibole ; 2, plagioclase ; 3, magnétite ;  
4, sphène.





1



2



3

## **PLANŞA VII**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA VII

Fig. 1. — Plagioclazit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. Valea Muntelui. N+.x28.

1, plagioclaz.

Plagioclasite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique. Valea Muntelui. N+.x28.

1, plagioclase.

Fig. 2. — Actinolit. Seria de Valea Muntelui — complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic — zona superioară. Valea Muntelui. N+.x28.

1, actinot.

Actinolite. Série de Valea Muntelui — complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique — zone supérieure. Valea Muntelui. N+.x28.

1, actinote.

Fig. 3. — Paragnais. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.

1, biotit ; 2, muscovit ; 3, plagioclaz ; 4, cuarț.

Paragneiss. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, biotite ; 2, muscovite ; 3, plagioclase ;  
4, quartz.

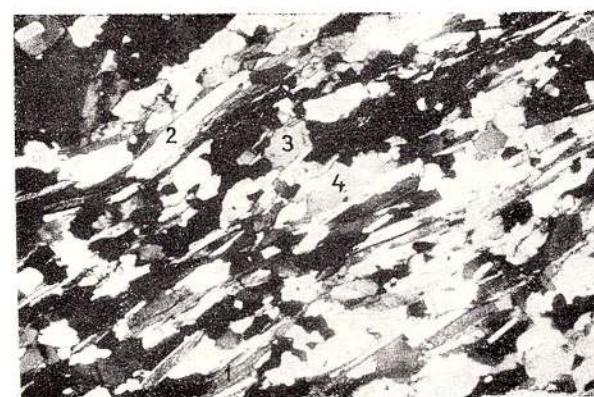




1



2



3

**PLANŞA VIII**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA VIII

Fig. 1. — Paragnais. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gneise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.

1, biotit ; 2, muscovit ; 3, plagioclaz ; 4, cuarț.  
Paragneiss. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, biotite ; 2, muscovite ; 3, plagioclase ;  
4, quartz.

Fig. 2. — Gnais leucocrat microblastic. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gneise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.

1, muscovit ; 2, plagioclaz ; 3, cuarț.

Gneiss leucocrate microblastique. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, muscovite ; 2, plagioclase ; 3, quartz.

Fig. 3. — Gnais leucocrat fanerooblastic. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gneise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.

1, plagioclaz ; 2, cuarț.

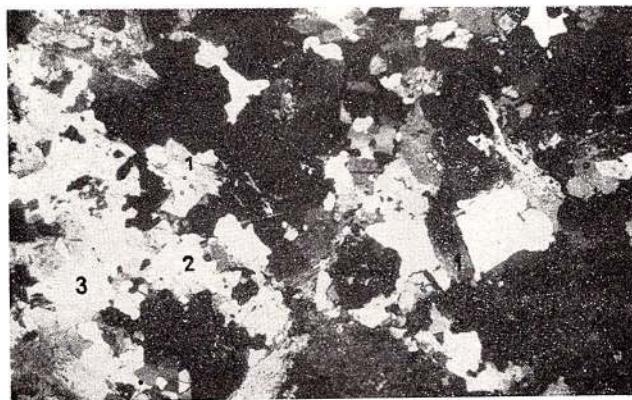
Gneiss leucocrate phanéroblastique. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, plagioclase ; 2, quartz.





1



2



3

## PLANŞA IX



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IX

Fig. 1. — Gnais granitoid. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.  
1, plagioclaz ; 2, cuarț.

Gneiss granitoïde. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, plagioclase ; 2, quartz.

Fig. 2. — Pegmatit — filon discordant. Seria de Valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Drumul de pe versantul stâng al Văii Muntelui. N+.x28.  
1, plagioclaz ; 2, cuarț.

Pegmatite — filon discordant. Série de Valea Muntelui — complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Chemin sur le versant gauche de Valea Muntelui. N+.x28.

1, plagioclase ; 2, quartz.

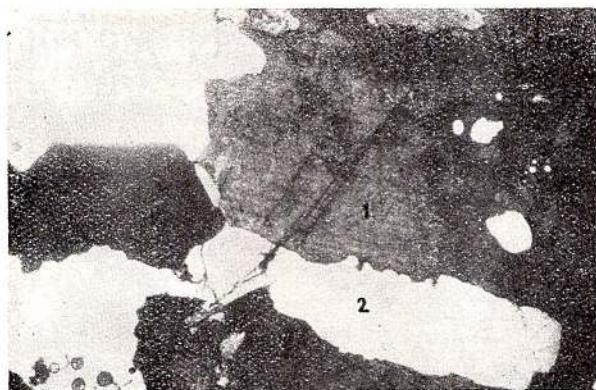
Fig. 3. — Șist cu porfiroblast de albit. Seria de Rîușorul Cisnădioarei — complexul șisturilor cu porfiroblast de albit. Bazinul pîrului Rîușorul. N+.x28.

1, biotit ; 2, muscovit ; 3, albit ; 4, cuarț.

Schiste à porphyroblastes d'albite. Série de Rîușorul Cisnădioarei — complexe des schistes à porphyroblastes d'albite. Bassin de Pîrul Rîușorul. N+.x28.

1, biotite ; 2, muscovite ; 3, albite ; 4, quartz.

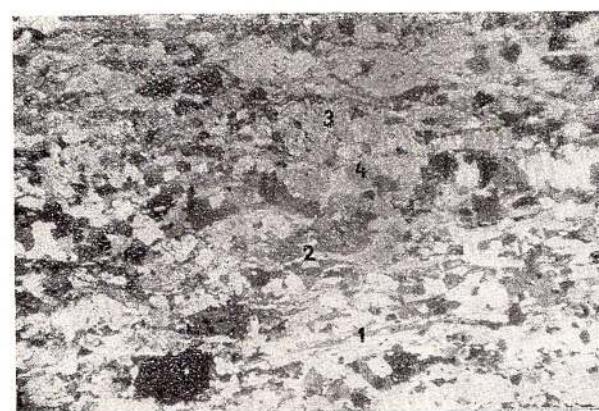




1



2



3

## PLANŞA X

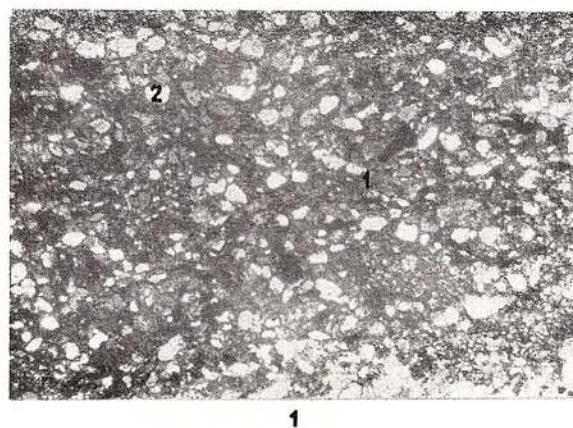


Institutul Geologic al României

## PLANŞA X

- Fig. 1. — řist clorito-albitic. Seria de Riușorul Cisnădioarei — complexul ſiſturilor clorito-albitice. Pîrîul Riușorul Cisnădioarei. N+.x28.  
1, clorit ; 2, albit.  
Schiste chlorito-albitique. Série de Riușorul Cisnădioarei — complexe des chistes chlorito-albitiques. Pîrîul Riușorul Cisnădioarei. N+.x28.  
1, chlorite; 2, albite.
- Fig. 2. — Metagranodiorit. Seria de Riușorul Cisnădioarei. Pîrîul Tiganilor. N+.x28.  
1, schachbrettalbit ; 2, cuarăt.  
Métagranodiorite. Série de Riușorul Cisnădioarei. Pîrîul Tiganilor. N+.x28.  
1, schachbrettalbite ; 2, quartz.
- Fig. 3. — Rocă porfiroidă. Seria de Riușorul Cisnădioarei. Pîrîul Derjanilor. N+.x28.  
1, schachbrettalbit ; 2, cuarăt ; 3, biotit ; 4, muscovit.  
Roche porphyroïde. Série de Riușorul Cisnădioarei. Pîrîul Derjanilor. N+.x28.  
1, schachbrettalbite ; 2, quartz ; 3, biotite ;  
4, muscovite.





**PLANŞA XI**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XI

Fig. 1. — Bostonit. Seria de Râuşorul Cisnădioarei.  
Dealul Schiaului. N+.x28.

1, fenocristale de ortoză pertitică ; 2, păte  
— microlite de ortoză.

Bostonite. Série de Râuşorul Cisnădioarei.  
Dealul Schiaului. N+.x28.

1, phénocristaux d'orthose pertitique ; 2, pâte  
— microlites d'orthose.

Fig. 2. — Paragnais blastopsefitic. Subseria de Steaza.  
Pîrîul Coştii. N+.x28.

1, galeți (plagioclaz și rocă gnaistică) ; 2, ci-  
ment mărunt cuarțo-plagioclazic.

Paragneiss blastopséphitique. Sous-série de  
Steaza. Pîrîul Coştii. N+.x28.

1, galets (plagioclase et roche gneissique) ;  
2, ciment menu quartzo-plagioslasique.

Fig. 3. — Paragnais blastopsamitic. Subseria de Stea-  
za. Pîrîul Coştii. N+.x28.

1, granule detritice de plagioclaz ; 2, ciment  
cuarțo-plagioclazic ușor micaceu.

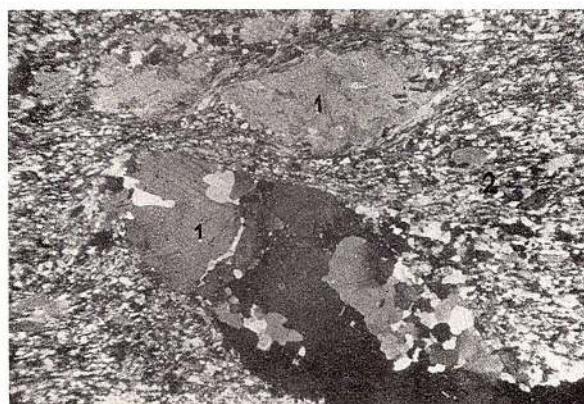
Paragneiss blastopsammitique. Sous-série de  
Steaza. Pîrîul Coştii. N+.x28.

1, granules détritiques de plagioclase ; 2,  
ciment quartzo-plagiolasique faiblement  
micacé.





1



2



3

**PLANŞA XII**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XII

Fig. 1. — Cuarțit biotitic. Subseria de Steaza. Pîrul Coștii. N+.x28.

1, granule detritice de cuarț ; 2, ciment cuarțos-biotitic.

Quartzite biotitique. Sous-série de Steaza. Pîrul Coștii. N+.x28.

1, granules détritiques de quartz ; 2, ciment quartzeux-biotitique.

Fig. 2. — Flasergabbro. Seria de Sibișel — complexul șisturilor amfibolice. Culmea dintre bazinul văii Sadului și bazinul Pîrului Sibișel. N+.x28.

1, uralit ; 2, saussurit.

Flasergabbro. Série de Sibișel — complexe des schistes amphiboliques. Crête entre le bassin de vallée Sadului et le bassin de Pîrul Sibișel, N+.x28.

1, ouralite ; 2, saussurite.

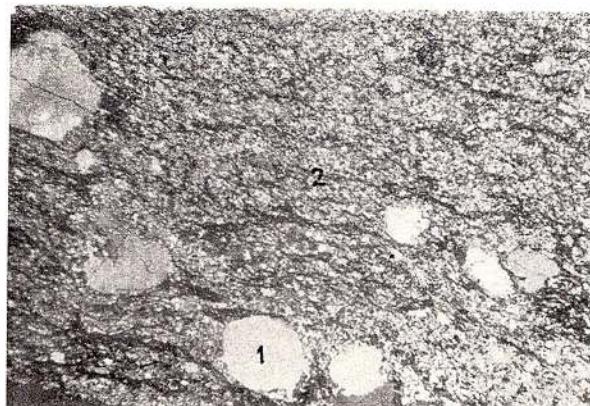
Fig. 3. — Șist amfibolitic nodular. Seria de Sibișel — complexul șisturilor amfibolitice. Valea Muntelui. N+.x35.

1, uralit ; 2, resturi relicte de diallag.

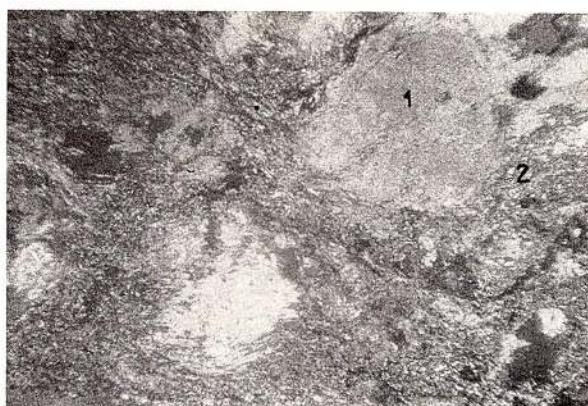
Schiste amphibolique nodulaire. Série de Sibișel — complexe des schistes amphiboliques. Valea Muntelui. N+.x35.

1, ouralite ; 2, débris relict de diallage.

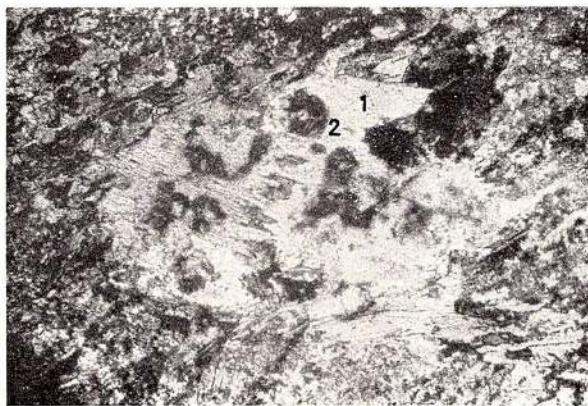




1



2



3

**PLANŞA XIII**

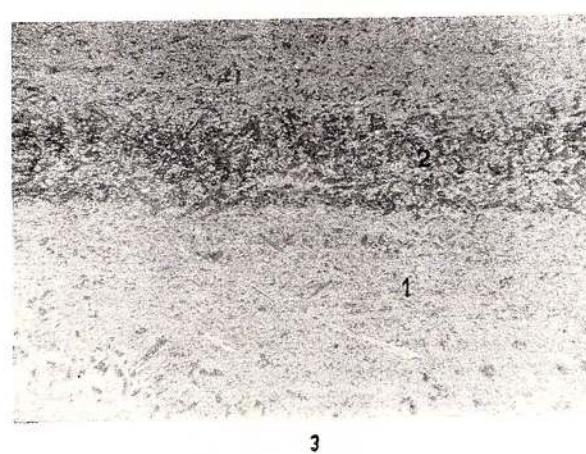
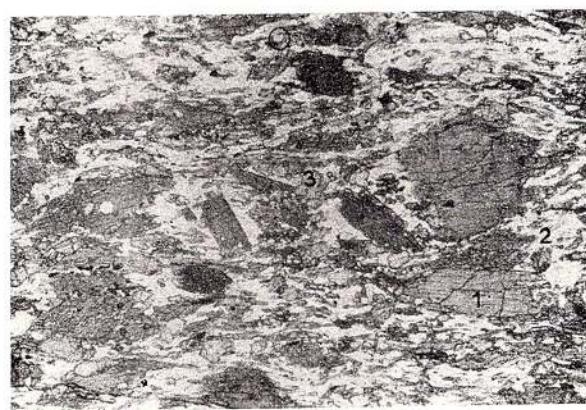
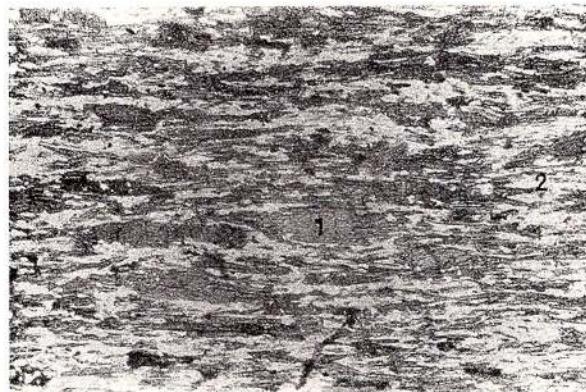


Institutul Geologic al României

### PLANŞA XIII

- Fig. 1. — řist amfibolic. Seria de Sibișel — complexul řisturilor amfibolice. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amfibol ; 2, plagioclaz.
- Schiste amphibolique. Série de Sibișel — complexe des schistes amphiboliques. Valea Muntelui. N || .x28.  
1, amphibole ; 2, plagioclase.
- Fig. 2. — řist amfibolic. Seria de Sibișel — complexul řisturilor amfibolice. Afluent stîng al pîrului Sibișel în amont de confluența cu pîrul Coștii. N || .x28.  
1, amfibol ; 2, plagioclaz ; 3, sfen.
- Schiste amphibolique. Série de Sibișel — complexe des schistes amphiboliques. Afluent gauche de Pîrul Coștii. N || .x28.  
1, amphibole ; 2, plagioclase ; 3, sphène.
- Fig. 3. — řist albito-amfibolic. Seria de Sibișel — complexul řisturilor amfibolice. Pîrul Derjanilor. N || .x28.  
1, mezostază albitică (cuart, clorit, epidot) ;  
2, fișii bogate în amfiboli.
- Schiste albito-amphibolique. Série de Sibișel — complexe des schistes amphiboliques. Pîrul Derjanilor. N || .x28.  
1, mésostase albitique (quartz, chlorite, épidoze) ; 2, blandes riches en amphiboles.





**PLANŞA XIV**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XIV

Fig. 1. — řist clorito-muscovitic. Seria de Sibișel — complexul řisturilor cu magnetit. Culmea dintre pîriul Derjanilor și pîriul Riușorul. N || .x28.

1, granat ; 2, cuarăt ; 3, clorit ; 4, muscovit.  
Schiste chlorito-muscovitique. Série de Sibișel — complexe des schistes à magnétite. Crête entre Pîriul Derjanilor et Pîriul Riușorul. N || .x28.

1, grenat; 2, quartz; 3, chlorite; 4 muscovite.

Fig. 2. — řist clorito-muscovitic cu cloritoid. Seria de Sibișel — complexul řisturilor cu magnetit. Culmea dintre pîriul Derjanilor și pîriul Riușorul.

1, clorit ; 2, albit ; 3, cuarăt ; 4, cloritoid.  
Schiste chlorito-muscovitique à chloritoïde. Série de Sibișel — complexe des schistes à magnétite. Crête entre Pîriul Derjanilor et Pîriul Riușorul.

1, chlorite ; 2, albite ; 3, quartz ; 4, chloritoïde.

Fig. 3. — řist clorito-muscovitic cu albit. Seria de Sibișel — complexul řisturilor cu magnetit. Culmea din stînga pîriului Dobrei. N||.x28.

1, clorit ; 2, muscovit ; 3, cuarăt ; 4, albit ; 5, magnetit.  
Schiste chlorito-muscovitique à albite. Série de Sibișel — complexe des schistes à magnétite. Crête à gauche de Pîriul Dobrei. N || .x28.

1, chlorite ; 2, muscovite ; 3, quartz ; 4, albite ; 5, magnétite.





1



2



3

**PLANŞA XV**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XV

Fig. 1. — řist clorito-muscovitic cu granaři. Seria de Sibiřel — complexul řisturilor cu magnetit. Culmea dintre píruř Derjanilor și píruř Riušorul. N+ x28.

1, chlorite; 2, muscovite; 3, quartz; 4, grenat partiellement retromorphisé.

Schiste chlorito-muscovitique à grenats. Série de Sibiřel — complexe des schistes à magnétite. Crête entre Píruř Derjanilor et Píruř Riušorul. N+ x28.

1, chlorite; 2, muscovite; 3, quartz; 4, grenat partiellement retromorphisé.

Fig. 2. — řist clorito-albitic cu magnetit. Seria de Sibiřel — complexul řisturilor cu magnetit. Culmea dintre píruř Dobrei și píruř Sibiřelului. N || x28.

1, fișii clorito-ſericitice ; 2, fișii cuarþo-albitice ; 3, magnetit.

Schiste chlorito-albitique à magnétite. Série de Sibiřel — complexe des schistes à magnétite. Crête entre Píruř Dobrei et Píruř Sibiřelului. N .x28.

1, bandes chlorito-sérichtiques ; 2, bandes quartzo-albitiques ; 3, magnétite.

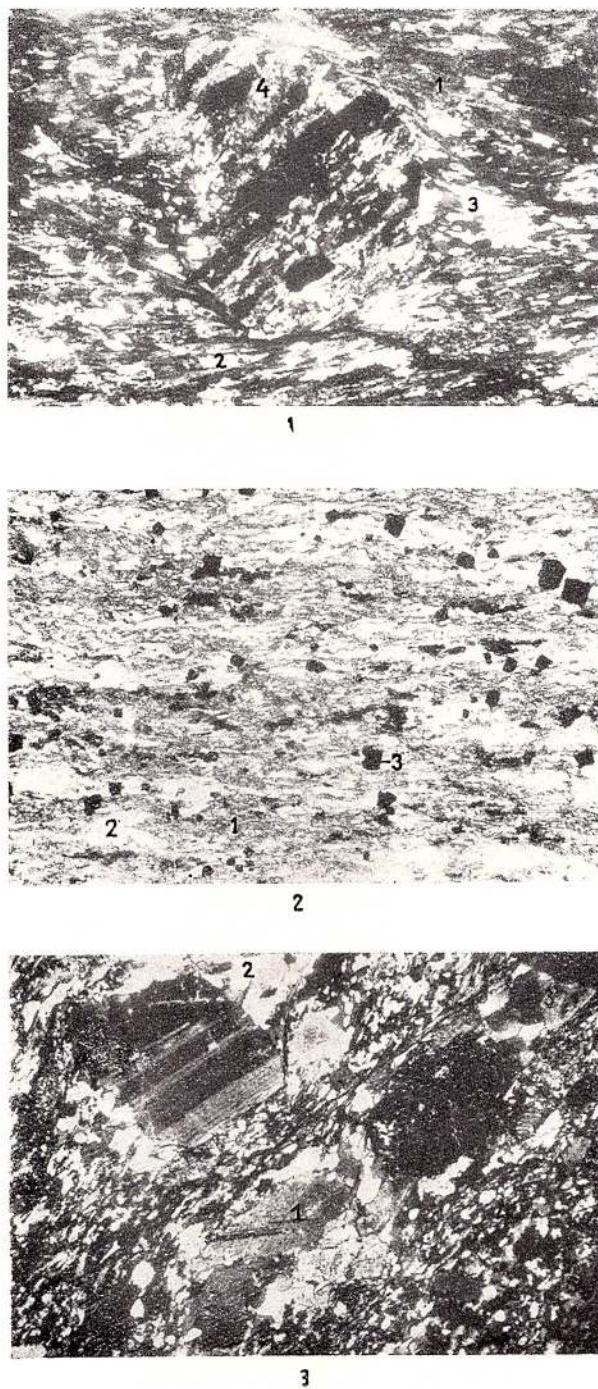
Fig. 3. — řist albitic porfiroclastic. Seria de Sibiřel — complexul řisturilor cu magnetit. Píruř Stezii. N+.x28.

1, plagioclaz ; 2, cuarþ ; 3, calcit ; 4, mezoſtază albito-cuarþoasă cu clorit.

Schiste albitique porphyroclastique. Série de Sibiřel — complexe des schistes à magnétite. Píruř Stezii. N+.x28.

1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, calcite ; 4, mésoſtase albito-quartzueuse à chlorite.





**PLANŞA XVI**

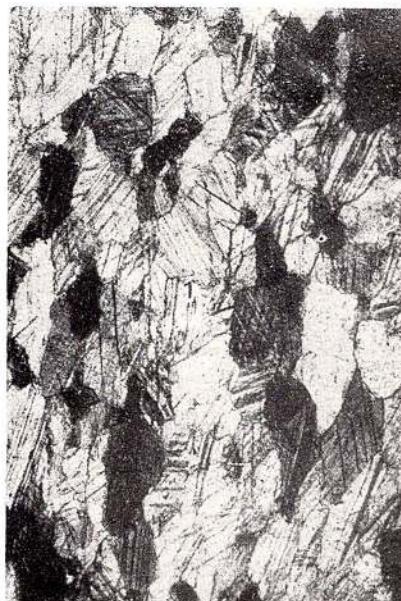


Institutul Geologic al României

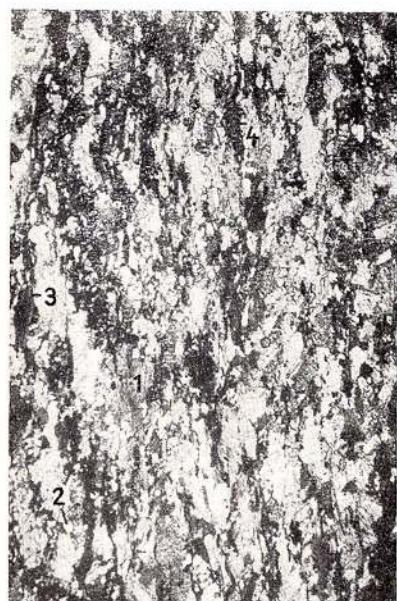
## PLANŞA XVI

- Fig. 1. — Calcar marmorean. Seria de Sibişel — complexul calcaros. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcit.  
Calcaire marmoréen. Série de Sibişel — complexe calcaire. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcite.
- Fig. 2. — Calcar cenuşiu. Seria de Sibişel — complexul calcaros. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcit ; 2, cuarăt ; 3, muscovit ; 4, clorit.  
Calcaire gris. Série de Sibişel — complexe calcaire. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcite ; 2, quartz ; 3, muscovite ; 4, chlorite.
- Fig. 3. — Calcist. Seria de Sibişel — complexul calcaros. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcit ; 2, cuarăt ; 3, muscovit și clorit.  
Caleschiste. Série de Sibişel — complexe calcaire. Pîrîul Stezii. N+.x28.  
1, calcite ; 2, quartz ; 3, muscovite et chlorite.
- Fig. 4. — Şist grafitos. Seria de Sibişel — complexul grafitos. Pîrîul Derjanilor. N+.x28.  
1, fişii cuarţoase ; 2, fişii sericito-grafitoase.  
Schiste graphiteux. Série de Sibişel — complexe graphiteux. Pîrîul Derjanilor. N+.x28.  
1, bandes quartzeuses ; 2, bandes séricito-graphiteuses.





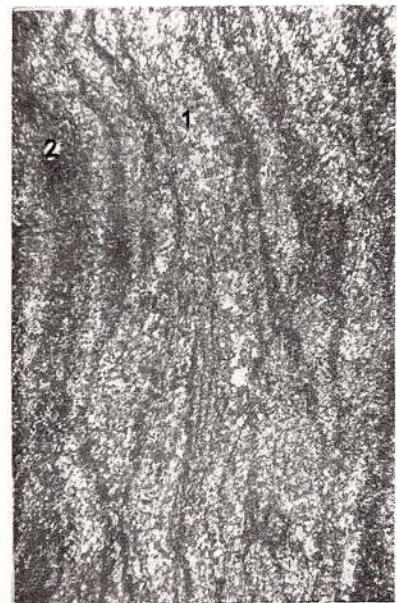
1



2



3



4

**PLANŞA XVII**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XVII

Fig. 1. — Resturi vegetale. Seria de Sibişel — complexul grafitos. Bazinul pîrului Derjani — culmea cota 1192—807. N+.x28.

Débris végétaux. Série de Sibişel — complexe graphiteux. Bassin de Pîrul Derjani-lor — crête cote 1192—807. N+.x17.

Fig. 2, 3. — Gnais laminat. Seria de Măgura. Culmea din stînga Văii Sadului, sub Vf. Sorbul Mic. N || .x28.

1, cuart+plagioclaz ; 2, dire clorito-sericitice.

Gneiss laminé. Série de Măgura. Crête située à gauche de Valea Sadului, sous les sommet Sorbul Mic. N || x28.

1, quartz+plagioclase ; 2, traces chlorito-sérichtiques.

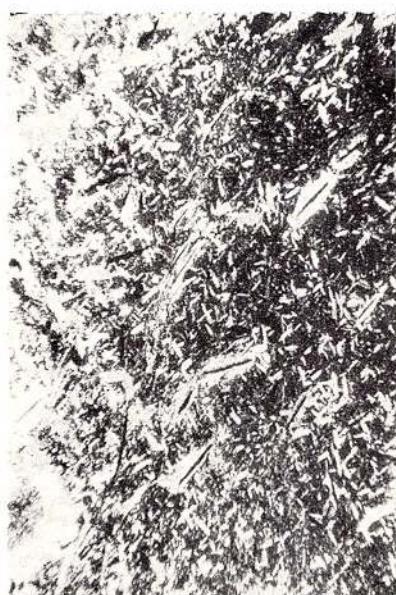
Fig. 4. — Calcar blastodétritic. Seria de Sibişel — complexul calcaros. Culmea din stînga Văii Sadului sub Vf. Sorbul Mic. N+.x28.

1, granul détritique de microcline ; 2, cuart ; 3, calcite ; 4, biotite brun-măsliniu.

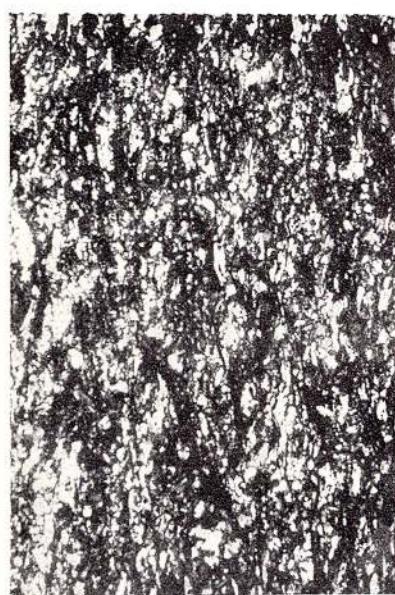
Calcaire blastodétrique. Série de Sibişel — complexe calcaire. Crête à gauche de Valea Sadului sous le sommet Sorbul Mic. N+.x28.

1, granule détritique de microcline; 2, quartz; 3, calcite ; 4, biotite brun-olivâtre.





1



2



3



4

PLANŞA XVIII



Institutul Geologic al României

## PLANŞA XVIII

Fig. 1. — Cuarțit blastopsefito-aleuritic. Seria de Răsinari. Complexul cuarțitelor blastodetrítice. Pírful Sibișel. N+.x15.

1, granule detritice de cuart; 2, ciment cuarțos.

Quartzite blastopséphito-aleuritique. Série de Răsinari. Complexe des quartzites blastodétritiques. Pírful Sibișel. N+.x15.

1, granules détritiques de quartz; 2, ciment quartzeux.

Fig. 2. — Cuarțit blastopsefito-aleuritic. Seria de Răsinari— complexul cuarțitelor blastodetrítice. N+.x15.

1, granule detritice de cuart cataclazate; 2, ciment cuarțos.

Quartzite blastopséphito-aleuritique. Série de Răsinari — complexe des quartzites blastodétritiques. N+.x15.

1, granules détritiques de quartz cataclasées; 2, ciment quartzeux.

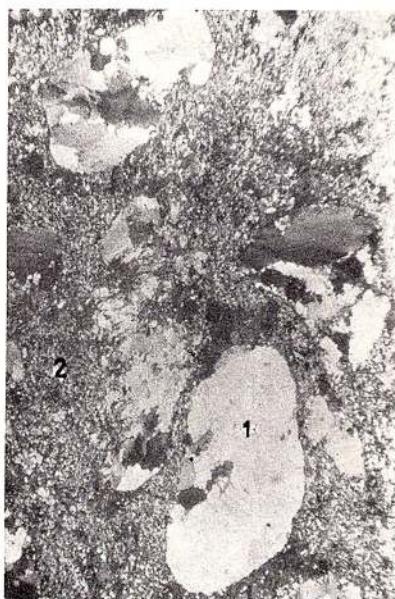
Fig. 3, 4. — Cuarțit blastodetritic dinamometamorfozat. Seria de Răsinari — complexul cuarțitelor blastodetrítice. Versantul stîng al pírului Sibișel. N N+.x28.

1, granule detritice de cuart; 2, aggregate de cuart rezultate prin cataclază; 3, fișii micacee.

Quartzite blastodétritiques dynamo-méta-morphisé. Série de Răsinari — complexe des quartzites blastodétritiques. Versant gauche de Pírful Sibișel. N+.x28.

1, granules détritiques de quartz; 2, agrégats de quartz résultés par cataclase; 3, bandes micacées.





1



2



3




4

MARCELA DESSILA CODARCEA

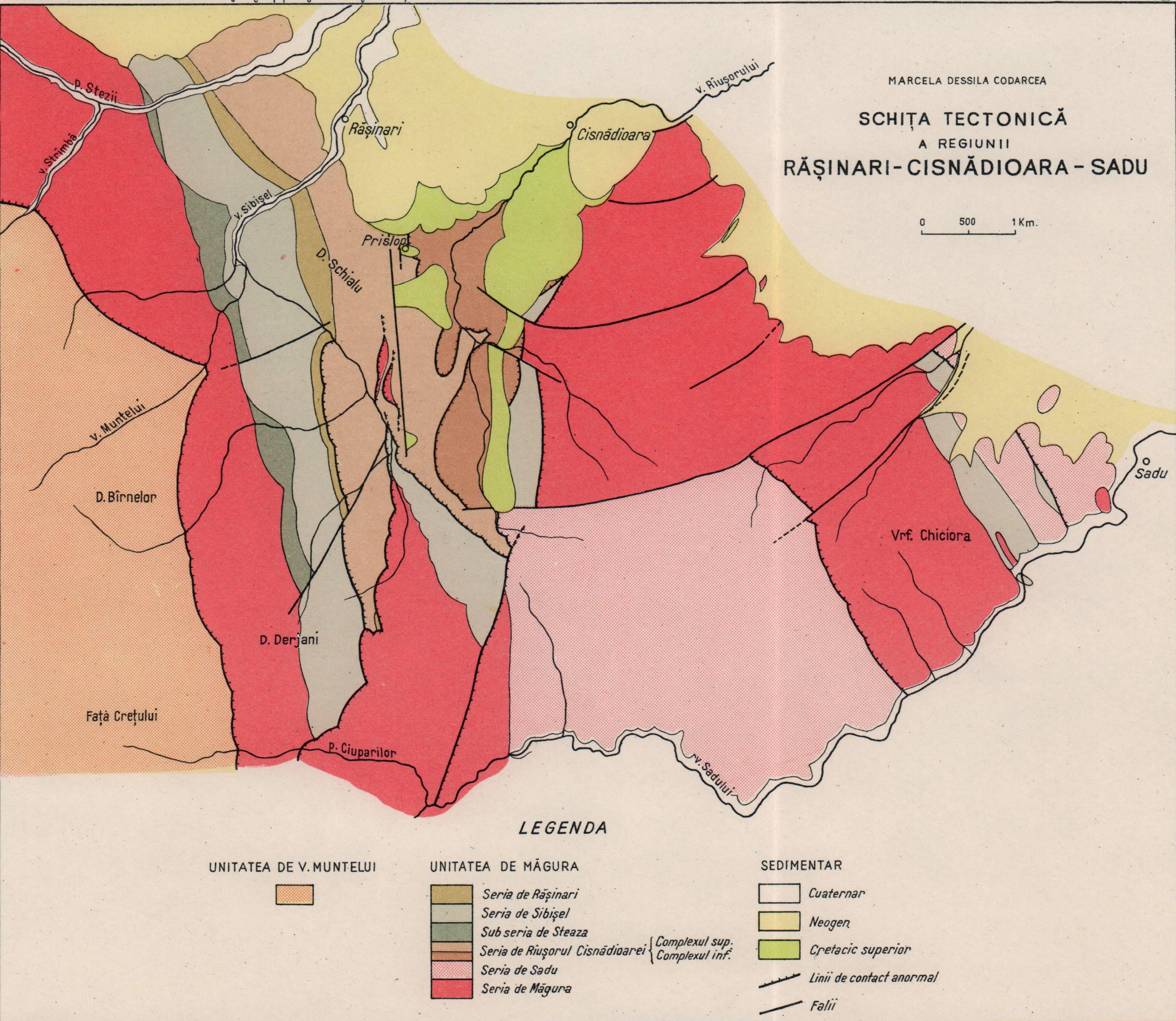
## HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII RĂŞINARI-CISNĂDIOARA-SADU

0 250 500 750 1000 m

## LEGENDA



Bastonite	
II	Rocă porfiroidă
	Metagranodiorite
	Terasă, aluvioni recente, conuri de dejecție
	Pornituri
	Neogen
	Cretacic mediu și superior
	SERIA DE RĂŞINARI
	Complexul sîsturilor cuartooase clorito-sericitoase
	Complexul cuarțitelor blastopsamitice
	SERIA DE SIBIȘEL
	Complexul grafitos
	Complexul calcaros calcare cristaline
	Complexul sîsturilor cu magnetit
	Complexul sîsturilor amfibolice metagabbrouri
	SERIA DE STEAZA
	Gnaise blastodetritice
	SERIA DE RÂUȘORUL CISNĂDIOAREI
	Complexul sîsturilor clorito-abitice
	orizontal sîsturilor clorito-abitice-epidotice
	Complexul sîsturilor cu porfiroblaste de alb
	SERIA DE V. MUNTELUI
	Complexul ritmic
	Pegmatite
	Zona rocelor amfibolice
ω	Zona rocelor gabbroide
δ	Zona rocelor ultrabazice
	Complexul ofiolitic
	SERIA DE SADU
	Complexul ritmic de cîrlige
	Complexul micașisturilor cu granat și staurolit
	Complexul amfibolic
	SERIA DE MĂGURA
	Gnaise oculare
	Gnaise pegmatoidae
	Amfibolite
	Gnaise granitoide, gnaise cuartoase, gnaise leucocratic, gnaise blastodetritice
	Linie de înălțare
	Linie de fâlie



# ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS DES ENVIRONS DE RĂŞINARI — CISNĂDIOARA — SADU

PAR

MARCELA DESSILA—CODARCEA

(Résumé)

Les terrains cristallophylliens qui constituent les montagnes de Răşinari—Cisnădioara—Sadu font partie des versants septentrionaux des Carpates Méridionales centrales, situés à l'W du défilé de la rivière de l'Olt.

Cette région est particulièrement intéressante vu que c'est ici que se rencontrent les formations géologiques appartenant aux différentes séries cristallophylliennes qui participent à la constitution de ces montagnes.

## DONNÉES GÉOGRAPHIQUES ET GÉO-MORPHOLOGIQUES

Les limites géographiques de la région sont : au N, les crêtes qui séparent les vallées de Steaza et de Poplaca, au S la vallée de Sadu et à l'W Valea Strîmbă, affluent de la vallée de Steaza, ainsi que Dealul Plaiului—Fața Crețului. La limite E est représentée par les terrains sédimentaires du bassin de Transylvanie.

Les recherches antérieures, ayant surtout pour objet l'étude pétrographique des schistes cristallins, ont abouti à la connaissance détaillée de ces roches ; quant à la structure et l'évolution géologique de ces formations, les opinions assez contradictoires exprimées antérieurement démontrent qu'il n'existe pas une conception unitaire.

Vu les travaux des chercheurs précédents concernant surtout l'étude minéralogique, pétrographique et chimique des terrains cristallophylliens de la région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu, nous avons essayé d'apporter des données nouvelles sur la géologie de cette zone des Carpates Méridionales centrales, en abordant des problèmes liés à la stratigraphie, à la lithologie, à la paléogéographie et à la paléotectonique, afin d'obtenir une image des plus complètes sur l'évolution antéalpine de la région.

Du point de vue orographique, la région de Răşinari—Cisnădiora—Sadu comprend deux unités, séparées par la vallée de Rîușorul Cisnădioarei : l'unité de Răşinari, constituée par une série de crêtes divergentes, qui se détachent vers le N et vers l'E du sommet Plaiu, et l'unité de Cisnădioara, représentée par le massif de Măgura.

L'altitude maximum est atteinte par le sommet Măgura Cisnădioarei (1305 m). Les localités de Răşinari, Cisnădioara et Sadu, situées à la limite de la montagne et de la plaine, ne dépassent pas 520—534 m d'altitude, de sorte que la plus grande différence de niveau dans cette région est d'environ 800 m.

Du point de vue hydrographique, la vallée de Sadu est la plus importante de l'unité de Cisnădioara et les vallées de Steaza et de Sibișel, de l'unité de Răşinari.



La constitution compliquée de la géologie de la région, donne lieu à des aspects morphologiques variés de sorte que les changements de relief correspondent aux variations de la constitution géologique : les reliefs doux sont constitués par des complexes de roches faiblement métamorphisées, tandis que les reliefs accusés sont dûs aux formations cristallophylliennes mésozoïques ; ainsi leur limite est évidente. Le massif de Măgura constitué par des complexes de gneiss granitoides et de gneiss oeillés, revêt un aspect sauvage, à pentes escarpées ; vers l'W, dans l'unité de Răşinari, où prédominent les complexes de roches schisteuses, les pentes sont douces et se terminent par des plateaux.

#### APERÇU HISTORIQUE

On peut grouper les données existentes concernant la région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu en deux catégories, qui correspondent aux deux étapes importantes des connaissances sur la constitution pétrographique et sur la structure géologique des massifs cristallins des Carpates Méridionales.

Les travaux plus anciens, appartenant à M. J. Ackner, Fr. V. Hauser et G. Stache, E. A. Bieltz, K. Moekel et A. Vendl apportent de nombreuses informations minéralogiques et pétrographiques et représentent une première étape, caractérisée par l'accumulation quantitative de données et de faits d'observation. Les travaux de synthèse relevant les problèmes tectoniques des Carpates Méridionales, font l'objet d'une seconde étape (A. Streckeisen, S. Ghika-Budesti, L. Pavelescu).

#### PROBLÈMES ET MÉTHODES

Nous avons envisagé comme absolument nécessaire une étude détaillée de cette région, étant donné que jusqu'à présent elle n'a pas constitué l'objet des recherches systématiques. Cette nécessité s'est imposée d'autant plus que la région, ainsi que les régions avoisinantes à l'W de l'Olt posent des problèmes intéressants en ce qui concerne les relations entre le cristallin du Sebeş-Lotru et celui de Cozia-Cumpăna-Făgărăş.

Ces problèmes, depuis longtemps abordés et repris par de nombreux travaux de synthèse sur les Carpates Méridionales, ne pouvaient être résolus que par des recherches très détaillées du

terrain, complétées par une minutieuse étude microscopique.

Bien que la région qui fait l'objet de notre étude soit de surface réduite, c'est ici que l'on a mis, pour la première fois, en évidence des relations géologiques qui ont pu être observées et suivies également dans les parties méridionales du défilé de l'Olt, ce qui a permis de faire des corrélations à distance.

La méthode stratigraphique appliquée à l'étude des formations cristallophylliennes a conduit à la séparation de plusieurs séries de schistes cristallins, constituées à leur tour par des complexes caractéristiques concernant la nature du matériel pré-métamorphique.

Rappelons ici que chaque série est caractérisée également par l'intensité du processus de métamorphisme général qui a affecté le matériel primordial, sédimentaire, sédimentaire-volcanogène ou volcanogène, en le transformant en schistes cristallins.

En observant les relations qui existent entre ces séries cristallophylliennes, on est arrivé à une interprétation différente de la structure géologique de la région et à de nouvelles données concernant les relations entre les massifs cristallins qui constituent les Carpates Méridionales centrales.

L'étude pétrographique très minutieuse des paquets de schistes cristallins, qui constituent les nouvelles séries séparées, nous a permis de procéder à une délimitation exacte de celles-ci et aussi de donner une interprétation nouvelle par rapport à leur genèse et aux processus qui les ont affectés ultérieurement.

L'étude des relations entre les différentes séries de schistes cristallins a conduit à l'élaboration d'un schéma du développement paléotectonique de la région, qui admet l'existence de plusieurs cycles géosynclinaux plissés et métamorphisés durant les époques tectoniques pré-cambriennes.

#### STRATIGRAPHIE — PÉTROGRAPHIE

##### APERÇU HISTORIQUE

De nombreuses données concernant la constitution pétrographique de la région nous viennent de M. J. Ackner qui mentionne et décrit une série de roches des environs de Răşinari et du massif de Măgura. K. Moekel, dans une étude plus détaillée de la région de Răşinari, a



décrit le massif de roches éruptives de Valea Muntelui et les schistes cristallins qui l'entourent avec des considérations sur la nature du matériel pré-métamorphique.

A. Vendl dans son ample étude sur le massif de Sebeș décrit, du point de vue pétrographique, et caractérise, du point de vue chimique, les roches de la région de Rășinari.

D'autres données sur la constitution géologique de la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu sont fournies par les ouvrages de synthèse de St. Ghika-Budești et L. Pavelescu.

#### STRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION

Les recherches très détaillées effectuées dans la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu, complétées par des coupes d'ensemble le long des affluents gauches de l'Olt, ont permis la séparation de séries cristallines différentes par l'âge du matériel primordial ainsi que par l'époque de plissement et de métamorphisme qui a transformé ce matériel en schistes cristallins. On a essayé de cette façon à réaliser une colonne stratigraphique représentant la succession des différents complexes et séries de schistes cristallins.

La séparation des paquets de schistes appartenant aux différentes séries cristallophylliennes est possible par une étude minutieuse au microscope ; les séries plus récentes et moins métamorphisées contiennent souvent des lames du soubassement ancien, à métamorphisme plus avancé et à phénomènes de rétrométamorphisme.

La méthode microtectonique, utilisée dans l'étude des formations cristallophylliennes de la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu, a souligné des différences évidentes en ce qui concerne le plan structural des différentes séries de schistes cristallins ; cela a permis de mettre en évidence l'existence de certaines discordances dont la présence vient confirmer l'hypothèse que des dépôts appartenant à plusieurs cycles géosynclinaux ont été plissés et métamorphisés au cours des différentes époques tectoniques.

#### SUCCESSION DES SCHISTES CRISTALLINS

La région qui constitue l'objet de cette étude est caractérisée par une grande diversité de formations cristallophylliennes.

On n'a pu remarquer nulle part, vu que la région est très tectonisée, une succession continue des schistes cristallins, ce qui a rendu plus difficile l'élaboration d'une colonne stratigraphique complète.

La déduction du caractère du matériel pré-métamorphique des différentes niveaux de schistes cristallins nous a permis de séparer des séries cristallophylliennes caractéristiques, qui comprennent à leur tour des complexes lithofaciaux bien définis.

Les données du terrain, ainsi que celles fournies par la littérature, nous permettent d'envisager la succession géométrique suivante, qu'on pourra compléter par l'accumulation de nouvelles données (les complexes se succèdent selon leur âge) :

##### Série de Măgura

Complexe de gneiss granitoïdes ;  
Complexe des gneiss quartzo-feldspathiques ;  
Complexe des gneiss à biotite.

##### Série de Sadu

Complexe des micaschistes à grenat et staurolite ;  
Complexe des alternances de paragneiss à biotite et de micaschistes.

##### Série de Valea Muntelui

Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique ;  
Complexe des alternances de paragneiss à biotite ou biotito-amphibolique, de gneiss quartzo-feldspathiques et de micaschistes.

##### Série de Rîușorul Cisnădioarei

Complexe des schistes à porphyroblastes d'albite ;  
Complexe des schistes chlorito-albitiques.

##### Sous-série de Steaza

Gneiss à muscovite.

##### Série de Sibișel

Complexe des schistes amphibolitiques ;  
Complexe de schistes à magnétite ;  
Complexe calcaire ;  
Complexe graphiteux.

##### Série de Rășinari

Complexe des quartzitei blastodétritiques ;  
Complexe des schistes quartzeux chlorito-séricitiques.



### Série de Măgura

Cette série est bien développée dans le massif de Măgura ; elle apparaît aussi dans la partie W de la région, comme partie constitutive du soubasement de la série de Steaza et de Sibișel.

La série de Măgura est constituée presque exclusivement par des roches à caractère gneissique. Elle comprend trois complexes à savoir :

Complexe des gneiss granitoïdes, à roches granitoïdes, gneiss granitoïdes, gneiss quartzeux et intercalations sporadiques de gneiss oeillés, rubanés ou linéaires ;

Complexe des gneiss leucocrates, caractérisé par la prédominance des gneiss linéaires, des gneiss oeillés et subordonné des gneiss rubanés ;

Complexe des gneiss blastodétritiques, constitué par des alternances rythmiques à caractère prédominant arkosien et structures blastodétritiques typiques vers la partie supérieure du complexe et plus effacées vers la base, à cause des phénomènes de recristallisation plus intenses.

Nous accordons une attention toute spéciale aux gneiss oeillés, très fréquents dans la série de Măgura et qui représentent son trait caractéristique.

Le large développement des gneiss oeillés dans les Carpates Méridionales et leur étude par la plupart des chercheurs qui ont étudié les massifs cristallophylliens de ces montagnes ont conduit à un grand nombre d'hypothèses par lesquelles on cherchait à résoudre le problème de la genèse de ces formations.

Remarquons, comme très intéressante, la mise en évidence, par ces travaux, de l'incompatibilité, parfois très visible, de ces roches avec les formations cristallophylliennes auxquelles elles sont associées en ce qui concerne leur chimisme et le degré de métamorphisme. La plupart des chercheurs ont tâché d'expliquer les faits mis en évidence par les recherches en terrain, en admettant le caractère éruptif, migmatique ou métasomatique de ces roches.

L'étude microscopique minutieuse des gneiss oeillés ainsi que des formations qui les accompagnent, prouve que ces aspects n'apparaissent de manière constante que dans les paquets de gneiss contenant du feldspath potassique, ce qui permet d'observer les différents degrés de croissance blastique et de mobilisation du microcline sous forme de bandes ou d'„yeux“.

Ainsi le problème de la genèse des gneiss oeillés, considérés jusqu'à présent comme le résultat de phénomènes d'injection de magmas acides ou de migration dans les zones de stress puissant de certains fluides feldspathiques, produits à de grandes profondeurs par la transformation des sédiments à la suite de processus d'ultramétamorphisme, est abordé, pour la première fois en Roumanie, sous un jour nouveau.

Les recherches effectuées dans la région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu ont permis d'aboutir à la conclusion que les gneiss oeillés et lenticulaires se sont formés par le phénomène de différenciation métamorphique exercé sur un matériel à chimisme potassique initial, représenté ou bien par des roches granitoïdes, ou bien par des coulées de laves acides. Ainsi il n'est plus nécessaire d'en appeler aux phénomènes d'intrusion, d'injection ou de métasomatose d'un matériel étranger, magmatique ou migmatique qui provoqueraient le métamorphisme des dépôts sédimentaires ou un métamorphisme général intense.

L'association des gneiss oeillés et des schistes cristallins très différents par leur composition et leur degré de métamorphisme s'explique logiquement si l'on admet l'existence d'un soubasement gneissique ancien, recouvert transversalement par des séries plus récentes, plissées et métamorphisées par la suite.

### Série de Sadu

La série de Sadu apparaît seulement dans la partie E de la région, aux environs de la localité du même nom. Vers le NE elle disparaît sous les formations mésozoïques et tertiaires.

Cette série est constituée par deux complexes caractéristiques : le complexe des micaschistes à grenat et staurotide et le complexe des alternances de paragneiss à biotite et de micaschistes.

C'est toujours à cette série que l'on attribue, pour le moment, le complexe amphibolitique, qui apparaît dans la vallée de Sadu. Les données que nous possédons ne nous permettent pas d'établir une fois pour toutes la position stratigraphique de ce complexe, malgré sa position inférieure par rapport aux micaschistes à grenat et staurotide.

Le complexe amphibolitique est constitué par une alternance de différents types d'amphibolites, de roches plagioclaso-biotitiques, de schistes



à grenat et staurotide et, parfois, de quartzites grenus, résultats probablement du métamorphisme d'un massif éruptif.

Le complexe des micaschistes à grenat et staurotide est très monotone quant à sa constitution pétrographique. Les micaschistes à grenat et staurotide y prédominent et présentent parfois des aspects variés dûs aux phénomènes de rétromorphisme.

Ce complexe résulte d'un matériel aleuropélitique argileux métamorphisé.

Le complexe des alternances de paragneiss à biotite et de micaschistes, constitue presque à lui seul le versant méridional du masif de Măgura. Il est formé d'alternances de l'ordre de décimètres et de centimètres de micaschistes fins, de quartzites micacés et de paragneiss à lentilles ou bandes de quartz, plus rarement quartzo-feldspathiques, à caractère rythmique évident.

En ce qui concerne la nature du matériel primordial par le métamorphisme duquel ce complexe est résulté, on peut admettre que l'alternance monotone d'un nombre restreint de types de schistes cristallins, imprime à ce dernier un caractère rythmique évident. Ce caractère n'est point le résultat des phénomènes de différenciation métamorphique, mais appartient au dépôt pré-métamorphique, aux alternances rythmiques de roches gréseuses, aleuritiques et pélítiques.

### Série de Valea Muntelui

Cette série bien développée dans le SW de la région de Rășinari est constituée par un complexe de formations ophiolitiques écoulées sur un soubassement de micaschistes et par un complexe de roches à caractère rythmique.

*Complexe des micaschistes quartzeux.* Ce complexe occupe une position inférieure par rapport au complexe ophiolitique. Il est caractérisé par la présence des grenats et des staurotides, par des phénomènes de rétrométamorphisme et par des textures microplissées, représentant le soubassement sur lequel se sont produits les écoulements sous-marins de laves basiques.

Les intercalations de schistes cristallins qui appartiennent à ce complexe et qui apparaissent entre les roches du complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, pourraient représenter des restes de ce soubassement ancien, englobé dans les coulées de laves basiques qui l'ont traversé.

*Complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique.* Ce complexe est bien développé à Valea Munte lui. Il comprend trois zones caractéristiques :

La zone basale à développement caractéristique, à Valea Munte lui. Elle apparaît sous forme de lentilles allongées parallèlement à l'orientation générale des formations cristalophylliennes qui les accompagnent, atteignant parfois quelques centaines de mètres en longueur et 100–200 m en largeur. Ces lentilles sont formées de couches concentriques, à constitution différente. Les couches extérieures sont constituées d'une alternance de roches biotito-amphiboliques de serpentinites apopéridotitiques, pyroxénites et de roches trémolitiques-actinolitiques.

Les parties intérieures sont formées de roches péridotitiques qui présentent parfois au centre de la lentille des séparations sous forme de bandes et de lentilles dunitiques. Des roches filonniennes grenues, à composition basique et ultrabasique traversent irrégulièrement les parties centrales des lentilles, tandis que les couches extérieures sont traversées par des filons leucocrates de plagioclase.

La transition vers la zone médiane se produit par l'intermédiaire des alternances de roches apopéridotitiques, gabbroïdes, méladioritiques et de schistes biotito-amphibolitiques.

La zone basale est constituée par des roches grenues, largement cristallisées. La proportion entre l'olivine et le pyroxène présente une variation réduite, ce qui permet de les considérer des péridotites à pyroxène. Ces roches ont été décrites en détail par les auteurs antérieurs qui les caractérisèrent, du point de vue chimique, comme roches wehrlitiques et elles sont prédominantes dans cette zone.

On ne rencontre que très rarement des roches constituées exclusivement par l'olivine, correspondantes aux dunites.

Par décroissance de l'olivine et augmentation des pyroxénites, la roche devient une pyroxénite. Les pyroxénites, représentées surtout par les diallagites, apparaissent surtout dans la partie supérieure de cette zone.

A mentionner aussi la présence des roches filonniennes, toujours pyroxénitiques.

*Zone médiane.* Le caractère principal de la zone médiane est la présence des roches à aspect orienté prédominant qui résulte de la recristallisation sous l'action du métamorphisme général. La zone médiane développée surtout



dans Valea Muntelui, apparaît aussi dans le thalweg du ruisseau de Sibișel, dans la ramifications gauche.

La zone médiane comprend surtout des gabbros et des flasergabbros rubanés, sous forme de lentilles et de bandes en alternance avec des roches mélanocrates biotito-amphiboliques, très schisteuses et friables. A la partie inférieure de cette zone on remarque l'existence d'alternances de roches méladoritiques et péridotitiques.

Les flasergabbros contiennent parfois des schlieren mélanocrates. On remarque aussi la présence de nids à contour irrégulier, de l'ordre des centimètres et décimètres, caractérisés par un large développement des minéraux et par une texture massive. Ces nids, constitués de plagioclases, sont parfois complètement leucocrates, d'autres fois ils sont constitués par du plagioclase et de la hornblende ou seulement de la hornblende.

De petites veines de plagioclasites (à 2 ou 3 cm d'épaisseur) traversent parfois obliquement les roches de cette zone.

**Z o n e s u p é r i e u r e .** La zone supérieure du complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique est caractérisée par la prédominance des roches amphiboliques.

Cette zone à développement caractéristique dans Valea Muntelui est constituée par une alternance de bancs d'épaisseur de l'ordre des décimètres, plus rarement de mètres, de différents types d'amphibolites (amphibolites, amphibolites à biotite et grenat, amphibolites porphyroblastiques).

Les roches constituant cette zone sont caractérisées par une schistosité plus prononcée ; le caractère stratifié de cette zone s'accentue lui aussi. Les phénomènes de recristallisation sont ici plus intenses faisant disparaître l'aspect des roches primordiales. A la partie inférieure de la zone on remarque l'existence d'alternances de roches compactes, finement grenues, prédominant amphiboliques, à texture massive. Ces roches présentent des caractères méladoritiques. Souvent apparaissent des niveaux à schistes biotito-amphiboliques très friables, et à inclusions de lentilles ellipsoïdales, compactes, dures, qui se débloquent concentriquement sous le coup de marteau. Les schistes biotito-amphiboliques qui les entourent présentent à leur tour des textures concentriques. Ces aspects rappellent les for-

mations de pillow-lavas. Signalons encore la présence des alternances de roches gabbroïdes, qui apparaissent à la base de la partie supérieure.

Les nids, les filonets et veines leucocrates, qui ne dépassent pas d'habitude 2 ou 3 cm d'épaisseur, traversent obliquement les amphibolites de cette zone.

En terrain on distingue des schistes biotito-amphiboliques, des amphibolites fines à texture massive et des amphibolites à texture parallèle; ces dernières comprennent à leur tour des amphibolites compactes, dures, à hornblende prédominante et des amphibolites à biotite caractérisées par une schistosité plus prononcée.

*Transformations ultérieures des roches du complexe péridotito - gabbroïdo - amphibolitique.* Les roches qui constituent le complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique ont subi des transformations liées à deux processus différents en deux étapes successives après leur consolidation.

Durant le processus de transformation de ces roches, la première étape s'est produite immédiatement après leur consolidation ayant un caractère autométamorphique et s'est manifestée dans la partie supérieure de la zone basale et dans la zone médiane. Durant cette étape l'olivine s'est serpentiniisé et les minéraux pyroxéniques se sont ouralitisés. C'est ainsi que se sont formés les différents types de serpentinites, trémolitites et actinolitites. Ces phénomènes de recristallisation se sont manifestés aussi dans les roches de la zone médiane et de la zone supérieure.

La seconde étape de transformation des roches qui constituent le complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique s'est produite sous l'influence du stress à une température élevée pendant le processus de métamorphisme général ; les formations volcanogènes et sédimentogènes ont été transformées en schistes cristallins au niveau du faciès amphibolite, la sous-zone à grenat et staurotide. Durant cette étape s'est produite la recristallisation blastique des roches et la texture caractérisée par la disposition parallèle des minéraux.

Il est à remarquer que dans la partie basale du complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique, l'intensité du processus métamorphique, au cours de cette étape, a été plus faible. Soulignons que les différents types de roches qui constituent la zone basale ont réagi d'une ma-



nière différente. Les parties centrales des lentilles de roches ultrabasiques, formées de roches dunitiques et périclithiques, n'ont point subi de transformations au cours de cette étape. En échange, les roches pyroxéniques, qui apparaissent dans les couvertures extérieures des lentilles ultrabasiques ou qui constituent des alternances dans la zone médiane, ayant été affectées par les transformations autométamorphiques, ont réagi, durant l'étape de métamorphisme général, en formant des schistes trémolitiques et actinolitiques, à structures nématoblastiques et parallèles.

*Considérations sur le caractère ophiolitique de ce complexe.* Le problème de la genèse des complexes ophiolitiques a été amplement controversé. L'étude minéralogique et pétrographique des complexes de ce type n'a résolu que partiellement ce problème. C'est l'étude en terrain des relations des différents types de roches, effectuée par des chercheurs avertis, complétée par l'étude détaillée au laboratoire, qui a fourni des données nouvelles et intéressantes concernant la genèse de ces complexes.

L'hypothèse de la formation des complexes ophiolitiques par épanchements massifs de laves basiques sur le fond des géosynclinaux s'est imposée finalement. L'étude des complexes non métamorphisés de ce genre a permis à J. H. Brunn de diviser le cortège ophiolitique du massif de Vourinos (Grèce) en trois zones caractéristiques :

1. Zone des roches ultrabasiques grenues ;
2. Zone des roches basiques grenues et subdoléritiques ;
3. Zone des roches doléritiques et microlitiques.

L'étude détaillée du massif de Valea Muntei a démontré que ce schéma est applicable à cette région, bien que les recristallisations blastiques intenses qui ont modifié les formations pré-métamorphiques en schistes cristallins, au niveau du faciès amphibolite, aient effacé nombre de caractères initiaux des roches.

La présence des zones périclithique et gabbroïde est incontestable ; reste encore à convenir que les roches microlitiques et microgrenues, qui constituent généralement la zone supérieure des complexes ophiolitiques, vu leur faible résistance aux phénomènes de recristallisation

blastique, apparaissent sous forme d'amphibolites. Ces dernières sont intimement liées aux roches de la zone gabbroïdale, de sorte que leur provenance, par métamorphisation d'un matériel marneux, paraît très peu probable.

La stratification, caractère important des complexes ophiolitiques, est évidente dans toutes les zones du complexe de Valea Muntei, en commençant par la zone basale périclithique et s'accentuant vers la partie supérieure amphibolitique, à cause de la recristallisation par métamorphisme général. Les alternances des schistes biotite-amphiboliques, friables, qui paraissent souvent dans la zone supérieure, lui impriment un faux caractère sédimentogène, se maintiennent aussi dans la zone médiane, avec la prédominance incontestable des roches gabbroïdes ainsi que dans les couches extérieures des lentilles périclithiques, où, on les a considérées, à tort, pour des formations de contact.

L'existence d'une stratification et surtout d'une rythmicité évidente représente un caractère initial du matériel pré-métamorphique, chose habituelle dans les complexes ophiolitiques, et elle n'est pas le résultat d'un phénomène de différenciation métamorphique. A remarquer, en ce qui concerne les relations existentes entre les roches du cortège ophiolitique et les schistes cristallins qui les accompagnent, que le complexe ophiolitique représente un ensemble unitaire, nettement différent des formations cristalophylliennes avoisinées, qui résultent du matériel sédimentogène pré-métamorphique, métamorphisé.

*Complexe des alternances de paragneiss à biotite ou biotito-amphiboliques, gneiss quartzofeldspathiques et micaschistes (complexe rythmique).* Ce complexe a une grande extension dans la région des sources de Valea Muntei et des vallées de Dobra et de Sibișel. Il est constitué par une série d'alternances de l'ordre des décimètres représentées par des paragneiss fins à biotite et biotito-amphiboliques, des gneiss fins leucocrates et des micaschistes. Ce sont ces alternances résultées probablement des couches de roches psammitiques, aleuritiques et pélitiques, argileuses ou marneuses, métamorphisées, qui impriment au complexe son caractère rythmique. Les gneiss fins leucocrates, proviennent d'un matériel pyroclastique acide, métamorphisé.



Ce complexe est caractérisé encore par l'apparition fréquente des roches pegmatoïdes, qui constituent des bandes et des lentilles concordantes ou des filons discordants, à dimensions qui varient des centimètres aux mètres.

### Série de Rîușorul Cisnădioarei

Dans le bassin de Rîușorul Cisnădioarei se développent des formations cristallophylliennes, différentes, en ce qui concerne leur caractère lithofacial et métamorphique, par rapport aux autres schistes cristallins séparés dans la région. Les données que nous possédons jusqu'à présent nous ont permis de séparer dans la région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu ces formations cristallophylliennes sous le nom de la série de Rîușorul Cisnădioarei. Cette série est constituée par deux complexes: le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite et le complexe des schistes chlorito-albitiques.

*Complexe des schistes à porphyroblastes d'albite.* Ce complexe est constitué par des quartzites et des gneiss contenant constamment des porphyroblastes d'albite, à structure poïkiloblastique. Les micaschistes muscovito-biotitiques, intensément chloritisés, à petits grenats, constituent des alternances subordonnées, situées surtout à la base de la série (ruisseau de Rîușorul entre 593 et 615 m).

La constitution des roches qui forment ce complexe met en évidence le caractère prédominant terrigène du matériel prémétamorphique. Les quartzites, les gneiss et les micaschistes proviennent de sédiments psammitiques, psammoclastiques et aleuro-pélitiques argileux. L'apparition constante de l'albite dans tous les types de roches appartenant à ce complexe, indique un apport de matériel pyroclastique, mélangé en proportions variées au matériel terrigène.

La présence de quelques roches constituées exclusivement d'albite, à caractère albitophyllique, évidencierées dans la région de Brezoi—Călinești située plus au S dans le défilé de l'Olt, confirme cette hypothèse.

Soulignons que l'albite peut résulter parfois de la transformation du plagioclase plus basi-

que, d'origine détritique, désagrégé, du soubasement gneissique de la série de Măgura.

*Complexe des schistes chlorito-albitiques.* Ce complexe est développé surtout dans la région de Răsinari.

Il comprend deux horizons: l'horizon basal, constitué par des schistes chlorito-épidotiques et l'horizon supérieur, caractérisé par la présence des schistes chlorito-albitiques.

**Horizon des schistes chlorito-épidotiques.** Il est bien développé à l'W de Răsinari. On y distingue essentiellement deux types de roches, selon leur constitution minéralogique, leur structure et texture: les schistes chlorito-épidotiques et les schistes chlorito-épidoto-albitiques.

En ce qui concerne le caractère du matériel prémétamorphique nous supposons que les roches qui constituent cet horizon sont résultées d'un matériel pyroclastique métamorphisé. La nature des granules d'albite semble être plutôt clasto-magmatique, que terrigène.

**Horizon des schistes chlorito-albitiques.** Cet horizon est constitué en majeure partie par des schistes chlorito-albitiques, à texture ondulée et lentilles de quartz.

Les caractères minéralogiques, structuraux et texturaux des roches de cet horizon indiquent un matériel prémétamorphique pyroclastique. La forme arrondie des granules d'albite englobés dans une trame chloritique qui ne peut être expliquée ni par une provenance détritique, ni par un phénomène de recristallisation blastique, nous fait supposer des apports de sable et de cendres volcaniques.

**Roches éruptives.** Les roches éruptives sont associées dans cette région au complexe des schistes chlorito-albitiques. Elles sont représentées par des roches éruptives, intrusives, pour la plupart granodioritiques.

Toujours dans ce complexe, nous décrirons les roches porphyroïdes, mises en évidence sur la crête entre Valea Sibișelului et Valea Derjanilor à environ 873 m d'altitude, ainsi que sur Dealu Schiaului.

Rappelons aussi la présence des roches bostonitiques.



### Sous-série de Steaza

Dans la partie supérieure de la série de Măgura, apparaît, à Răşinari, une série de roches arkosiennes, très faiblement métamorphisées. La séparation entre cette sous-série et la série de Măgura est difficile à faire en terrain ; seule l'étude microscopique détaillée facilite sa délimitation cartographique.

La sous-série de Steaza est constituée pour la plupart par des paragneiss gris compactes, caractérisés par la présence de lamelles bien développées de muscovite, évidentes surtout dans les plans de schistosité. Selon le caractère du matériel détritique on distingue : des paragneiss blastopséphitiques (microconglomérats), des paragneiss blastopsammitiques et des paragneiss blastoaleuritiques. La composition des éléments détritiques des paragneiss blastodétritiques de la sous-série de Steaza indique clairement la provenance de ces roches d'un soubasement de type Măgura, désagrégé. L'étude microscopique des éléments détritiques met en évidence leur provenance des gneiss oeillés et des gneiss nodulaires de la série de Măgura qui résultent, à leur tour, d'un soubasement granitoïde primordial et qui ont été recristallisés à une époque antérieure de plissement et de métamorphisme.

### SÉRIE DE SIBIȘEL

La série de Sibișel est constituée par des formations à degré inférieur de métamorphisme.

Le niveau basal des schistes cristallins de Sibișel se dispose de manière concordante sur les paragneiss arkosiens de la série de Măgura. En observant attentivement la limite entre ces séries cristallophylliennes on remarque des cas où de différentes formations qui appartiennent à la série de Sibișel recouvrent les paragneiss arkosiens de Steaza ou les gneiss de la série de Măgura. Cela s'explique par le caractère transgressif de la série de Sibișel.

En ce qui concerne l'épaisseur de cette série, on remarque de grandes différences dues probablement, d'une part, aux variations initiales d'épaisseur du matériel sédimentaire et, d'autre part, au caractère tectonisé de la région. Elle varie entre 100—800 m.

Vu les différences qui existent dans le développement des complexes de cette série, nous

décrirons séparément la série de Sibișel de la région de Răşinari—Cisnădioara et celle du bassin de la vallée de Sadu.

**Série de Sibișel de la région de Răşinari—Cisnădioara.** A l'W et au SW de Răşinari, la série de Sibișel est largement développée. Au S de Cisnădioara on a mis en évidence un petit synclinal constitué des formations cristallophylliennes appartenant à ce complexe.

La série de Sibișel comprend quatre complexes très différents comme paragenèse, structures et textures des schistes cristallins, qui proviennent des roches plus anciennes à compositions différentes : le complexe des schistes amphiboliques, le complexe des schistes à magnétite, le complexe calcaire et le complexe graphiteux.

*Complexe des schistes amphiboliques.* Il constitue la partie basale de la série de Sibișel et il est caractérisé par la prédominance des roches amphibolitiques, qui forment un paquet très unitaire. Les schistes amphiboliques qui constituent ce complexe sont des roches caractérisées généralement par une fine granulation et une texture orientée.

En terrain on observe une alternance de schistes amphiboliques vert-foncé, constitués en majeure partie d'amphibolites, de roches fines satinées, vert-clair et de roches compactes grises, caractérisées par des cristaux de hornblende à orientation parallèle, inclus dans une mésostase finement grenue. A la base du complexe, au contact même avec les paragneiss blastopsammitiques, on remarque parfois un niveau très mince, à schistes amphiboliques nodulaires.

Mentionnons aussi la présence des roches gabroïdes, à l'aspect de flasergabbros, situées toujours à la base du complexe.

L'aspect très unitaire du complexe amphibolitique, la stratification et la présence des alternances rythmiques dans la composition de la structure et la texture impriment à ce complexe un caractère ophiolitique très évident. L'apparition des roches gabroïdes vers la base du complexe, alternant parfois avec différents types de schistes amphiboliques, met en évidence l'existence de deux zones : la zone médiane gabroïde et la zone supérieure, finement grenue, microlitique.



Les roches de la zone basale ultrabasique apparaissent très rarement, soit à cause d'un épanchement moins important de magmas simiques, qui n'ont pas permis de séparations considérables de roches ultrabasiques, comme il en est du complexe ophiolitique de la série de Valea Muntelui, soit à cause de l'érosion qui, jusqu'ici, n'a mis à jour que les parties supérieures de ce complexe.

Les recristallisations produites par le métamorphisme général ont effacé les caractères des roches éruptives initiales, de sorte qu'il est très difficile de faire des considérations concernant l'origine des différents types de schistes amphiboliques. Les roches gabbroïdes, vu leur structure macrogrenue, ont subi des transformations moindres, de sorte que leur caractère éruptif est, comme on l'a remarqué, très évident. Des restes de structures de roches volcaniques, observées par l'étude d'un grand nombre de coupes minces, nous ont permis de considérer certains schistes amphiboliques comme provenant des roches effusives microgrenues, microlitiques ou même porphyriques.

*Complexe des schistes à magnétite.* Le complexe des schistes à magnétite recouvre d'une manière concordante le complexe amphibolique. Ce complexe est bien développé à l'W de Răsinari ; mentionnons aussi sa présence dans le versant W du massif de Măgura. Le complexe des schistes à magnétite est constitué d'alternances rythmiques, à savoir des schistes quartzzeux sériciteux, séricito-chloritiques, parfois à muscovite, à schistosité plan-parallèle, des schistes chlorito-muscovitiques, à texture schisteuse ondulée et différents types de schistes chlorito-albitiques fins, compactes. Ajoutons-y les roches microcristallines, blanches. Parfois on remarque à la base du complexe un niveau constitué par des roches à structure blastopsammite.

Les recherches en terrain ainsi que les études approfondies de laboratoire, suggèrent l'idée de la formation de ce complexe par une série de microalternances rythmiques, aleuritiques, aleuro-pélitiques, pélitiques et subordonné psammitiques, dont le métamorphisme a engendré des schistes séricitiques, des schistes quartzzeux séricito-chloritiques et des schistes blastopsammitiques. La superposition d'un matériel pyroclastique, en proportions très variées, a imprimé une grande diversité à ce complexe. De cette manière ont

résulté les roches tufogènes (schistes chlorito-albitiques) au dépens du matériel pyroclastique et du mélange de ce matériel avec celui détritique, et se sont formées des roches mixtes tuffitiques (schistes chlorito-séricito-albito-quartzzeux). La présence constante de la magnétite qui abonde dans les schistes chlorito-albitiques, résultés du métamorphisme des dépôts pyroclastiques, démontre que l'apport du fer est d'origine volcanique sous-marine.

Quant aux schistes chlorito-muscovitiques à caractères très différents par rapport aux formations cristallophylliennes qui les renferment, on peut les expliquer logiquement par l'existence d'un relief de fond, peut-être une cordillère en soulèvement, qui a fourni, par désagrégation, des blocs, des fragments de l'ordre des pséphites et même du matériel plus fin, qui a été inclus dans les dépôts détritiques, rythmiques et parfois même dans les roches tufacées.

*Complex calcaire.* Au-dessus du complexe volcanogène-sédimentogène se situe un complexe calcaire, entre 0,5—30 m d'épaisseur, caractérisé par la présence prédominante de différents types de roches carbonatées.

Ce complexe est bien développé dans le N de la région et moins, vers le S.

Le complexe calcaire est constitué dans le N de la région par des calcaires blancs, marmorens, alternant avec des calcaires gris, associés à des calcschistes chloritiques, parfois à des schistes chloritiques. Vers le S prédominent les schistes chloriteux calcaires contenant des alternances de calcaires gris, de l'ordre des décimètres.

Soulignons la présence d'une série d'affleurements de calcaires gris compacts, à texture massive, qui apparaissent à partir de la zone de confluent du ruisseau de Dobra jusqu'à la cote 1113.

Dans le bassin de la vallée de Sadu, le complexe calcaire présente une plus grande variation, étant constitué d'une série d'alternances de calcaires jaunâtres, calcaires blancs massifs et calcaires gris en bancs minces, associés à des calcschistes chloritiques et à des chloritoschistes à quartz. Le large développement de ce complexe dans le N de la région de Răsinari et son rétrécissement vers le S, où les roches carbonatées ont été mises en évidence surtout par



l'étude microscopique, suggère des variations longitudinales de faciès.

Les différences de constitution minéralogique des roches, qui se font évidentes dans la partie S de la région de Rășinari, s'expliquent par les différences de composition du matériel pré-métamorphique, dues aux changements des conditions de sédimentation.

A part les variations longitudinales de faciès, on observe des engrenages latéraux entre les schistes à magnétite du complexe volcano-sédimentogène et les formations calcaires. A proximité du complexe calcaire les schistes à biotite et magnétite deviennent calcaires, contenant de la calcite en quantités variables.

Le métamorphisme du matériel sédimentaire primordial a multiplié les aspects structuraux et texturaux qui caractérisent les schistes cristallins de ce complexe. La blastèse s'est manifestée avec plus d'intensité dans les couches calcaires que dans ceux terrigènes, le matériel calcaire étant constamment caractérisé par une tendance plus prononcée de recristallisation et de mobilisation ultérieure. Il en résulte des calcaires à l'aspect marmoréen, dans une zone au degré inférieur de métamorphisme.

*Complexe graphiteux.* Le complexe calcaire supporte à peu près constamment un complexe détritique, caractérisé par l'abondance du pigment graphiteux.

L'épaisseur de ce complexe est variable ; dans le N de la région de Rășinari il est plus faible (5—20 m), tandis que dans le S il est bien développé, atteignant 100 m d'épaisseur. Le complexe graphiteux est constitué par des schistes quartzeux graphiteux, à texture plan-parallèle ou microplissée et des schistes séricito-graphiteux à texture ondulée-plissée, à lentilles ou bandes de quartz blanc. Les schistes cristallins graphiteux sont prédominants dans la partie S de la région de Rășinari, tandis que les schistes séricito-graphiteux apparaissent surtout dans le N.

Les compositions, les structures et les textures cristallines qui constituent le complexe graphiteux sont des indices d'un dépôt sédimentaire primordial, riche en substances organiques, déposé probablement dans un milieu mixte, à caractère paralique. L'épaisseur, parfois appréciable de ce complexe, dénote une subsidence continue.

Les microalternances de lits quartzeux et de lits sériciteux et graphiteux peuvent être considérées comme une alternance d'épisodes continentaux à large développement de végétation et d'épisodes marins caractérisés par le dépôt d'un matériel prédominant terrigène.

### Série de Sibișel du bassin de la vallée de Sadu

La série de Sibișel se rétrécit vers l'E de la région. Elle est constituée par différents types de schistes amphiboliques, schistes quartzeux sériciteux et calcaires blastodétritiques, faiblement métamorphisés ; les schistes à magnétite y sont peu fréquents.

### Série de Rășinari

Les schistes de cette série se développent aux proches environs de Rășinari. Selon la composition du matériel pré-métamorphique on y a séparé deux complexes, à savoir : le complexe des quartzites blastodétritiques et le complexe des schistes quartzeux chlorito-sériciteux.

*Complexe des quartzites blastodétritiques.* Les complexes cristallophylliens de la série de Sibișel supportent des couches très homogènes, à roches psammitiques, aleuritiques, parfois pséphitiques, exclusivement quartzeuses.

Ce complexe est largement développé dans le N de la région de Rășinari, où il atteint 100—150 m d'épaisseur; vers le S il s'amincit et fait une dernière apparition sur la crête entre la vallée de Sadu et le bassin du ruisseau de Sibișel. A la base du complexe on remarque parfois l'existence d'un niveau de quartzites blasto-pséphito-aleuritiques graphiteux, tandis que dans la partie supérieure apparaissent parfois des quartzites blasto-psammo-aleuritiques, faiblement sériciteux. La superposition d'un complexe quartzitique, résultat du métamorphisme d'un sédiment bien classé, probablement un dépôt de littoral sur un complexe graphiteux, représentant une formation à caractère paralique, suggère l'idée du commencement d'un nouveau cycle de sédimentation.

Le complexe graphiteux, à caractère régressif, représente probablement la fin d'un premier cycle de sédimentation ; le complexe quartzitique, par sa constitution et par la structure des roches qui le composent, paraît figurer un horizon à caractère transgressif.



*Complexe des schistes quartzeux chlorito-sériciteux.* Le complexe des quartzites blasto-détritiques supporte en continuité de sédimentation un complexe à schistes sériciteux et schistes quartzeux chlorito-sériciteux.

Les recherches en terrain ainsi que l'étude au laboratoire ont déterminé la division de ce complexe en deux horizons lithofaciaux caractéristiques : un horizon basal, à prédominance des schistes sériciteux très fins et ardésiens et un horizon supérieur, constitué par des schistes quartzeux et sériciteux.

Les schistes qui constituent ce complexe sont caractérisés par une granulation très fine, ce qui indique un matériel prédominant sédimentaire aleuro-pélitique, déposé dans une zone plus profonde du géosynclinal.

#### CONSIDÉRATIONS SUR LE PROCESSUS DE MÉTAMORPHISME

L'étude microscopique d'un riche matériel récolté de la région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu nous a permis d'admettre la superposition de plusieurs époques de métamorphisme assez bien caractérisées en ce qui concerne l'intensité avec laquelle elles ont agi sur le matériel préexistant. Les processus de métamorphisme développés pendant la dernière époque de métamorphisme sont très évidents à cause de la différence qui existe entre le degré de métamorphisme du soubassement préexistant, constitué par des schistes cristallins métamorphisés au niveau du faciès amphibolite et les formations transgressives plus récentes transformées en schistes cristallins au niveau du faciès des schistes verts. Plus difficile est de mettre en évidence les transformations produites par la superposition des époques de métamorphisme qui ont agi au niveau du même faciès métamorphique, à savoir le faciès amphibolite.

Après la formation des schistes cristallins qui constituent la série de Valea Muntelui au niveau du faciès amphibolite, par l'effondrement de ces formations à grandes profondeurs, en conditions de température et de forte pression hydrostatique, les transformations produites se sont manifestées de manière inégale, dans les roches de cette série ; les paragneiss et les micaschistes n'ont pas subi de modifications ; en échange, les intercalations de gneiss leucocrates ont subi une recristallisation graduelle du quartz, du plagioclase et de la muscovite.

Le processus de recristallisation statique a avancé de la périphérie vers le centre de l'intercalation, où la roche présente des aspects granoïdes ou pegmatoïdes. Ajoutons que, dans les paquets de gneiss oeillés, de l'ancien soubassement de Măgura, on remarque des mobilisations du quartz et du microcline sous forme de lentilles et de filonets discordants, à caractère pegmatoïde, dont la muscovite est absente. A de plus grandes profondeurs, les formations pegmatoïdes correspondantes sont caractérisées par la présence de l'orthose.

Les recherches détaillées effectuées dans la région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu ont mis en évidence des associations de roches à métamorphisme avancé avec des roches caractérisées par un degré inférieur de métamorphisme. C'est la conséquence des influences métamorphiques qui ont agi sur les roches du soubassement pendant la dernière époque de plissement et de métamorphisme qui a affecté toute la succession des formations. A cette occasion, les formations transgressives plus récentes ont subi un métamorphisme plus réduit, ce qui fait qu'elles ne dépassent pas le faciès des schistes verts. Les roches du soubassement ont été d'abord cataclasiées, laminées et englobées dans les formations plus récentes ; la staurotide et moins les grenats ont été en partie ou totalement rétrométamorphisés. La biotite rouge-brun a perdu une partie des ions de Fe, K, et Ti, devenant une variété brun-jaunâtre à granules très fins de sphène, provenus de cette transformation. Souvent, la transformation est totale et il en résulte de la muscovite.

La présence des éléments à caractère détritique évident, provenant du soubassement ancien, fournit un argument de plus en faveur de l'hypothèse qui soutient la superposition des formations d'âges différents, plissées et métamorphisées durant deux époques tectoniques nettement différentes en ce qui concerne l'intensité des processus de métamorphisme général.

#### FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

La région montagneuse qui a fait l'objet de cette étude appartient à la bordure SW du bassin de Transylvanie, dont les sédiments sont transgressifs sur les terrains cristallophylliens anciens.



Les formations sédimentaires sont représentées par le Crétacé supérieur, le Miocène et le Quaternaire.

Les dépôts crétacés sont développés dans le bassin de la vallée de Rîușorul, dans un petit golfe qui se prolongeait vers le S par un couloir étroit, jusqu'à ses sources. Les dépôts miocènes reposent transgressivement sur le Crétacé supérieur dans la région de Cisnădioara tout comme sur le soubassement cristallin à Rășinari et Poplaca. Le Quaternaire forme les plaines de piémont du N, les terrasses des rivières et leurs alluvions.

## TECTONIQUE

### APERÇU HISTORIQUE

Les principaux problèmes géologiques de la zone du défilé de l'Olt ont été abordés dans des travaux de synthèse.

Les auteurs antérieurs ont imaginé différentes hypothèses concernant les relations tectoniques entre les massifs cristallophylliens des Carpates Méridionales centrales. Il y en a qui soutiennent l'existence d'une importante ligne de dislocation, marquée par des dépôts mésozoïques, le long de laquelle le cristallin du Sebeș et du Lotru est chevauché par les massifs cristallophylliens du Făgăraș, Leaota, Cumpăna et Cozia, unités supérieures de la nappe gétique.

D'autres auteurs encore ont adopté l'idée d'une continuité de sédimentation et de métamorphisme, et ils ont nié l'existence d'une ligne tectonique et des unités supérieures.

### TECTONIQUE DE LA RÉGION RĂȘINARI—CISNĂDIOARA—SADU

La région montagneuse située au S et à l'E de Rășinari, Cisnădioara et Sadu présente une tectonique très compliquée, conséquence des processus géodynamiques, qui se sont succédés depuis des temps géologiques très anciens, jusque dans les périodes plus récentes.

L'analyse du caractère des dislocations qui agissent sur les formations métamorphiques, fait ressortir les structures plicatives plus anciennes, fragmentées par des dislocations radiales ultérieures. La tectonique plicative est le résultat des mouvements survenus dans les époques pré-cambriennes et dont les effets se sont souvent superposés. Les dislocations radiales peuvent être groupées par systèmes à directions diffé-

rentes et elles doivent être considérées comme effets des mouvements tectoniques plus récents. C'est ainsi que par l'addition des effets de plusieurs époques de plissement et de métamorphisme, en commençant par les temps très anciens (probablement archéens) jusqu'aux temps plus récents (mésozoïques et tertiaires) a résulté l'édifice tectonique actuel de la zone montagneuse de Rășinari—Cisnădioara—Sadu.

### Tectonique plicative

L'analyse tectonique de la région indique les unités tectoniques suivantes : Unité de Valea Muntelui et Unité de Măgura.

**Unité de Valea Muntelui.** Dans la partie occidentale de la région s'étend l'unité de Valea Muntelui qui comprend les formations cristallophylliennes de la série au même nom, constituées par un complexe ophiolitique pérido-tito-gabbroïdo-amphibolitique et un complexe d'origine sédimentaire à texture rythmique. L'unité de Valea Muntelui représente un large anticinal asymétrique à directions NNW—SSE, dont le noyau est formé par le complexe pérido-tito-gabbroïdo-amphibolitique, largement développé. Le flanc E de cet anticinal est chevauché et recouvert partiellement par l'unité de Măgura.

**Unité de Măgura.** L'unité majeure de Măgura constitue la plus grande partie de la région étudiée. Elle est formée par sept écailles à vergences W; l'écaille de Valea Steaza—Dealu Derjanilor, l'écaille de Prislop, l'écaille de Rîușorul Cisnădioarei, l'écaille de Pîrîul Ciuparilor, l'écaille de Măgura, l'écaille de Chicioara et l'écaille de Sadu.

Chacune de ces écailles a généralement un soubassement commun (série de Măgura) et une couverture variable (série de Sadu, sous-série de Steaza, série de Sibișel, série de Rășinari).

**Ecaille de Valea Steaza—Dealu Derjanilor.** Cette écaille comporte la série de Măgura comme soubassement, recouverte par la sous-série de Steaza, la série de Sibișel et celle de Rășinari. A l'W, le long d'un plan de chevauchement, cette écaille présente un contact anormal avec la série de Valea Muntelui. A l'E l'écaille de Valea Steaza—Dealu Derjanilor est délimitée par une ligne de contact hésitant. Dans son ensemble, cette écaille est constituée par un synclinal asymétrique dont le flanc W est largement déve-



loppé; le flanc E est en grande partie réduit tectoniquement et chevauché par l'écaille suivante.

*Ecaille de Prislop.* L'écaille de Prislop est bien développée à l'W de Răşinari et se continue vers le S jusque dans le bassin de la vallée de Sadu.

Elle est unitaire dans la partie N et centrale de la région et divisée par l'écaille de Pîrîul Ciuparilor dans la partie S de cette dernière. L'écaille de Prislop est entièrement constituée par le complexe des schistes chlorito-albitiques de la série de Rîuşorul Cisnădioarei dont les terrains sont fortement plissés en plis monocinaux et présentent des vergences E dans le N de la région.

Vers le S, les schistes chlorito-albitiques sont déversés vers l'W et viennent en contact par un plan anormal de dislocations avec les quartzites blastodétritiques de la série de Răşinari.

Les formations de l'écaille de Prislop constituent un anticinal qui plonge vers le S.

*Ecaille de Rîuşorul Cisnădioarei.* A l'E de l'écaille de Prislop se développe le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite de la série de Rîuşorul Cisnădioarei. Ce complexe est décollé et repose vers l'W sur les formations du complexe supérieur de la série de Rîuşorul Cisnădioarei et vers l'E sur le synclinal étroit constitué par les complexes de la série de Sibișel.

*Ecaille de Pîrîul Ciuparilor.* Vers le S les formations de l'écaille de Valea Steaza—Dealu Derjanilor se répètent dans l'écaille de Pîrîul Ciuparilor.

Cette écaille forme un synclinal asymétrique, à soubassement de roches gneissiques du type de Măgura et à couverture représentée par les formations faiblement métamorphosées de la série de Sibișel.

Le long de la ligne de contact anormal, vers l'W, les gneiss de la série de Măgura viennent en contact avec les différents termes de la série de Sibișel et avec le complexe des schistes chlorito-albitiques de la série de Rîuşorul Cisnădioarei. Vers l'E la ligne de séparation entre l'écaille de Pîrîul Ciuparilor et l'écaille de Prislop est marquée par un plan de contact anormal.

*Ecaille de Măgura.* Cette écaille commence aux sources du ruisseau de Rîuşorul et se continue vers le S dans le bassin de la vallée de Sadu.

Le contact entre l'écaille de Măgura et celle de Pîrîul Ciuparilor est marqué par la ligne de séparation entre les formations de la série de Măgura et celles de la série de Sibișel. Remarquons que le plan de contact est parfois hésitant à cause de la superposition du système plus récent de dislocations radiales à direction N—S. Vers l'E, l'écaille de Măgura est délimitée par un plan de contact anormal, le long duquel les terrains de la série de Măgura appartenant à l'écaille de Chicioara, viennent en contact anormal avec le complexe des alternances de paragneiss à biotite et de micaschistes de la série de Sadu, supérieur à la série de Măgura du point de vue stratigraphique. Le prolongement vers le N de la ligne de contact anormal entre l'écaille de Măgura et l'écaille de Chicioara n'est pas aussi net qu'au S, étant donné que les failles plus récentes qui coupent les deux écailles, effacent en partie les rapports initiaux, d'autant plus que dans le massif de Măgura n'apparaissent plus les termes appartenant à la série de Sadu.

*Ecaille de Chicioara.* L'écaille de Chicioara se développe dans le bassin de la vallée de Sadu et continue vers le N jusque dans le versant gauche du ruisseau Tocilelor. Cette écaille comporte un soubassement gneissique appartenant à la série de Măgura et une couverture représentée par la série de Sibișel. Les formations de cette dernière série englobent parfois des lames du soubassement de Măgura qui s'intègrent en général dans le style tectonique propre à la série de Sibișel. L'écaille de Chicioara est délimitée vers l'E par un plan de contact anormal marqué parfois par une étroite zone de roches fortement laminées, à miroirs de friction. La limite de cette écaille et de la suivante est marquée par les terrains de la série de Sadu qui sont en contact avec les calcaires blastodétritiques de la série de Sibișel. L'écaille de Chicioara est caractérisée par une structure compliquée, les gneiss du type de Măgura ayant des structures en écaillles. La série de Sibișel forme un synclinal étroitement plissé dont le flanc occidental est intensément tectonisé.

*Ecaille de Sadu.* L'écaille de Sadu présente un faible développement à l'E de la région. Vers l'W, cette écaille est délimitée de l'écaille de Chicioara par un plan de contact anormal. Cette écaille est constituée par les formations



de la série de Sadu, appartenant au complexe des micaschistes à grenat et staurotide et au complexe amphibolitique. Ce dernier constitue le noyau d'une structure anticlinale, qui plonge vers le N sous les micaschistes à grenat et staurotide. Un autre anticinal asymétrique met en évidence les gneiss blastodétritiques de la série de Măgura.

### Tectonique disjonctive

Les anciennes structures plicatives ont été coupées et fragmentées par une tectonique disjonctive plus récente.

En ordonnant les dislocations radiales mises en évidence dans la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu, nous constatons qu'elles peuvent être groupées en deux systèmes principaux : un système à direction à peu près E—W et un autre, à direction N—S. L'étude des aérophotogrammes a confirmé la présence des fractures évidencierées et a contribué à les préciser, alors que, traversant des terrains de la même série, elles étaient un peu moins claires.

*Fractures E—W.* Ces fractures ont largement contribué à imprimer les principaux caractères de l'édifice tectonique actuel. Toute la région est prédominée par une forte surélévation du massif de Măgura, individualisé sous la forme d'un horst, délimité par des lignes de fracture et flanqué à l'E et à l'W par des zones synclinales dans lesquelles se développent les formations de la série de Sibișel. Ce horst est délimité au S par le graben des Cîrlige dont il est séparé par une importante fracture à direction ENE—WSW.

Le horst de Măgura présente une structure d'anticlinorium ; le style de plissement est asymétrique ; on y remarque une courbure évidente des plis vers l'W. Le graben des Cîrlige présente une structure en plis couchés, dont les noyaux contiennent parfois des gneiss de la série de Măgura, qui apparaissent en-dessous des formations de la série de Sadu.

A l'W de la région, les formations de la série de Valea Muntelui sont coupées, à leur tour, par des fractures à direction ENE—WSW ; ces fractures décrochent les terrains du complexe périclito-gabbroïdo-amphibolitique.

*Fractures N—S.* Les fractures N—S ont déterminé la formation de grabens plus récents dans lesquels ont pénétré les eaux du Crétacé

supérieur et dans lesquels se sont conservés les dépôts de cet âge. Ainsi, au S de Cisnădioara, les dépôts crétacés se continuent entre les montagnes, dans des grabens étroits, en pleine zone de schistes cristallins.

Ces fractures sont probablement plus anciennes, mais elles ont été reprises durant les mouvements alpins.

*Autres systèmes de fractures.* Dans la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu on a mis aussi en évidence d'autres systèmes de fractures moins importants. Ces fractures sont à peu près parallèles aux plans de contact anormal de cette zone de sorte qu'elles semblent générées par les mouvements plicatifs plus anciens.

### CONCLUSION TECTONIQUES

La région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu est située dans la zone qui réunit des formations cristalophylliennes très différentes autant pour la nature du matériel pré-métamorphique que pour les caractères des processus de métamorphisme qui ont affecté, à des étapes différentes, ce matériel, en le transformant en types variés de schistes cristallins.

Les différentes séries de schistes cristallins séparées dans la région étudiée appartiennent aux principaux massifs cristallins qui prennent part à la constitution des Carpates Méridionales ; de sorte que l'éclaircissement de leurs relations, contribue à résoudre les problèmes tectoniques fort controversés, posés par le géologie et la structure très compliquée de cette zone de l'arc carpatique.

Les leviers en terrain ainsi que les études détaillées ont mis en évidence dans les Carpates Méridionales centrales le caractère transgressif des formations faiblement métamorphisées sur un soubassement plus ancien, à métamorphisme plus intense. De cette manière, on a infirmé l'hypothèse de l'existence d'une continuité de sédimentation et de métamorphisme dans les terrains antécambriens des Carpates Méridionales.

La carte géologique qui en est résultée, témoigne de l'existence d'une structure en écailles des terrains cristalophylliens de la partie interne de la nappe gétique. La mise en évidence de la structure en écailles a modifié aussi l'hypothèse de l'existence d'une importante ligne tectonique à l'W du défilé de l'Olt, le long de laquelle les unités supérieures représentées par



les massifs de Cumpăna—Cozia—Leaota et de Făgăraș, seraient en contact avec cristallin du Sebeș—Lotru.

A remarquer que l'analyse de la tectonique plicative de la région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu montre le changement du sens de propagation des mouvements orogéniques, à travers les temps géologiques. Les formations des séries plus anciennes sont caractérisées par la vergence E des plis, tandis que les structures écaillées qui affectent les série de Sibișel et de Răsinari présentent des vergences W.

L'examen des vergences des structures des terrains cristallophylliens des Carpates Méridionales centrales fait remarquer que les écailles mises en évidence à l'W du défilé de l'Olt suivent exactement le contour de la nappe gétique au contact avec l'autochtone. Étant donné que jusqu'à présent on n'a pas rencontré de formations mésozoïques le long des plans de contact anormal, il faut bien admettre que durant les dernières phases de plissement et de métamorphisme antéalpin, les poussées ont changé de sens, précédant la formation de la nappe gétique.

#### CONSIDÉRATIONS CONCERNANT L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA RÉGION

La région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu est caractérisée par une constitution pétrographique et une structure tectonique très complexe qui sont dues aux processus pétrogénétiques répétés, étroitement liés aux phénomènes géodynamiques anciens, auxquels se sont associés les effets des mouvements plus récents, ce qui complique encore l'image déjà très complexe de cette intéressante zone de l'arc carpatique méridional. L'étude des relations stratigraphiques et structurales dénote que les terrains plus anciens, qui constituent le soubassement cristallin général de la région étudiée, appartiennent à la série de Măgura. Une partie du matériel qui constitue cette série gneissique est, comme on l'a montré, de provenance granitoïde, de composition granitique, granodioritique et quartz-dioritique, appartenant probablement à une croûte très ancienne, archéenne, résultée à son tour des processus de migmatisation. D'autres gneiss ont unités majeures de la croûte, ainsi que sur des plans profonds de rupture, situées entre le seuil

des tufs (gneiss quartzo-feldspathiques) ou peut-être, des roches porphyriques (gneiss quartzzeux). En ce sens, on peut considérer la pétrogenèse des gneiss de Măgura, intimement liée aux processus magmatiques, dynamiques et diastrophiques d'un soubassement très ancien, submergé plus tard par une couverture molassique constituée par les roches détritogènes de la série.

L'histoire ultérieure de la région est caractérisée par la succession de plusieurs époques tectoniques, concrétisées par des déformations de la croûte, généralement alternatives. Des zones de faible subsidence et des zones géosynclinales se sont individualisées dans lesquelles se sont épanchés des magmas simiques et se sont déposés des sédiments de profondeurs et de faciès variés, accompagnés de manifestations d'un magmatisme sialique acide ; le tout affecté ultérieurement par une succession de processus métamorphiques liés à l'évolution géodynamique de la région.

Une première étape très ancienne de l'évolution de cette région est signalée à l'E, dans les formations de la série de Sadu. Le complexe des micaschistes à grenat et staurotide, à développement fanéroblastique, relève un dépôt de plus grande profondeur.

Durant l'évolution de l'époque de Sadu, il paraît qu'il s'est produit une migration vers l'W du géosynclinal, concrétisée par la formation d'un puissant complexe terrigène à caractère rythmique, transformé sous l'action du métamorphisme général dans une alternance monotone de micaschistes et de paragneiss, déposés sur un soubassement de gneiss de Măgura.

Dans une étape ultérieure, les dépôts du géosynclinal, plissés et métamorphisés, appartenant à l'époque de Sadu ont été exondés, constituant de la sorte un socle continental.

Les régions situées à l'W ont subi une puissante subsidence dont a résulté un couple monolininaire, constitué par une fosse eugéosynclinale, située sur le territoire de développement actuel du massif de Sebeș, et une fosse mio-géosynclinale, qui occupait les zones de développement actuel de la série de Riușorul Cisnădioarei. Les fosses étaient séparées par un seuil continental (haut fond), constitué de formations gneissiques de la série de Măgura. Le long de la flexure principale qui sépare les deux unités majeures de la croûte, ainsi que sur des plans profonds de rupture, situées entre le seuil conti-



continental et la fosse eugéosynclinale, des coulées massives de magmas simiques (ophiolitiques) sont venues se répandre sur un soubasement de micaschistes. Les formations ophiolitiques ont été recouvertes par une puissante série de sédiments rythmiques psammo-pélitiques argileux ou marneux, à intercalations de tufs acides, déposés pendant la période de comblement du géosynclinal.

A la suite d'une nouvelle phase de paroxisme orogénique, associée au métamorphisme et à la migmatisation des dépôts sédimentaires et ophiolitiques, la zone eugéosynclinale subit un mouvement d'élévation pendant que, du côté du continent, la sédimentation continuait dans la zone miogéosynclinale. Dans cette fosse se sont accumulés des dépôts à caractère volcano-sédimentogène, transformés ensuite en schistes cristallins, par des processus de métamorphisme non associés à des phénomènes de migmatisation.

Après la consolidation des aires géosynclinales appartenant à ce couple monoliminaire, dans les zones à faible résistance, du côté du seuil continental, s'installèrent des fosses cugéosynclinales, marquant le début d'une nouvelle époque tectonique.

Dans les zones de flexure comprises entre les zones récemment consolidées et les nouvelles fosses se sont produits des épanchements de magmas simiques (complexe des schistes amphibolitiques de la série de Sibișel) sur lesquels se déposèrent des sédiments terrigènes, bien développés dans la partie centrale de la région étudiée. Avec les dépôts calcaires et mixtes, à caractère paralique, finit le premier cycle de sédimentation de ces fosses géosynclinales.

A la suite d'un nouvel affaissement, dû aux mouvements oscillatoires, s'installent dans la région de Rășinari des fosses miogéosynclinales à dépôts blastopséphitiques, bien classés dans la partie basale et terrigènes, plus fins, à la partie supérieure.

Après le comblement de ces fosses et après le plissement des dépôts accumulés et leur métamorphisme au niveau du faciès des schistes verts, suit une longue période d'exondation, dont les débuts tiennent probablement du temps du Paléozoïque. Les éventuelles revenues de la mer durant le Carbonifère ou à des époques plus récentes, mises en évidence dans les régions de l'W des Carpates Méridionales (Banat) ou de

l'E (Perșani), ne peuvent être signalées, faute de preuves stratigraphiques.

Durant le Crétacé supérieur, les eaux de la mer pénètrent le long des grabens étroits qui, apparemment, se sont prolongés vers le S jusqu'à Brezoi où l'on a retrouvé les restes d'un pareil canal crétacé, dans le bassin de Valea Boului.

Les mers ultérieures, qui ont occupé le bassin de Transylvanie, ont baigné les terrains cristallophylliens exondés des environs de Rășinari et de Sadu.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les recherches géologiques effectuées dans la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu ont suggéré une nouvelle interprétation de l'histoire géologique de ce secteur des Carpates Méridionales centrales.

Des méthodes modernes ont été utilisées dans l'étude des terrains cristallophylliens ; celles-ci ont permis de formuler de nouvelles opinions concernant les problèmes stratigraphiques et tectoniques, abordés déjà par les chercheurs antérieurs et de contribuer à leur élucidation. La synthèse des données connues jusqu'à présent, a mis en évidence la succession des événements géologiques, des temps précambriens très anciens et jusque dans les temps plus récents. En ce sens, on a décélé l'existence de plusieurs cycles géologiques, dont les dépôts ont été plissés et métamorphisés durant des époques tectoniques successives et l'on a cherché à préciser leur caractère autant du point de vue lithologique que métamorphique et tectonique.

En établissant les caractères prémétamorphiques des différentes formations, appartenant à ces cycles, on a fourni les données indispensables à la reconstitution des cycles géologiques anciens.

Les problèmes de métamorphisme général ont encore constitué un des principaux objectifs des études effectuées dans la région de Rășinari—Cisnădioara—Sadu. Dès le début on a remarqué que chaque série de schistes cristallins est caractérisée par son propre degré de métamorphisme. Naturellement, on a constaté des variations d'intensité dans le processus de métamorphisme, variations qui ne dépassent pourtant pas certaines limites. Les discordances de métamorphisme remarquées ont imposé l'idée de la superposi-



tion de plusieurs époques de métamorphisme. La superposition des processus de métamorphisme général d'un degré moins avancé, a produit des transformations évidentes dans les terrains du soubassement plus intensément métamorphisés. Ces transformations ont été décrites et caractérisées comme processus de métamorphisme régressif. En nous étayant de ces études, nous avons suggéré l'idée de la transgressivité des séries faiblement métamorphisées sur un soubassement consolidé, constitué par des schistes cristallins intensément métamorphisés. Les zones de transition entre les schistes cristallins mésozonaux et épizonaux, admises par les auteurs antérieurs, se sont avérées être des zones de métamorphisme régressif.

Les éléments détritiques évidenciés dans les formations métamorphisées de la série de Sibișel proviennent sans doute des roches désagrégées du soubassement et ils marquent à leur tour l'existence d'une discordance stratigraphique et métamorphique. L'emploi de la méthode microtectonique fournit des données supplémen-

taires, démontrant l'existence des discordances structurales.

La découverte et la détermination des restes végétaux, représentés par des ultramicrospores et des algues du groupe *Riffenites* N a u m, ont permis de dater les formations faiblement métamorphisées de la série de Sibișel. C'est ainsi qu'on a mis en évidence pour la première fois la présence du Riphén basée sur les données paléontologiques, dans les terrains cristallophylliens des Carpates roumaines. On préconise de la sorte le plissement et le métamorphisme de la série de Sibișel durant l'époque baïkalienne.

En ce qui concerne l'évolution paléotectonique de la région on peut conclure que le sens de propagation des ondes orogéniques s'est modifié durant les temps, puisque les époques tectoniques plus anciennes, protérozoïques inférieures ou archéennes, sont caractérisées par des vergences NE, tandis que les époques de plissement baïkalien, paléozoïque et mésozoïque présentent des vergences SW.

Redactor: MIRCEA PAUCA  
 Tehnoredactor și corectori: G. CAZABAN  
 ILEANA MATEESCU, L. FOTE  
 Traduceri: C. MISSIR, L. BRAILEANU  
 Ilustrația: I. PETRESCU

Dat la cuile: 13.X.1964. Bun de tipar: 19.VII.1965. Tiraj:  
 1000 ex., Hirtie cartografică 49 gr/m<sup>2</sup>, Ft. 70×100. Coli de  
 tipar 12. Com. nr. 4158. Pentru biblioteci indicate de clasifi-  
 ficare: 55(058).

Tiparul executat la întreprinderea „Informația” Str. Bre-  
 zoiu, nr. 23-25.





Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

# MEMORII

VOL.VI

MARCELA DESSILA CODARCEA  
STUDIUL GEOLOGIC ȘI PETROGRAFIC  
AL REGIUNII RĂȘINARI CISNÄADIOARA-SADU

BUCUREȘTI 1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României