B·I.G
97202

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLIII

9720L

BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Bibl. Principal.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. XLIII

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA
97207



BUCUREŞTI
1975

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page

Bercia I., Bercia Elvira. Les formations cristallines du secteur roumain du Danube (Banat-Carpates Méridionales) 57

Maier O., Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichița. L'étude géologique et pétrographique des terrains cristallophylliens de la partie méridionale des monts de Poiana Ruscă 177

Institutul Geologic al României

CUPRINS

	Pag.
Bercia I., Bercia Elvira. Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpații Meridionali)	5
Maier O., Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichița. Studiul geologic și petrografic al cristalinului din partea sudică a munților Poiana Ruscă	65

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

9720?

FORMAȚIUNILE CRISTALINE DIN SECTORUL ROMÂNESC AL DUNĂRII (BANAT—CARPAȚII MERIDIONALI)

DE

I. BERCIA[1], ELVIRA BERCIA[1]

Abstract

Crystalline Formations from the Romanian Sector of the Danube (Banat — South Carpathians). The crystalline formations, the paper is dealing with, belong to the Getic and Danubian domains of the South Carpathians. The Getic area comprises metamorphites of the Sebeș-Lotru and Miniș series as well as the southernmost part ot the Sicheviţa granite. The Sebeș-Lotru series (Middle Precambrian), widespread within the Semenic tectonic Unit and the Getic nappe outliers Iron Gates and Bahna, mainly consist of metapelitic and metapsamitic rocks with subordinate metabasites (amphibolites) and metaarkoses (quartzo-feldspatic gneisses), regionally metamorphosed in the almandine--amphibolite facies. The Miniș series (Upper Precambrian-Cambrian?) represents a volcano-sedimentary pile which underwent a low-grade regional metamorphism in the greenschist facies (quartz-albite-epidote-biotite subfacies) followed by medium-grade contact metasomatic metamorphism near granite. In the Locva Unit two metamorphic lithostratigraphic series — Locva and Leşcoviţa — have been distinguished (Maier, 1974). The Locva series (Silurian?) is a predominately terrigenous formation with magmatogene episodes, while the Leşcoviţa series (Middle Devonian) is mainly magmatogene. Both underwent a low grade metamorphism of the Barrovian type during two phases of Variscian orogeny. Within the Danubian Domain crystalline formations build up the basement of the Retezat-Ogradena and Almaj tectonic Units. In the Retezat-Ogradena Unit metamorphites (Neamţu, Corbu and Vodna series) occur in the east, and gabbros (Iuţi), metagabbros (Plavişeviţa), serpentinites (Tişoviţa) in the west. The Neamţu series (Middle Precambrian), mostly terrigenous with subordinate metabasites (amphibolites), is metamorphosed in the amphibolite facies (staurolite--almandine subfacies) while the Vodna series is a terrigenous formation metamorphosed in the greenschist facies (quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies). During the emplacement of the Ogradena granite both series underwent a medium-grade contact-metasomatic metamorphism. The Corbu series (Upper Precambrian-Lower Cambrian) is an esentially volcano--sedimentary sequence to which carbonatic rocks (layers and lenses) are locally associated. Gabbros and serpentinites are considered products of the Preorogene and initial magmatism respectively, of the Bretone phase (Upper Devonian-Lower Carboniferous) and the Ogradena K-rich granite a Carboniferous latekinematic pluton (K/Ar and Rb/Sr maximum ages of 247—345 m.y.). The Almaj Unit crystalline comprises metamorphites of the Poiana Mraconia, Ielova and Toroniţa series. The first two series, assigned to the Middle Pre-

[1] Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

cambrian, are esentially terrigenous with levels of magmatogene amphibolites. In the Ielova series metaserpentinites frequently occur. Regional progressive metamorphism, in the almandine amphibolite facies, has been followed by repeated Baikalian, Herycnian and Alpine retromorphism. The Toroniţa series (Upper Precambrian-Cambrian) comprises an association of metapelitic, metapsammitic and basic magmatogene rocks metamorphosed in the greenschist facies. An attempt to correlate the tectonic units from Banat and North-Eastern Serbia is finally made.

TABLA DE MATERII

Abstract 5
Introducere 7
I. Cristalinul domeniului getic 8
A) Cristalinul din peticele Porţile de Fier şi Bahna 8
1. Caracterizare litostratigrafică 9
2. Caracterizare petrografică 10
a) Formaţiunile cristaline din peticul Porţilor de Fier 10
b) Formaţiunile cristaline din peticul Bahnei 12
3. Analiza metamorfismului 14
4. Analiza structurală 14
5. Descrierea profilului dintre Slătinicul Mare şi valea Virului 16
B) Cristalinul din unitatea de Semenic 17
1. Seria de Miniş 18
a) Învelişul migmatic al granitului 19
b) Complexul detritogen-vulcanogen bazic 19
c) Complexul detritogen-vulcanogen acid 20
Condiţiile de metamorfism 20
Elementele structurale 21
2. Granitul de Sichevita 21
a) Caracterizare petrografică 21
b) Elemente structurale 22
C) Cristalinul din unitatea de Locva 22
1. Seria de Locva 23
2. Seria de Leşcoviţa 23
II. Cristalinul domeniului danubian 25
A) Cristalinul din unitatea Retezat-Ogradena 26
1. Seria de Neamţu 26
2. Seria de Vodna 26
3. Seria de Corbu 27
Elemente structurale ale seriilor cristaline 27
Consideraţii cu privire la vîrsta şi evoluţia geologică a seriilor cristaline . . . 28
4. Metagabbrourile de Plavişeviţa 30
5. Serpentinitele de Tişoviţa 30
a) Scurtă caracterizare petrografică 31
b) Chimismul ultrabazitelor 32
c) Evoluţia ultrabazitelor 32
d) Elemente structurale 33
6. Gabbroul de Iuţi 34
a) Caracterizare petrografică 35
b) Analiza structurală 37
7. Granitul de Ogradena 38
a) Caracterizare geologică şi petrografică 39
b) Chimismul granitelor 41
c) Elemente structurale 41
d) Date de vîrstă absolută 43

Institutul Geologic al României

B) Cristalinul de Almaj 43
1. Seria de Poiana Mraconia 43
a) Caracterizare litostratigrafică 44
b) Caracterizare petrografică 44
c) Petrogeneza 47
d) Elemente structurale 48
2. Seria de Ielova 48
3. Seria de Toroniţa 50
Concluzii 50
Bibliografie 53
Rezumat 57

INTRODUCERE

Studiul geologic monografic al regiunii lacului de acumulare a sistemului hidroenergetic şi de navigaţie de la Porţile de Fier, se înscrie într-o activitate ştiinţifică de proporţii, pe care specialiştii din diferite ramuri, au desfăşurat-o în scopul prezentării unei imagini cît mai complete asupra acestei interesante zone din sectorul românesc al Dunării.

În ultimul deceniu,pe lîngă studiile pentru întocmirea monografiei, acest sector a făcut obiectul unor cercetări geologice de detaliu, cu ocazia elaborării materialelor şi pregătirii excursiilor unor reuniuni geologice internaţionale.

Interesul pentru această regiune este justificat prin faptul că defileul Dunării prezintă aici un profil remarcabil printr-o regiune clasică de pînze, precum şi o mare varietate de formaţiuni şi roci, rareori întîlnite împreună pe un teritoriu relativ restrîns.

În vederea obţinerii de date geologice suplimentare, unele cu caracter de document, au fost urmărite îndeaproape, pe măsura desfăşurării lor, lucrările de derocare executate în zona barajului, atît în sectorul barajului propriu-zis, cît şi pe traseele şoselei şi căii ferate. O mare atenţie a fost acordată deschiderilor acoperite de apele lacului de acumulare.

Cercetările întreprinse au condus la acumularea de noi date cu privire la stratigrafia, petrografia şi structura formaţiunilor cristaline din Banatul de sud. Aceste date, corelate cu cele obţinute anterior, au permis realizarea acestui studiu de sinteză.

Formaţiunile cristaline au fost tratate pe unităţi structurale conform schemei adoptate în Ghidul excursiilor celui de al XXIII Congres Geologic Internaţional (1968). Studiile de detaliu asupra unor sectoare reprezentative au contribuit la aprofundarea cunoaşterii geologiei acestei regiuni şi la fundamentarea ipotezei şariajelor în Carpaţii Meridionali. Studiul petrografic şi structural a făcut posibilă determinarea naturii materialului iniţial, a gradului de metamorfism regional şi a evoluţiei metamorfismului. Cu această ocazie s-a încercat şi corelarea unităţilor şi liniilor structurale majore de pe cele două maluri ale Dunării, folosind datele existente în literatură. Pentru partea jugoslavă au fost utilizate mate-

Institutul Geologic al României

rialele prezentate la Congresul VII al Asociației Geologice Carpato-Balcanice (Belgrad, 1967) și hărțile recente ale Jugoslaviei la scara 1 : 200.000.

În versantul românesc al Dunării, formațiunile cristaline ocupă o suprafață importantă. Ele sînt reprezentate prin formațiuni metamorfice cu compoziție și grad de metamorfism foarte variate și prin aproape toată gama de roci eruptive, de la roci granitice pînă la ultrabazite. Aceste formațiuni se repartizează domeniului getic și domeniului danubian (pl. I).

I. CRISTALINUL DOMENIULUI GETIC

În cursul ei actual, Dunărea străbate din cristalinul domeniului getic următoarele formațiuni: seria epimetamorfică de Miniș și seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru din peticele: Cazane, Bahna și Porțile de Fier. S-a considerat că toate acestea acoperă un interval de vîrstă de la Anteproterozoic superior pînă la Cambrian inferior inclusiv (Codarcea et al., 1968; Bercia, 1968; Savu, 1968; Giușcă et al., 1969).

A) Cristalinul din peticele Porțile de Fier și Bahna

De la Gura Văii pînă la Orșova, versantul stîng al Dunării este constituit în mare parte din șisturi cristaline mezometamorfice care aparțin peticelor de acoperire Porțile de Fier și Bahna, resturi ale pînzei getice, formată în timpul orogenezei alpine.

La est de Vîrciorova, de sub peticul Porților de Fier, apar formațiunile cretacice inferioare ale parautohtonului de Severin. Pe rama de est peticul Bahnei este afectat de o dislocație majoră (falie post-șariaj) care aduce în contact cristalinul getic al peticului cu sedimentarul autohton (Bercia, 1968).

Primele mențiuni cu privire la șisturile cristaline din această regiune aparțin lui Drăghiceanu (1885) și Ștefănescu (1888). Ultimul prezintă un profil între Gura Văii și Vîrciorova, în care sînt figurate ca roci metamorfice: micașisturi, gnaise și calcare cristaline. Mrazec (1895) descrie profilul Dunării între Vîrciorova și Turnu-Severin, menționînd prezența micașisturilor cu biotit și a unor granite cu enclave de amfibolite și micașisturi. Murgoci (1927) observă ridicarea axială a cristalinului din petice care ar sta „într-un sinclinal" peste depozite mezozoice. Streckeisen (1931) confirmă observațiile lui Murgoci, figurînd în profile încălecarea cristalinului peste sedimentarul considerat autohton și peste serpentinite. Codarcea (1937b) remarcă existența unui parautohton al pînzei getice, constituit din strate de Sinaia, Azuga și ofiolite. Ulterior, Codarcea (1937c) prezintă profilul dintre Gura Văii și Vîrciorova în care sînt figurate raporturile dintre pînza getică și pînza (parautohtonul) de Severin.

Primele observații de detaliu cu privire la geologia cristalinului de la Porțile de Fier au fost făcute de Codarcea cu ocazia întocmirii documentației pentru un proiect de baraj în această regiune (1946—1947).

Institutul Geologic al României

Focșa și Hurduzeu[2] prezintă un raport însoțit de o hartă petrografică generală a cristalinului din peticul Bahnei și Porților de Fier. Sînt descrise principalele tipuri de roci.

În vederea redactării ghidului excursiilor Congresului al V-lea Carpato-Balcanic (1961), Gherasi și Bercia[3] studiază profilul între Vîrciorova și Gura Văii. Cu această ocazie se precizează natura materialului premetamorfic, gradul de metamorfism regional și se descriu pentru prima oară elementele microstructurale. Cu ocazia cercetărilor privind geologia zonei lacului de acumulare, Bercia și Bercia[4,5] furnizează date noi obținute din cartarea deschiderilor artificiale, întocmesc profilul de detaliu în versantul șoselei și căii ferate între Slătinicul Mare și valea Virului și încadrează metamorfitele din regiune în succesiunea stratigrafică a cristalinului getic din partea de SW a Carpaților Meridionali.

1. *Caracterizare litostratigrafică*

Profilul Dunării prin cristalinul getic din Platoul Mehedinți străbate o grosime relativ redusă din formațiunile metamorfice ale seriei de Sebeș-Lotru. În succesiunea litostratigrafică locală se disting două diviziuni: la partea inferioară un complex format predominant din gnaise-cuarțo-feldspatice cu intercalații de amfibolite și paragnaise micacee iar la partea superioară un complex constituit în principal din micașisturi și intercalații de paragnaise micacee și foarte rar calcare cristaline. Paragnaisele și micașisturile sînt roci metasemipelitice și respectiv metapelitice bogate în Al și Fe. Gnaisele cuarțo-feldspatice reprezintă un material inițial de natură arcoziană, iar amfibolitele asociate nivele de roci magmatogene bazice.

Asociația arcozelor cu rocile bazice arată că ne găsim în prezența unor formațiuni premetamorfice de geosinclinal caracteristice stadiului inițial sau stadiului „dinainte de inversiune" (Turner, Verhoogen, 1961; de Sitter, 1960; Belousov, 1962).

Conform diviziunii stratigrafice a cristalinului mezometamorfic a domeniului getic din Banat, succesiunea șisturilor cristaline din peticul Bahnei și Porților de Fier, cuprinde termeni din partea superioară a complexului paragnaiselor și amfibolitelor (gnaisele cuarțo-feldspatice) și termeni din partea inferioară a complexului micașisturilor (Bercia, Bercia[6,7], Codarcea et al., 1968).

---

[2] I. Focșa, C. Hurduzeu. Raport asupra lucrărilor de recunoaștere în regiunea de SW a Platoului Mehedinți și regiunea de SW a masivului Godeanu. 1958. Arh. Inst. Geol. București.

[3] N. Gherasi, I. Bercia. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Porțile de Fier. 1960. Arh. Inst. Geol. București.

[4] I. Bercia, Elvira Bercia. Studiul formațiunilor din interiorul lacului de acumulare al barajului de la Porțile de Fier. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

[5] Elvira Bercia, I. Bercia. Studiul formațiunilor metamorfice și magmatice dintre Iuți și Moldova Veche. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

[6] *Op. cit.* pct. 4.

[7] *Op. cit.* pct. 5.

Institutul Geologic al României

Separațiunile de ordin inferior în cadrul complexelor au o valoare strict locală ele neputînd fi caracterizate drept orizonturi sau nivele.

Șisturile cristaline din Platoul Mehedinți, ca de altfel întreg cristalinul mezometamorfic al domeniului getic, au fost atribuite ca vîrstă Anteproterozoicului superior (Codarcea et al., 1968; Giușcă et al., 1969). Pe teritoriul Jugoslaviei cristalinul getic din Platoul Mehedinți se continuă în cristalinul din unitatea Krajina unde este atribuit ca vîrstă Proterozoicului *s.l.* (Aleksič et al., 1967; Andelkovič et al., 1967).

2. *Caracterizare petrografică*

a) *Formațiunile cristaline din peticul Porților de Fier* sînt reprezentate predominant din paragnaise și micașisturi, cuarțite, gnaise cuarțofeldspatice și amfibolite. La acestea se adaugă un mic corp de serpentinite la Gura Văii.

Paragnaisele formează tipul petrografic predominant; se disting paragnaise micacee și paragnaise cuarțitice cu parageneza obișnuită: plagioclaz + cuarț + biotit + muscovit + granat.

Structura este granolepidoblastică. În aceste roci cuarțul apare orientat dimensional în planul șistozității de stratificație împreună cu micele. Plagioclazul (An 20) este în general proaspăt, rareori maclat, cu incluziuni de cuarț și mice.

Biotitul brun roșcat, asociat cu muscovitul, prezintă aspecte de cristalizare statică. Metamorfismul dinamic, mai nou, determină local apariția extincțiilor ondulatorii și a microfracturilor în cuarț, îndoirea micelor, cloritizarea parțială a biotitului și a granatului.

Micașisturile apar sub formă de intercalații de grosimi variabile în paragnaise. Structura lepidogranoblastică variază de la microblastică pînă la faneroblastică. Sînt roci constituite din: cuarț + plagioclaz + biotît + muscovit + granat ± staurolit.

Cuarțitele și șisturile cuarțitice se întîlnesc mai rar. Ele apar intercalate în micașisturile de pe pîrîul Sf. Petru și sînt constituite în cea mai mare parte din cuarț (peste 80%) la care se adaugă mici cantități de biotit, muscovit și plagioclaz. Uneori în vecinătatea gnaiselor cuarțofeldspatice, cuarțitele conțin rare xenoblaste de microlin mobilizat.

Amfibolitele apar sub formă de benzi și lentile cu grosimi de ordinul decimetrilor, metrilor și cu totul excepțional de ordinul zecilor de metri (între valea Slătinicul Mare și valea Virului). După compoziția mineralogică se disting următoarele tipuri: amfibolite cu biotit și amfibolite eclogitice. Amfibolitele cu biotit reprezintă tipul predominant. După textură, în cadrul acestora, se disting amfibolite masive și amfibolite rubanate. Amfibolitele cu biotit, masive, formează corpuri lenticulare uneori budinate. Sînt roci mai larg cristalizate cu parageneza:

hornblendă verde + plagioclaz + biotit + epidot + (sfen + magnetit) în care uneori se recunoaște structura relictă, eruptivă. Plagioclazul apare în unele cazuri zonat cu un sîmbure mai bazic (andezin-labrador) și margini mai acide (andezin acid-oligoclaz).

Institutul Geologic al României

Amfibolitele rubanate se întîlnesc ca intercalații în gnaisele cuarțo-feldspatice din malul Dunării pe pîrîul Sf. Petru. Rubanarea este dată de alternanțe de benzi leucocrate, formate din plagioclaz (oligoclaz-andezin), puțin cuarț și rare lamele de biotit, cu benzi melanocrate, formate, predominant din hornblendă verde comună, la care se adaugă plagioclaz, biotit, uneori pistacit și accesorii : titanit și magnetit.

Amfibolite eclogitice au fost descrise pentru prima oară în această regiune de C o d a r c e a (1947). Apar în profilul Dunării la cca 1 km amonte de confluența cu pîrîul Sf. Petru. Sînt roci caracterizate printr-o structură diablastică și textură orientată, constituite în principal din hornblendă, granat, la care se adaugă puțin biotit și plagioclaz, provenit din transformarea omfacitului. Procesele de retromorfism au determinat formarea unor coroane de actinot în jurul granatului și transformarea parțială a hornblendei în biotit.

Gnaisele cuarțo-feldspatice apar sub forma unor bancuri ce alternează constant cu amfibolitele pe pîrîul Slătinicul Mare între pîrîul Slătinicul Mic și pîrîul Virului, în punctul Moșu și Baba și pe pîrîul Sf. Petru. Parageneza este : cuarț+plagioclaz+microclin+biotit+muscovit +granat+[epidot]+(titanit+ilmenit). Sînt roci cu structură granoblastică și textură orientată. În compoziția lor mineralogică predomină plagioclazul (An 15—18), microclinul și cuarțul. Se recunosc frecvent efectele proceselor de mobilizare migmatică a materialului cuarțo-feldspatic. Intensitatea acestora variază de la mobilizarea locală a feldspatului potasic pînă la transformarea rocii într-un migmatit omogen cu compoziție granitică. Această tranziție de la gnaisele cuarțo-feldspatice cu biotit pînă la roca omogenă granitică cu migmatoblaste de microclin este evidentă și se poate observa, de exemplu, la Moșu și Baba în zona barajului. În roca granitică se păstrează uneori orientarea relictă a biotitului și skialite fantomatice de gnaise și amfibolite biotitizate (paleosom, restit). În jurul zonelor intens feldspatizate se remarcă aglomerări ale biotitului melanosomei.

Observațiile microscopice confirmă existența unor importante fenomene de metasomatoză alcalină exprimată prin mobilizarea Na (albitizare) și a K (microclinizare), ultima mult mai accentuată. Astfel, oligoclazul paleosomei din gnaisele cuarțo-feldspatice, parțial saussuritizat, este înconjurat, sau asociat cu plagioclazul albitic proaspăt, mai nou. Microclinul ameboid, poichiloblastic, formează golfuri în plagioclaz cu frumoase concreșteri mirmekitice la contact (G h e r a s i, B e r c i a[8]).

Serpentinitele formează un corp lenticular de 300 m lungime și cca 100 m grosime, concordant în șisturile cristaline. Sînt reprezentate în general prin tipuri cu structură celulară, în care interiorul celulelor este ocupat de resturi de olivină și serpophit, iar canalele de „α serpentină" și exudații de magnetit. În rocă se observă resturi de enstatit în cea mai mare parte transformat în bastit. Subordonat se remarcă prezența tremolitului și a carbonaților (dolomit, magnezit), uneori pseudomorfoze după crisotil. Compoziția actuală indică o rocă ultrabazică inițială de tipul

[8] *Op. cit.* pct. 3.

Institutul Geologic al României

harzburgitului formată din olivină şi piroxen rombic. Serpentinizarea a fost urmată de metasomatoza la temperatură scăzută în prezenţa CO_2 (carbonatare). Deoarece nu există dovezi suficiente care să indice un metamorfism regional este posibil ca aceste serpentinite să fie puse în loc într-o fază mai nouă, posterioară acestui metamorfism.

b) *Formaţiunile cristaline din peticul Bahnei*, sînt reprezentate în profilul Dunării prin următoarele tipuri de roci: paragnaise, micaşisturi feldspatice, gnaise cuarţo-feldspatice, amfibolite, calcare cu silicaţi şi milonite.

— Paragnaisele apar ca intercalaţii în micaşisturi şi subordonat în asociaţie cu gnaisele cuarţo-feldspatice şi cu amfibolitele. Au fost observate următoarele parageneze:

Plagioclaz + cuarţ + biotit + clorit

Plagioclaz + microclin + cuarţ + biotit + muscovit + almandin + (titanit + ilmenit).

Parageneza cu microclin reprezintă un termen de tranziţie spre gnaisele cuarţo-feldspatice. În vecinătatea amfibolitelor se constată o creştere a conţinutului în titanit. În rest caracterele petrografice sînt cele ale paragnaiselor descrise în cristalinul Porţilor de Fier.

— Micaşisturile feldspatice predomină în partea superioară a succesiunii. Se disting următoarele tipuri principale:

Micaşisturi biotitice cu parageneza: cuarţ + plagioclaz + biotit.

Micaşisturi biotitice-muscovitice cu granat cu parageneza: cuarţ + plagioclaz + biotit + muscovit + almandin + (apatit + magnetit).

Micaşisturi cu microclin cu parageneza: cuarţ + plagioclaz + microclin + biotit + muscovit.

Plagioclazul (oligoclaz mediu) se prezintă sub formă de porfiroblaste poichiloblastice crescute tardiv peste paleosoma formată din cuarţ şi mice pe care le include şi le substituie. În aceste porfiroblaste se conservă şistozitatea micaşistului. Se observă că microclinul apare în acest facies numai în absenţa almandinului cu care este incompatibil.

— Gnaisele cuarţo-feldspatice se dezvoltă îndeosebi spre partea inferioară a succesiunii în zona axială a structurii anticlinale între rîul Bahna şi pîrîul Tîrziu şi la vest de pîrîul Tîrziu. Compoziţia mineralogică este cea obişnuită a gnaiselor cuarţo-feldspatice: plagioclaz + microclin + cuarţ + biotit + muscovit + almandin + epidot + apatit + (sfen + ilmenit).

Plagioclazul (An 10—12) apare în general parţial transformat, maclat după legea albit şi albit-periclin. Microclinul poichiloblastic include celelalte minerale. Este maclat şi deosebit de proaspăt. În multe cazuri predomină cantitativ asupra plagioclazului. Biotitul este o varietate bogată în Fe cu pleocroism, *Ng*-brun închis, *Np* gălbui-brun. Frecvent se observă cloritizarea parţială însoţită de exudaţii de magnetit. Muscovitul se întîlneşte mai rar; uneori apare crescut postcinematic sub formă de porfiroblaste oblice pe şistozitate.

Granatul (almandin) se dezvoltă scheletiform sau sub formă de atol cu nucleu de plagioclaz.

Institutul Geologic al României

— Amfibolitele apar în general asociate cu gnaisele cuarțo-feldspatice; sînt reprezentate prin tipuri cu textură rubanată cu următoarele parageneze:

Hornblendă + plagioclaz + cuarț + (apatit) + (titanit) + (ilmenit);

Hornblendă + plagioclaz + biotit + cuarț ± epidot ± apatit + (titanit + ilmenit + magnetit);

Hornblendă + plagioclaz + biotit + epidot + (apatit);

Cuarț + hornblendă + almandin + plagioclaz.

Hornblenda este o varietate de hornblendă comună, verde. Apare în cristale bine dezvoltate, alungite în planul șistozității de stratificație statistic paralel cu axa b. Biotitul brun roșcat, bogat în Fe și Ti, apare în lamele bine dezvoltate în asociație cu hornblenda, uneori crescut transversal pe șistozitate. Sub această formă se întîlnește îndeosebi în amfibolitele din vecinătatea gnaiselor cuarțo-feldspatice, unde se formează prin reacția hornblendei cu materialul leucocrat mobilizat în procesele de metamorfism.

Plagioclazul (An 30—35) este în mare parte saussuritizat.

Cuarțul apare în general subordonat în aceste roci, cu excepția unor intercalații foarte rare de cuarțite amfibolice cu granat (ultima parageneză) în care abundă.

Epidotul este reprezentat prin pistacit. Almandinul prezintă aspecte de cristalizare sincinematică cu dispoziția spiralată a incluziunilor (cuarț + magnetit, biotit cloritizat). Titanitul apare asociat cu hornblenda în jurul granulelor de ilmenit. Apatitul este un mineral accesoriu permanent al acestor amfibolite.

— Calcarele cu silicați se întîlnesc extrem de rar. Ele apar sub formă de intercalații subțiri spre partea superioară a complexului micașisturilor. Sînt roci rubanate în care se observă o alternanță intimă a benzilor carbonatice cu benzi în care, alături de carbonați, participă și silicații. Roca este constituită din: calcit + cuarț + tremolit + diopsid + plagioclaz + (titanit + magnetit).

Produse ale metamorfismului dinamic

Datorită zdrobirii și/sau laminării avansate, în vecinătatea faliilor și a planului de șariaj, șisturile cristaline sînt transformate în brecii tectonice, cataclazite și milonite.

În brecii, fragmentele angulare, de dimensiuni centimetrice și milimetrice, divers orientate, sînt sudate puternic într-o matrice micacee cantitativ subordonată elementelor.

Cataclazitele posedă o matrice fin granulară de culoare închisă rezultată prin măcinarea accentuată a rocilor în care se disting elemente angulare și rotunjite tectonic, de rocă și minerale (porfiroclaste). În milonite matricea fin granulară predomină net asupra elementelor. Aceasta se prezintă sub microscop ca o masă aproape opacă, fond pe care se detașează rare porfiroclaste de cuarț puternic deformat, cu extincții ondulatorii și de plagioclaz traversat de microfracturi. De regulă metamorfismul cataclastic este însoțit și de transformări mineralogice ca de exemplu transfor-

Institutul Geologic al României

marea biotitului şi granatului în penin, saussuritizarea plagioclazului. Pe suprafeţele de laminare se observă oglinzi de fricţiune cu striuri de alunecare orientate în direcţia mişcării („slikenside").

3. *Analiza metamorfismului*

Paragenezele menţionate în şisturile cristaline din această regiune a Platoului Mehedinţi, reprezintă echilibre realizate în condiţiile de metamorfism regional ale faciesului amfibolitelor cu almandin. Condiţiile acestui facies, caracteristic metamorfismului barrovian de presiune ridicată, sînt evidenţiate de prezenţa asociaţiei andezin-hornblendă comună în rocile bazice, a asociaţiei oligoclaz-almandin în pararoci şi a prezenţei diopsidului alături de calcit şi tremolit în rocile carbonatice silicioase. Rocile metapelitice din regiune sînt sărace în minerale tipomorfe. Se citează totuşi uneori prezenţa staurolitului şi distenului alături de almandin. Paragenezele observate permit să se precizeze că recristalizarea metamorfică s-a produs în condiţiile primelor două subfaciesuri ale faciesului amfibolitelor : subfaciesul staurolit-almandin şi respectiv disten-almandin-muscovit, corespunzătoare zonelor clasice cu staurolit şi disten. Cercetările experimentale arată că paragenezele disten-almandin-staurolit-muscovit şi disten-almandin-muscovit, care se întîlnesc în această regiune se formează la presiuni de 7—8 kb şi la temperaturi de 560°—600°C (W i n k l e r 1967, pag. 177, 181, 178).

4. *Analiza structurală*

Cristalinul Bahnei şi Porţilor de Fier a fost considerat începînd cu M u r g o c i, ca aparţinînd unor petice de acoperire ale pînzei getice. În ultimul deceniu s-au acumulat noi dovezi, în sprijinul ipotezei structurii în pînză a Carpaţilor Meridionali în general şi a cristalinului din Platoul Mehedinţi în special.

Regiunea Porţilor de Fier între Vîrciorova şi Gura Văii, constituie una dintre cele mai instructive în ceea ce priveşte şariajul cristalinului getic. La Vîrciorova şisturile cristaline ale peticului Porţilor de Fier încalecă depozitele de vîrstă jurasic superioară-cretacic inferioară ale parautohtonului de Severin (C o d a r c e a, 1937, 1940; C o d a r c e a et al., 1968).

Încălecarea, cu înclinări variabile, poate fi urmărită direct pe teren. Astfel, pe rama de vest a peticului, linia de şariaj are direcţia NS şi se poate observa în versantul stîng al pîrîului Vodiţa, iar de la Vîrciorova se curbează paralel cu Dunărea, continuîndu-se la zi pînă aproape de Slătinicul Mic. În malul Dunării, cristalinul rămîne suspendat peste stratele de Sinaia (pl. I, II).

În peticul Porţilor de Fier şisturile cristaline ocupă flancul normal cu înclinări spre SE al unei structuri plicative majore pe care sînt grefate o serie de cute de ordin inferior cu planul axial vertical (cute drepte, asimetrice). Şistozitatea este paralelă cu limitele litologice (şistozitate de

Institutul Geologic al României

stratificație) iar cutarea sinmetamorfică este de tip flexural cu alunecare concentrică („flexural slip").

Poziția elementelor structurale liniare B (liniații, axe B, polul π) este N 65° —75° E/20° —30° W în sectorul Gura văii, Moșu și Baba și N 30° —45° E, cu înclinări variabile spre NE și SW, în sectorul de la vest,

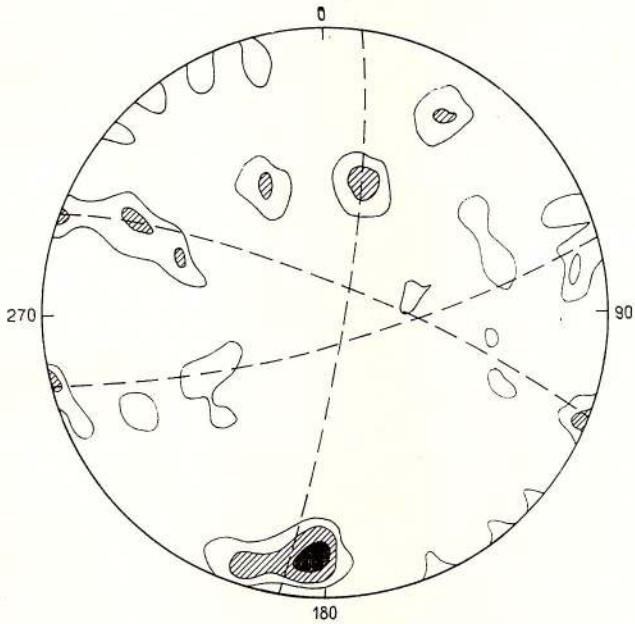


Fig. 1. — Diagrama faliilor în cristalinul getic la Porțile de Fier (60 măsurători).

Diagramme des failles dans le cristallin gétique des Portes de Fer (60 mesurements).

valea Virului-Slătinicul Mare. Aceste două sectoare omogene (în ceea ce privește poziția axei B) reflectă existența a două blocuri rotite la 30° unul față de celălalt în jurul unei axe verticale (pl. III).

Tectonica disjunctivă este reprezentată prin planul șariajului de forfecare și prin falii normale și inverse, de obicei conjugate, care formează trei sisteme tautozonale cu direcțiile N 22° E, N 50° —60° E și N 70° W —EW (fig. 1).

Majoritatea elementelor structurale disjunctive în peticul Porților de Fier au apărut în faze ale mișcărilor alpine și post alpine ca rezultat al aplicării unor forțe tangențiale orientate aproximativ E —W.

Relațiile de șariaj dintre cristalinul Bahnei, parautohton și autohton, demonstrate prin cartare și lucrări de foraj în zona nordică a peticului,

Institutul Geologic al României

sînt mai puțin clare în profilul Dunării. Aceasta se datorează existenței unei importante falii direcționale care afectează peticul de pe rama de E și care determină aspectul cartografic rectilin al limitei. Această falie, trasată pentru prima oară de Bercia (1968), a produs scufundarea relativă a peticului Bahnei în raport cu depozitele sedimentare ale autohtonului și parautohtonului de Severin.

Șistozitatea de stratificație schițează o structură ondulată, în care se remarcă o zonă mediană anticlinală (în axa căreia apar la zi gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite, termeni ai complexului paragnaiselor și amfibolitelor) și o zonă marginală sinclinală. Ca și în cristalinul Porților de Fier, structurile plicative plonjează spre NE și sînt reprezentate prin cute drepte asimetrice. Axa anticlinalului trece pe la gura pîrîului Tîrziu, iar axa sinclinalului înainte de intrarea în tunelul Alion, la est de Orșova (pl. II). Plonjul axei structurilor plicative este determinat de ridicarea axială a peticului în partea de sud, ridicare remarcată de Murgoci (1927).

Faliile măsurate în aflorimente se repartizează statistic la două sisteme: NE și NW încadrîndu-se în imaginea mișcărilor de forfecare stabilită pentru cristalinul Porților de Fier.

Mișcările tangențiale importante care au afectat și această parte a Carpaților Meridionali și-au lăsat amprenta în elementele structurale ale parautohtonului de Severin unde au determinat formarea clivajelor de forfecare, care traversează oblic planul axial al cutelor în depozitele mezozoice. Cutarea parautohtonului, caracterizată prin cute de alunecare flexurală, este anterioară șariajului. Ea nu poate fi atribuită șariajului deoarece este reprezentată peste tot prin cute, cu planul axial vertical și nu prin cute culcate sau răsturnate. În timpul punerii în loc, pînza a întîlnit depozite în care alunecarea flexurală ajunsese la maturitate și deci mișcarea de alunecare interstrate nu mai putea continua. În această situație, componenta tangențială principală a condus la formarea clivajului de forfecare.

5. *Descrierea profilului dintre Slătinicul Mare și valea Virului*

Pentru a ilustra raporturile de șariaj dintre pînza getică și parautohtonul de Severin precum și în scopul de a oferi o imagine asupra constituției petrografice și poziției formațiunilor mezometamorfice din regiunea Porților de Fier, am ales un profil într-un sector reprezentativ, de pe traseul Gura Văii-Vîrciorova. Acest profil (pl. IV) a putut fi construit grație deschiderilor aproape continui realizate prin lucrările de construcție ale șoselei și căii ferate.

Astfel, la gura pîrîului Slătinicul Mare se poate observa încălecarea cristalinului din peticul Porților de Fier peste stratele de Sinaia ale pînzei de Severin (fig. 2). Șisturile cristaline sînt reprezentate aici printr-o alternanță de paragnaise micacee și micașisturi cu nivele de gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite.

Institutul Geologic al României

În vecinătatea planului de încălecare apare o zonă subțire (50 cm-1 m) de milonite tipice, formate îndeosebi pe seama metamorfitelor. Succesiunea observată în profil este următoarea:

La partea inferioară se recunoaște un pachet de 200 m grosime constituit din gnaise cuarțo-feldspatice, parțial migmatizate, care suportă

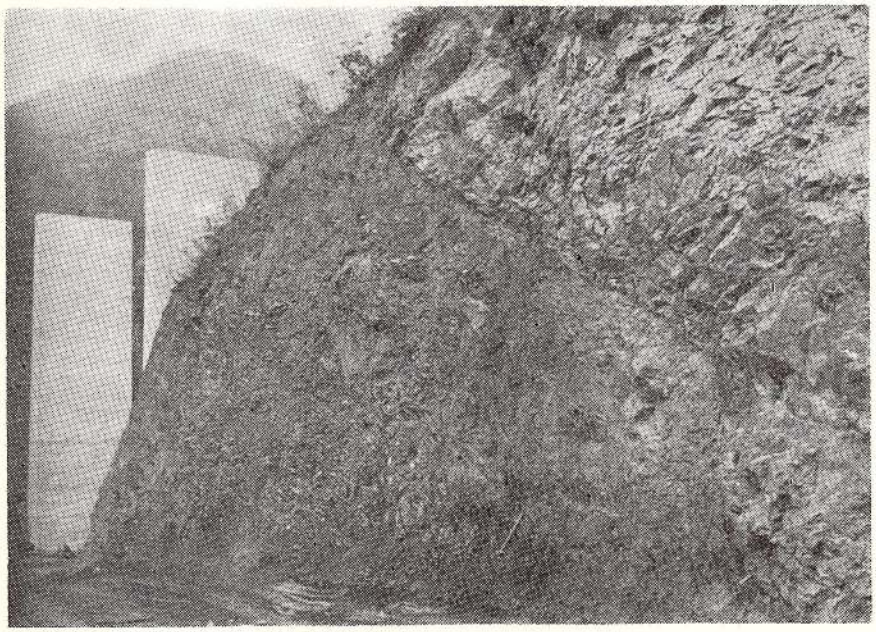


Fig.2. — Șariajul cristalinului getic peste strate de Sinaia la gura pîrîului Slătinicul Mare. Charriage du cristallin gétique sur les couches de Sinaia à l'embouchure du ruisseau Slătinicul Mare.

o alternanță de paragnaise și micașisturi. Urmează un orizont, de cca 200 m grosime, constituit predominant din gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite cu intercalații de micașisturi. În continuare, însă în valea Virului, urmează o alternanță de micașisturi și paragnaise cu rare intercalații de amfibolite, care împreună ating o grosime de 250 m.

Succesiunea este normală, înclinarea șistozității de stratificație variază de la 60° SE pînă la verticală. Întregul pachet de roci este afectat de falii conjugate determinate de compresiunea suborizontală pe direcția NW—SE.

B) Cristalinul din unitatea de Semenic

Cristalinul getic din unitatea de Semenic se dezvoltă în această regiune între linia Rudăria la est și zona sedimentară Reșița-Moldova Nouă la vest. El cuprinde formațiuni ale seriei mezometamorfice de tip Semenic (Sebeș-Lotru), formațiuni ale seriei epimetamorfice de Miniș și masivul granitic Sicheviță.

Institutul Geologic al României

În malul Dunării, începînd de la vest de Liubcova pînă la est de pîrîul Alibeg, aflorează termeni ai seriei de Miniș și extremitatea sudică a masivului granitic. Seria de Lotru este mascată aici de sedimente neogene. Pe teritoriul Jugoslaviei unitatea de Semenic corespunde cu zona structurală Kucay-Svrljiške iar falia Rudăria se continuă în dislocația Pek-Svrljiške Planine (A n d e l k o v i č et al., 1967).

Primele cercetări asupra șisturilor cristaline din această regiune au fost întreprinse de B ö c k h (1878, 1881) în regiunea Bozovici-Bănia-Șopotul Nou-Ravensca unde a recunoscut existența a trei grupe de șisturi cristaline și a pus în evidență pentru prima oară linia tectonică importantă ce trece pe la Rudăria.

S t r e c k e i s e n (1931) distinge, în funcție de intensitatea metamorfismului regional, două serii de șisturi cristaline: seria de Lotru, care cuprinde „roci mezozonale și catazonale" și seria de Buceava constituită din roci „epizonale". Masivul granitic („granitul de Liubcova"), este considerat ca fiind pus în loc după metamorfismul șisturilor cristaline, pe care le străbate, în timpul Carboniferului, ulterior granitelor din autohtonul Carpaților Meridionali. C o d a r c e a (1937, 1940) introduce denumirile „zona de Miniș" pentru seria de Buceava și „granitul de Sichevița" pentru granitul de Liubcova. Atribuie formațiunile cristaline domeniului getic și descrie principalele tipuri de roci eruptive ale masivului granitic (roci granitice-granodioritice cu diferențiate de granite aplitice potasice, granite potasice fanerocristaline, granodiorite și diorite).

G h e r u c i [9] și G h e r u c i et al.[10], prezintă hărți geologice de detaliu ale cristalinului din regiunea Sichevița, descrie roci mezometamorfice și tipurile de roci granitice. C o n s t a t i n o f f și F o c ș a [11] întreprind un studiu al șisturilor cristaline și al granitului de Sichevița (granitul de Șopotul Mare) într-o regiune situată mult la nord de cea la care ne referim.

O caracterizare complexă stratigrafică, petrografică, petrochimică și structurală a formațiunilor cristaline de tip Semenic, care se continuă cu aceleași caracteristici spre sud, a fost furnizată de cercetările întreprinse in munții Semenic de S a v u (1969).

1. *Seria de Miniș*

Șisturile cristaline ale acestei serii apar în malul Dunării începînd din amonte de valea Carașovățului pînă la pîrîul Gornea. În profilul de la nivelul șoselei (pl. IV) se observă de la vest spre est și geometric, de la inferior la superior, următoarea succesiune : învelișul migmatic al granitului ; un complex detritogen-vulcanogen bazic constituit din șisturi micacee

[9] O. G h e r u c i. Raport geologic asupra regiunii Sichevița-Banat. 1955. Arh. Inst. Geol. București.

[10] O. G h e r u c i, O. D i m a, A. G u r ă u. Raport geologic asupra regiunii Sichevița. 1956. Arh. Inst. Geol. București.

[11] D. C o n s t a n t i n o f f, I. F o c ș a. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Șopotul Nou-Sichevița. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

± granat cu nivele de șisturi amfibolice și șisturi cu porfiroblaste de albit; un complex detritogen-vulcanogen acid constituit dintr-o alternanță de șisturi cuarțitice sericitice și șisturi sericito-cloritoase feldspatice (metatufuri și metatufite acide).

Între învelișul migmatic și rest, precum și la limita dintre ultimele două complexe, au fost identificate zone de milonite. Formațiunile seriei de Miniș au fost atribuite ca vîrstă intervalului Proterozoic superior-Paleozoic (harta geologică la scara 1 : 200.000; C o d a r c e a et al., 1968). Ulterior vîrsta a fost restrînsă la intervalul corespunzător Baikalianului (G i u ș c ă et al., 1969). Formațiunile echivalente din Jugoslavia aparțin formațiunii metaofiolitică filitoidă atribuită Ripheo-Cambrianului. (A n d e l k o v i č et al., 1967).

a) *Învelișul migmatic al granitului.* Șisturile cristaline de la limita estică a granitului de Sichevița sînt intens injectate și îmbibate cu material granitic. Acestea se dezvoltă pe o distanță de cca 1 km în zona confluenței Carașovățului cu Dunărea. În jurul injecțiilor arteritice cu compoziție granitică și tonalitică, se observă o aureolă metasomatică în care neosoma apare sub formă de ochiuri cuarțo-feldspatice sau sub formă de migmatoblaste de feldspat. Paleosoma este constituită din cuarț, plagioclaz saussuritizat, biotit și muscovit. În zona migmatică se întîlnesc apofize granodioritice cu grosimi de ordinul zecilor și sutelor de metri (de ex. în aval de valea Carașovățului).

b) *Complexul detritogen-vulcanogen bazic.* Imediat la est de zona migmatică se trece la un complex de roci șistoase, fin granulare, uneori satinate, reprezentate printr-o alternanță de șisturi micacee ± granat, șisturi cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit și șisturi amfibolice.

Șisturile micacee sînt roci fin granulare cu structură lepidogranoblastică cu parageneza : cuarț + biotit + muscovit + plagioclaz + almandin + (magnetit).

Plagioclazul este puternic transformat. Uneori se observă dezvoltarea porfiroblastică a muscovitului.

Șisturile cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit se întîlnesc sub formă de intercalații decimetrice către limita cu rocile migmatice. Matricea rocii este fin granulară constituită dintr-un agregat de xenoblaste echigranulare de cuarț și plagioclaz la care se asociază lamele de muscovit și uneori de biotit. În această matrice se dezvoltă porfiroblaste de albit intens transformate, alungite în planul șistozității și mai rar porfiroblaste de muscovit.

Șisturile amfibolice au aspectul macroscopic al unor filite verzi cu șistozitate pronunțată.

Sub microscop aceste roci apar constituite în general din : hornblendă + plagioclaz + cuarț ± biotit + epidot + calcit + (sfen) + (magnetit). Structura este porfiroblastică. Matricea fin granulară este constituită și în acest caz din cuarț, plagioclaz ± biotit la care se adaugă o cantitate importantă de magnetit în pulberi ce marchează șistozitatea rocii. Porfiro-

Institutul Geologic al României

blastele sînt reprezentate prin cristale alungite de hornblendă comună verde albastră, crescute paralel, perpendicular sau oblic față de șistozitate. După modul de dezvoltare și relațiile cu mineralele din matrice, majoritatea hornblendelor prezintă caracterele recristalizării statice (post cinematice) dînd naștere structurii „Garben". Mai rar se observă și dezvoltarea postcinematică a porfiroblastelor de biotit. Uneori șistozitatea inițială este subliniată de dispoziția orientată a pulberilor de minerale opace incluse în porfiroblaste. Este evident că ne găsim în prezența a două momente de recristalizare metamorfică : primul corespunzînd cristalizării sincinematice a mineralelor și formării șistozității S_1 ; al doilea postcinematic, în care are loc recristalizarea statică a porfiroblastelor.

c) *Complexul detritogen-vulcanogen acid*, care se dezvoltă în continuare spre est, cuprinde o asociație de șisturi cuarțitice sericitice și șisturi sericito-cloritoase feldspatice cu porfiroblaste de albit (metatufite acide).

Șisturile cuarțitice-sericitice au în general aspectul unor filite satinate. Pe lîngă cuarț și muscovit, rocile conțin și aici o cantitate apreciabilă de magnetit în parte limonitizat, sub formă de pulberi, dispuse paralel cu șistozitatea.

Șisturile sericito-cloritoase-feldspatice cu porfiroblaste de albit sînt constituite dintr-o matrice șistoasă, fin granulară de cuarț, albit, clorit și sericit, în care se observă porfiroblaste de albit fără orientare preferențială și care nu conțin incluziuni helicitice. Structura și compoziția rocilor din succesiunea descrisă este foarte asemănătoare cu cea a metatufurilor acide.

Condițiile de metamorfism

Șisturile din acoperișul granitului sînt puternic afectate de metamorfismul magmatic, injecție și metasomatoză alcalină, care s-a suprapus peste efectele metamorfismului regional. În paleosoma rocilor mai slab migmatizate se recunosc parageneze caracteristice subfaciesului cuarț-albit-epidot-almandin, a faciesului de șisturi verzi. Metamorfismul magmatic a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor.

Complexul detritogen-vulcanogen bazic păstrează, după cum am văzut, amprenta polimetamorfismului. Matricea fin granulară ar indica un metamorfism regional sincinematic în condițiile faciesului de șisturi verzi (subfaciesul cuarț-albit-epidot-biotit) peste care s-a suprapus un metamorfism static în condițiile faciesului amfibolitelor (recristalizare de hornblendă „Garben" și biotit)

Complexul detritogen-vulcanogen acid prezintă în rocile examinate urmele unei singure faze de metamorfism și anume a metamorfismului regional în domeniul faciesului de șisturi verzi.

Institutul Geologic al României

97202

Elemente structurale

Șisturile cristaline ce se dezvoltă la est de granitul de Sichevița, în apropierea acestuia, formează în malul Dunării o succesiune cu înclinări ale șistozității de 50°—80°ESE.

Limitele dintre învelișul migmatizat al granitului și rest precum și dintre cele două complexe detritogen-vulcanogene sînt marcate prin zone de intensă forfecare. Metamorfismul dinamic a determinat aici formarea de cataclazite, milonite și ultramilonite. Dacă forfecarea la limita migmatitelor ar putea fi explicată datorită diferenței de competență, cea dintre complexele vulcanogene (între care o asemenea diferență practic nu există) ar putea marca o importantă dislocație disjunctivă. Din puținele date microstructurale disponibile în profilul Dunării nu se pot trage concluzii asupra comportării regionale a elementelor structurale.

2. *Granitul de Sichevița*

Granitul aflorează în versantul șoselei în aval de Coronini (Pescari) între valea Alibeg la vest și valea Carașovățului la est. Porțiuni mari din acest traseu sînt acoperite de grus și depozite cuaternare. Spre est granitul suportă învelișul de șisturi cristaline migmatizate, iar spre vest calcarele mezozoice ale zonei Reșița. Spre sud granitul se continuă pe teritoriul jugoslav pe aliniamentul granitului Nereșnika.

a) *Caracterizare petrografică.* Rocile examinate din acest profil corespund din punct de vedere a compoziției, granodioritelor și tonalitelor.

Granodioritele reprezintă tipul predominant. Ele posedă frecvent o structură porfirică determinată de dezvoltarea cristalelor centimetrice de microclin într-o matrice cu granulație medie formată din cuarț, feldspat și mice. Compoziția mineralogică în roca tipică este: cuarț 9,2%; plagioclaz 60,9%; microclin 20,1%; biotit+muscovit 9,7%; accesorii (zircon, rutil) 0,1%.

Plagioclazul, subidiomorf, apare cu centrul mai bazic (An 20—25) parțial saussuritizat și cu zone periferice mai acide (An 10—20) și proaspete. Se întîlnesc macle obișnuite polisintetice după legea albit, mai rar albit-karlsbad. Microclinul apare bine dezvoltat xenomorf, maclat, crescut, poichilitic peste celelalte minerale pe care le corodează. La contactul cu plagioclazul se observă concrețeri mirmekitice și albitizarea periferică a acestuia. Biotitul este o varietate brună cu pleocroism: Ng = brun roșcat, Np = gălbui-brun; se observă incluziunile obișnuite de zircon și rutil. Muscovitul este cu totul subordonat față de biotit.

Tonalitele se întîlnesc spre zona periferică a masivului la limita cu învelișul metamorfic. Rocile sînt în general cu granulație medie, de culoare cenușie, în care se disting cu ochiul liber: cuarț, feldspat, biotit idiomorf și hornblendă. Sub microscop se observă următoarea compoziție mineralogică: cuarț, 18,9%; plagioclaz 63,1%; microclin 2%; biotit 10,3%; hornblendă 1,2%; epidot 1,5%; sfen 3%.

Institutul Geologic al României

Plagioclazul apare aici zonat normal, conținutul în anortit variind de la 30% în centru la 25% spre periferie. Se observă macle frecvente după legea albit și albit-periclin. Biotitul idiomorf este reprezentat printr-o varietate brun-roșcată, bogată în titan. Hornblenda (hornblendă comună verde) apare subordonat și sub formă de aglomerări de cristale în asociație cu biotit și sfen.

În afară de acestea, au mai fost întîlnite varietăți de granite aplitice cu muscovit constituite din: cuarț, albit, microclin și muscovit.

b) *Elemente structurale.* În zona studiată, adiacentă Dunării, în partea centrală a masivului, textura apare la prima vedere masivă. La o examinare mai atentă se distinge însă foliația primară dată de orientarea biotitului și feldspaților, orientare mult mai accentuată în zonele periferice unde în planul foliației primare se dispun și skialitele de șisturi în diferite grade de transformare. Poziția foliației se apropie aici de cea a șisturilor înconjurătoare. În zona centrală poziția foliației primare variază între N 50° W și N 70° W cu înclinări de 60°—70° spre N, făcînd un unghi mare cu direcția NNE din zona periferică și cu foliația metamorfică a șisturilor cristaline.

Sistemele principale de fisuri sînt următoarele:

N 10°—20°E/80° E—60° W; N 60°—85° W/60°—80° S; N 10°—20° W/50°—80° W—50° E.

Se observă că primul sistem (NE) este aproape perpendicular pe direcția foliației primare în zona centrală a plutonului.

Sistemul al doilea (NW) perpendicular pe primul, prezintă direcții aproape paralele cu direcția foliației primare și înclinări mari. Fisurile din ultima grupă reprezintă fisuri de forfecare oblice.

Deoarece liniația primară nu a fost observată, clasificarea genetică a acestor sisteme de fisuri este dificilă. Ținînd seama de morfologia fisurilor, de extinderea lor și de prezența diferențiatelor asociate, se poate afirma cu certitudine că sistemele de fisuri reprezintă fisuri primare. Asocierea primului sistem (N 10°—20° E) cu diferențiate aplitice poate constitui un indiciu că acestea ar reprezenta fisuri Q perpendiculare pe direcția de curgere. În acest caz, al doilea sistem (N60°—85° W) perpendicular pe primul, ar reprezenta fisuri S, direcționale, paralele cu direcția de curgere. Liniația de curgere ar trebui să aibă deci direcția WNW și înclinări relativ mici (spre E și W).

Granitul de Sichevița este considerat de către cercetătorii români ca un pluton de vîrstă prebaikaliană (S a v u, 1965). Determinările de vîrstă absolută prin metoda Rb/Sr executate în partea jugoslavă indică însă o vîrstă de 237—257 mil. ani corespunzătoare Permianului (D i v l j a n, D i v l j a n, 1967).

C) Cristalinul din unitatea de Locva

În extremitatea sud-vestică a Banatului, în munții Locva, la vest de zona sedimentară Reșița, se dezvoltă un masiv cristalin constituit din formațiuni slab metamorfozate cu compoziție petrografică și succe-

Institutul Geologic al României

siune litostratigrafică particulare, la care se asociază granite aplitice și ortognaise. Acest cristalin este cunoscut sub denumirea de „zona de Locva" sau „seria de Locva" și este traversat de cursul Dunării pe o distanță de peste 30 Km de la graniță pînă la Moldova Veche.

În descrierea prezentată de C o d a r c e a (1940), în alcătuirea acestor formațiuni se menționează predominanța șisturilor cloritoase cu porfiroblaste de albit în partea de est și a filitelor albitice cu clorit și muscovit în partea de vest. La acestea se adaugă, granite aplitice și micropegmatite, ortognaise cu porfiroblaste de feldspat potasic, epigabbrouri și roci epidotice. În ultimul deceniu aceste formațiuni au constituit obiectul unor cercetări sistematice și cu metode moderne întreprinse de M a i e r (1968, 1969, 1971), care deosebește în cristalinul Locvei, atribuit domeniului infragetic, două serii litostratigrafice subdivizate în complexe după cum urmează :

1. *Seria de Locva (Silurian)*

Seria de Locva cuprinde formațiuni predominant de natură terigenă, în care un component caracteristic este albitul. În succesiunea litostratigrafică se disting două complexe : complexul gnaisic (de Buchin) și complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit (Bocșita-Dîrmoxa).

C o m p l e x u l g n a i s i c i n f e r i o r (E_1) este format din gnaise albitice cu intercalații de șisturi muscovito-cloritice-albitice, șisturi cuarțitice și roci actinolitice.

C o m p l e x u l ș i s t u r i l o r c u p o r f i r o b l a s t e d e a l b i t (E_2) este reprezentat printr-o asociație de șisturi muscovito-cloritice, clorito-calcitice cu porfiroblaste de albit în care la diferite nivele se intercalează șisturi cuarțitice cu albit și cuarțite, iar la partea superioară, șisturi tufogene bazice.

2. *Seria de Leșcovița (Devonian mediu)*

Această serie se caracterizează prin predominanța materialului premetamorfic tufogen, magmatogen bazic și acid. Se disting trei complexe : complexul șisturilor tufogene magmatogene bazice, complexul șisturilor terigene și complexul șisturilor cu stilpnomelan (tufogen-magmatogen).

C o m p l e x u l ș i s t u r i l o r t u f o g e n e m a g m a t o g e n e b a z i c e (E_3), debutează cu un orizont discontinuu de gnaise fanero-blastice cu aspect de gnaise granitoide considerate ca formate *in situ*, pe seama unor roci sedimentare cuarțo-feldspatice, datorită unui aport de K și SiO_2. În rest sînt descrise roci aplitice, metariodacite, metadacite, metatufuri acide, roci metaeruptive bazice gabbroide (metagabbrouri, peridotite și diorite) și afanitice, uneori doleritice (șisturi actinolito-epidotice-albitice, șisturi clorito-epidoto-albitice, șisturi albitice cu calcit) local cu relicte de structuri de tip pillow-lava. Metabazitele formează două orizonturi la partea inferioară și superioară a seriei. La acestea se mai aso-

Institutul Geologic al României

ciază roci terigene metapsamitice şi metapelitice, şisturi muscovito-cloritice şi şisturi cloritice cu porfiroblaste de albit, şisturi cuarţo-albitice etc. Metamorfismul s-a produs în condiţiile faciesului de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Complexul şisturilor terigene (E_4) se dispune concordant peste complexul descris mai sus. Cuprinde formaţiuni sedimentogene predominant arenacee, cu intercalaţii subţiri de natură pelitică reprezentate prin şisturi clorito-cuarţitice, muscovito-cloritice, grafitoase, cuarţitice grafitoase, şisturi cu actinolit.

Complexul şisturilor cu stilpnomelan (E_5) reprezintă termenul cel mai nou cunoscut în Locva, se dispune discordant peste complexul şisturilor terigene. Principalele tipuri de roci descrise care intră în componenţa acestui complex tufogen sînt: metadolerite, metadacite, metatufuri acide, filite stilpnomelanice, epidotite, şisturi terigene.

Se constată o variaţie litofacială pronunţată pe direcţie, rocile metaeruptive bazice şi metatufurile corespunzătoare se efilează de la Dunăre spre nord-est în avantajul şisturilor terigene iar rocile cu stilpnomelan primar, ce apar în partea de nord-est a ariei complexului, se efilează spre sud-vest. Maier (1971) consideră că partea superioară a acestui complex s-ar extinde pînă în partea inferioară a Devonianului superior.

În rocile din Locva se remarcă adesea coexistenţa stilpnomelanului primar cu andezinul, biotitul şi hornblenda verde-albastră, explicată prin adaptarea incompletă a rocii iniţiale la faciesul metamorfic. În afară de stilpnomelanul primar este descris şi stilpnomelanul postcinematic.

Studiul geochimic al rocilor eruptive metamorfozate confirmă originea magmatică a acestora. Rocile bazice corespund tipurilor magmatice alcalicalcice, pacifice gabbroide, subtipurilor c-gabbroid-miharaitic şi mai rar leucogabbroid. Chimismul acestora a fost paralelizat cu cel al doleritelor din provincia Sevilla şi al bazaltelor din Hawai. S-a demonstrat că diferenţierea de la gabbrouri la dolerite a avut loc în sensul îmbogăţirii în FeO, iar a rocilor metaeruptive acide în sensul îmbogăţirii în alcalii. Rocile metaeruptive bazice şi acide aparţin aceleiaşi provincii magmatice calcoalcaline şi sînt produse ale magmatismului iniţial al geosinclinalului paleozoic care s-au metamorfozat probabil în două faze ale ciclului varisc (Maier, 1971).

Metamorfismul regional este de tip barrovian (asociaţia biotit-stilpnomelan nu este în echilibru) şi s-a produs în intervalul de temperatură 400°—470°C.

Şisturile muscovitice-cloritice cu porfiroblaste de albit s-au format pe seama unor roci de tipul graywackelor, sodiul necesar cristalizării albitului provenind din aceste roci sedimentare. Recristalizarea albitului s-a mai produs în vecinătatea gnaiselor granitoide, precum şi în zona de contact a banatitelor. Porfiroblastele de albit au cristalizat în mai multe momente aparţinînd la cel puţin două faze cinematice principale însoţite de metamorfism regional (fazele caledoniană şi variscă).

Institutul Geologic al României

În funcție de stilul de cutare, M a i e r distinge în cristalinul Locvei trei zone :

Zona nord-vestică în care se dezvoltă complexele E_4 și E_5 caracterizate prin : cute simetrice la partea superioară și care devin asimetrice, cu vergența sud-estică spre partea inferioară.

Zona mediană coincide aproximativ cu aria de răspîndire a orizontului superior al complexului E_3. Cutele sînt isoclinale, culcate sau chiar răsturnate.

Zona estică reprezintă aria de dezvoltare a orizontului inferior al complexului E_3 și al complexelor inferioare E_2 și E_1, zonă delimitată de o fractură importantă cu direcția NS. Cutele sînt izoclinale culcate, cu excepția orizontului inferior al complexului E_3, în care apar cute largi simetrice.

Elementele lineare formează două sisteme cu direcții : N 40°—50° E și N 60°—75° E, reflectînd existența a două sisteme de cutare sinmetamorfice suprapuse, determinate probabil de orogenezele caledoniană și varisică. O fază de deformare alpină, legată de punerea în loc a banatitelor, a determinat formarea de suprafețe S_3 pe care au recristalizat minerale micacee (a treia fază de metamorfism evidențiată în cristalinul Locvei). Studiile petrotectonice de orientare a cuarțului arată o zonalitate microstructurală, confirmînd succesiunea stratigrafică.

Au fost evidențiate trei sisteme de fracturi regionale cu direcția NS, NE, NW. Primul (sistemul Oravița), cu tendință de încălecare de la vest spre est, afectează celelalte două sisteme.

Unitatea de Locva după părerea noastră se continuă pe teritoriul jugoslav în zona structurală Morava, iar cristalinul din Locva corespunde în mare parte, formațiunilor slab metamorfozate atribuite de A n d e l k o v i č, G r u b i č, S i k o ș e k (1967) complexului ripheo-cambrian al acestei zone. Înainte de 1970 cristalinul Locvei fusese atribuit ca vîrstă intervalului corespunzător ciclului baicalian (G i u ș c ă et al., 1969).

II. CRISTALINUL DOMENIULUI DANUBIAN

De la Ogradena pînă în apropiere de Liubcova, Dunărea străbate o mare parte din formațiunile cristalinului danubian reprezentate prin șisturi cristaline, granite, gabbrouri și ultrabazite.

În Banatul de sud, cristalinul danubian (autohton) se dezvoltă în regiunea cuprinsă între „grabenul" Cerna-Cazane la est și linia Rudăria la vest, reprezentînd aici fundamentul unităților de Retezat-Ogradena și Almaj (pl. I).

Pe teritoriul Jugoslaviei această importantă zonă autohtonă corespunde cu zona Stara Planina-Poreč, iar aliniamentul Cerna-Cazane se continuă probabil la sud de Dunăre în dislocația Miroč-Stara Planina.

În cadrul unității de Almaj, cristalinul a fost antrenat într-o serie de solzi care în succesiunea lor de la est spre vest sînt : solzul de Poiana Mraconia, solzul de Ielova și solzul de Toroniță.

Institutul Geologic al României

A) Cristalinul din unitatea Retezat—Ogradena

Şisturile cristaline ale acestei unităţi se dezvoltă între masivul granitic de Ogradena la est şi epigabbrourile de Plavişeviţa la vest.

În extremitatea sudică a unităţii de Retezat-Ogradena cristalinul este constituit în partea de est din şisturile cristaline ale seriilor de Neamţu, Corbu şi Vodna, străbătute de granite (Codarcea, 1937, 1940), iar în partea de vest din gabbrouri, metagabbrouri şi serpentinite.

Între Ogradena şi Dubova, formaţiunile cristaline ale acestei unităţi sînt în mare parte mascate de depozitele neogene ale bazinului Bahnei şi Dubovei precum şi de depozitele mezozoice de la Cazane.

1. *Seria de Neamţu*

Reprezintă un complex constituit predominant din gnaise cu biotit (metapsamite) asociate cu amfibolite şi rare intercalaţii de micaşisturi cuarţitice. Printre rocile amfibolice au fost deosebite: gnaise amfibolice rubanate şi metadiorite. Materialul premetamorfic era reprezentat predominant printr-o succesiune de gresii feldspatice şi gresii cuarţitice (Bercia, Bercia, 1956)[12] cu rare nivele de roci magmatogene bazice. Dessila-Codarcea şi Codarcea (1968) propun pentru echivalentele metamorfozate ale rocilor detritogene denumirea de „gnaise graywackice". Autorii consideră că această formaţie terigenă s-a format prin „erodarea unui fundament foarte vechi constituit din granitoide plagioclazice, care apar la zi în zona de Ielova".

Şisturile cristaline ale seriei sînt străbătute de granite, granodiorite, sienite cu nefelin şi cancrinit, porfire sienitice şi lamprofire. În vecinătatea granitului de Ogradena, ele au fost puternic afectate de procese de migmatizare fiind transformate în agmatite, flebite şi uneori în migmatite omogene. Metasomatoza alcalină potasică a jucat un rol deosebit în aceste procese.

Studiul rocilor neafectate de migmatizare şi retromorfism indică metamorfismul regional în condiţiile faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin.

2. *Seria de Vodna*

La limita cu granitul de Ogradena şi formînd în parte acoperişul acestuia, se individualizează o bandă de filite cunoscute sub denumirea de „filitele de Vodna" (Codarcea, 1937, 1940) reprezentate în principal prin şisturi sericito-cloritoase cu albit, şisturi cloritoase cu rare lentile de calcare cristaline şi serpentinite. În aureola granitului, aceste roci au fost supuse la modificări mineralogice considerabile, determinate de creşterea temperaturii şi de acţiunea soluţiilor, fiind transformate în micaşisturi, şisturi amfibolice şi skarne.

[12] I. Bercia, Elvira Bercia. Raport asupra părţii de SE a cristalinului autohton (Banatul de S). 1956. Arh. Inst. Geol. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Filitele de Vodna au fost metamorfozate regional în condițiile faciesului de șisturi verzi, subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit (Winkler, 1967). Metamorfismul magmatic suprapus a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor.

Dessila-Codarcea și Codarcea (1968) descriu sub denumirea de „Seria de Vodna" o succesiune care cuprinde, în afară de rocile cunoscute anterior în aria zonei de Vodna și alte ocurențe în aria zonei de Neamțu, ca de exemplu la limita vechilor zone de Neamțu și Corbu. Pentru prima oară autorii prezintă o succesiune stratigrafică a seriei deosebind două subserii:

a) *Subseria șisturilor amfibolice* constituite dintr-o alternanță ritmică de șisturi amfibolice cu roci cuarțo-feldspatice cu rare intercalații de șisturi micacee cu granați mici și un orizont șistos-calcaros cu intercalații de șisturi epidotice și cloritice.

b) *Subseria metagraywackelor*, constituită predominant din metagraywacke cu rare nivele de șisturi amfibolice și gnaise graywackice remaniate din fundament, metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

Reconsiderarea răspîndirii acestor formațiuni impune evident și o modificare corespunzătoare a reprezentării cartografice. Pe de altă parte este necesară determinarea în „subseria inferioară" a zonelor în care faciesul metamorfic este influențat de metamorfismul magmatic.

3. *Seria de Corbu*

Se dezvoltă imediat la vest între zona de Neamțu și epigabbrourile de Plavișeviță. Șisturile cristaline ale acestei zone se dispun peste gnaisele de Neamțu. Ele reprezintă o suită de natură vulcanogen-sedimentară constituită în cea mai mare parte din metatufuri și metatufite bazice și acide cu intercalații de roci terigene (de natură detritică) și rare lentile de roci carbonatice. Metavulcanitele bazice (inițialite) sînt șisturi verzi cu parageneza: albit + epidot + clorit + calcit ± actinolit + [cuarț] + (sfen) iar rocile terigene sînt reprezentate prin șisturi sericitice-cloritice cu grafit, șisturi sericitice și rare șisturi grafitoase (Bercia, Bercia, 1956)[13].

În succesiunea seriei de Corbu, pe valea Mraconia, Dessila-Codarcea și Codarcea (1968) au recunoscut existența (în limitele vechii zone de Corbu) a trei „orizonturi" stratigrafice, orizontul peridotitelor, orizontul gabbrourilor și orizontul rocilor verzi (rocile graywackice fiind atașate seriei de Vodna).

Elemente structurale ale seriilor cristaline

La vest de anticlinalul major în zona axială a căruia s-a intrus granitul de Ogradena, șisturile cristaline din această unitate ocupă în

[13] *Op. cit.* pct. 12.

Institutul Geologic al României

ansamblu flancul unei structuri plicative majore cu înclinări spre WNW pe care se grefează o serie de sinclinale și anticlinale orientate NNE-SSW.

În succesiunea de la E la W se distinge: sinclinalul culcat cu vergență vestică cu filite de Vodna în ax; sinclinalul al cărui ax trece pe la vest de Cracul Zbeg, valea Caraşovăţului şi care spre Dubova se curbează spre SSE; anticlinalul Streniacul Mic-Cozilişte în zona axială a căruia apar intruziunile de granodiorite, hornblendite şi sienite nefelinice (anticlinal cu planul axial vertical, relativ simetric, cu inclinări ale flancurilor de 50°—60°); sinclinalul Og. Porumbilor—P. Bulvanului cu gnaise psamitice în ax; anticlinalul al cărui ax traversează oblic, la unghi mic, limita dintre seriile de Neamţu şi Corbu.

În seria de Corbu structura se continuă monoclinală spre vest cu căderi de 60°—70°. În vecinătatea granitului de Cherbelezu filitele se curbează de la direcţia NS pînă la direcţia NE; şistozitatea de stratificaţie ajunge verticală sau chiar răsturnată. Limita de vest a formaţiunilor seriei de Corbu cu metagabbrourile de Plavişeviţa este marcată de o puternică dislocaţie care a produs laminarea şi transformările postmagmatice ale rocilor gabbroide.

Consideraţii cu privire la vîrsta şi evoluţia geologică a seriilor cristaline

Dessila-Codarcea şi Codarcea (1968), susţin că cele trei serii cristaline din unitatea de Retezat-Ogradena descrise mai sus, reprezintă produsele unor cicluri suprapuse de sedimentare, magmatism şi metamorfism, cel mai vechi corespunzînd seriei de Neamţu iar cel mai nou seriei de Corbu. Seria superioară (de Corbu) este atribuită Cambrianului, pe baza prezenţei Archeociatidelor în marmorele de la partea superioară a complexului superior metamorfozat din sinclinalul Crnajka (Jugoslavia), complex ce se găseşte în prelungirea seriei de Corbu. Se subliniază că seria de Corbu prezintă un caracter evident ofiolitic şi cuprinde produse ale magmatismului iniţial caledonian.

Într-adevăr în Jugoslavia, în zona Stara-Planina-Poreč, imediat la sud de Dunăre (regiunea Poreč), se dezvoltă formaţiunea diabaz-filitoidă atribuită ca vîrstă Ripheo-Cambrianului (Andelkovič et al., 1967). Această formaţiune vulcanogen-sedimentară prezintă o succesiune stratigrafică foarte asemănătoare cu cea a seriei de Corbu. În partea superioară a formaţiunii diabaz filitoide, pe teritoriul Jugoslav, calcarele conţin stromatolite şi archeociatide (*Ajaciciathus* gr. *anaborensis*) caracteristice pentru Cambrianul inferior.

În Jugoslavia nu a fost posibilă separarea Ripheanului de Cambrian, dar s-a reuşit delimitarea Ripheo-Cambrianului de Preriphean şi de Ordovician. Pe teritoriul românesc a fost admisă însă o discordanţă între seria de Corbu şi seriile subjacente (Pavelescu, 1959; Dessila-Codarcea, Codarcea, 1968).

Giuşcă et al. (1969) au atribuit seriile de Corbu şi Vodna ciclului baicalian, presupunînd că formaţiunile mai intens metamorfozate ale domeniului danubian (complexul amfibolitic al seriei de Drăgşan, respectiv seria de Neamţu, seria de Lainici-Păiuş) s-au format în Prebai-

Institutul Geologic al României

calian. O dovadă că seriile cristaline menționate ale domeniului danubian din Banat, sînt mai vechi decît Devonianul, a fost adusă odată cu precizarea vîrstei devoniene a formațiunilor transgresive, slab metamorfozate de la Drencova (Năstăseanu, Bițoianu, 1970). Descoperirea unei formațiuni fosilifere (seria de Valea Izvorului), atribuită Ordovician-Silurianului, transgresivă peste complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgșan (Stănoiu, 1971), coboară limita superioară a acestui complex și deci a seriei de Corbu, sub Ordovicianul superior. În acest mod se tinde spre confirmarea și indirect a vîrstei cambriene a seriei de Corbu și a echivalentelor ei.

Examinînd compoziția litologică, relațiile spațiale și gradul de metamorfism, observăm că între rocile din zona de Corbu și Vodna, pe de o parte și cele din zona de Neamțu, pe de altă parte, există deosebiri fundamentale. Acestea au făcut obiectul unor considerații preliminarii ale autorilor [14] rezumate în continuare.

Astfel în zona de Neamțu, rocile terigene sînt predominant metapsamitice; metamorfismul regional s-a produs în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, în domeniul de grad scăzut al acestuia, în timp ce în filitele de Corbu și Vodna materialul terigen este predominant pelitic, iar faciesul metamorfic regional este cel al șisturilor verzi (subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit). Un element comun îl constituie prezența (atît în gnaise cît și în filite) a rocilor magmatogene bazice (inițialite metamorfozate).

În privința relațiilor spațiale se observă că filitele de Corbu se dispun geometric peste gnaisele zonei de Neamțu. La prima vedere s-ar părea că gnaisele trec spre partea superioară la filite. În realitate ne găsim în prezența unei false concordanțe evidențiată de hiatusul de metamorfism, dintre gnaise și filite (de la subfaciesul staurolit-almandin al faciesului amfibolitelor în gnaise, se trece brusc la subfaciesul cuarț-albit-muscovit-clorit ce caracterizează condițiile de grad scăzut ale faciesului de șisturi verzi în filite) și de suprapunerea formațiunii cu inițialite a seriei de Corbu direct peste formațiunea cu roci graywackice și inițialite a seriei de Neamțu. Suprapunerea geometrică a două formațiuni aspidice cu produse a două faze de magmatism inițial, corelată cu hiatusul metamorfic observat, sînt argumente puternice în favoarea apartenenței celor două serii la cicluri diferite geotectonice și de metamorfism. Rezultă în același timp că între metamorfismul gnaiselor de Neamțu și sedimentarea rocilor ulterior metamorfozate în filite, s-a interpus o lungă perioadă de eroziune care a permis îndepărtarea unei grosimi importante de roci din partea superioară a gnaiselor. În această ipoteză seria de Neamțu aparține ciclului Prebaicalian (Preriphean) iar seria de Corbu și filitele de Vodna ciclului Baicalian (Ripheo-Cambrianul geologilor jugoslavi).

Într-o lucrare recentă Năstăseanu (1973) consideră că seria de Corbu se poate paraleliza cu unele formațiuni flișoide cambriene,

[14] I. Bercia, Elvira Bercia, Fl. Marinescu, Josefina Stancu. Monografia Porțile de Fier pentru formațiuni cristalofiliene, granite și formațiuni neogene. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

datate palinologic, transgresive pe complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgşan. În această situaţie seria de Corbu nu şi-ar mai găsi un echivalent în complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgşan. Consecinţele acestui punct de vedere pentru stratigrafia metamorfitelor domeniului danubian din Banat, pot fi cu greu acceptate. Aceste consecinţe ar fi următoarele :

— Deoarece nu există dubii că seria de Neamţu reprezintă complexul amfibolitic al „seriei de Drăgşan", ar rezulta că în cristalinul danubian din sud-estul Banatului lipsesc complet formaţiunile unui întreg ciclu reprezentat prin complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgşan.

— Peste seria de Neamţu s-ar dispune o formaţiune cambriană, aspidică, cu iniţialite, aşa cum este seria de Corbu, care diferă din punct de vedere al compoziţiei şi succesiunii lito-stratigrafice de formaţiunile tulişoide, dar se aseamănă în schimb din acest punct de vedere cu complexul clorito-sericitos.

Pînă la rezolvarea acestor contradicţii, vom considera în continuare echivalarea seriei de Corbu cu complexul clorito-sericitos al „seriei de Drăgşan" (P a v e l e s c u) respectiv cu „seria clastică" (M a n o l e s c u).

4. *Metagabbrourile de Plavişeviţa*

Metagabbrourile formează o bandă relativ îngustă (400m—3km) care se urmăreşte de la Ciucaru Mare pînă la Dunăre, între seria de Corbu la est şi serpentinitele de Tişoviţa la vest.

În malul Dunării metagabbrourile se dezvoltă pe o distanţă de 3km între Plavişeviţa şi Liubotina. Ele au fost descrise de C o d a r c e a (1940) sub denumirea de „epigabbrourile de Plavişeviţa". Petrografic aceste roci reprezintă un complex cu o mare varietate de subtipuri de la gabbrouri saussuritizate şi uralitizate şi flassergabbrouri pînă la varietăţi şistoase complet transformate şi recristalizate, în condiţiile faciesului de şisturi verzi. Printre acestea din urmă se disting următoarele parageneze mai importante : albit+epidot+clorit + uralit + cuarţ (în diferite proporţii) ; clorit+tremolit+carbonat ; clorit +calcit + talc [actinolit + staurolit]. La limita cu serpentinitele se întîlnesc uneori cuiburi de actinolitite.

Şistozitatea cu direcţia NS, paralelă cu direcţia structurală majoră, înclină în general spre vest. Metagabbrourile stau geometric peste filitele de Corbu şi sub serpentinite. Toată zona este intens afectată de metamorfism dinamic, care a produs brecifierea, laminarea şi uneori chiar filonitizarea rocilor, mărturie a acţiunii puternice a stressului de forfecare, pe aliniamentul metagabbrourilor. În toate cazurile mişcarea apare ca postcristalină.

5. *Serpentinitele de Tişoviţa*

Masivul de ultrabazite serpentinizate de la Tişoviţa se dezvoltă între metagabbrourile de Plavişeviţa la E, gabbroul de Iuţi la W şi cristalinul de Poiana Mraconia la N şi W. Ultima formaţiune încalecă ser-

Institutul Geologic al României

pentinitele de la W spre E de-a lungul liniei tectonice Mraconia. La limita cu gabbrourile se remarcă prezența unor corpuri mici de piroxenite (diallagite) uneori pegmatoide. Masivul are forma de Y cu punctele extreme în vîrful Ciucarul Mare, Baia Nouă și Tișovița. Ultrabazitele din această regiune au fost menționate pentru prima oară de Foetterle (1869), apoi de Tietze (1872) și Schafarzik (1894), care consideră serpentinitele ca formate pe seama gabbrourilor într-o fază post-carboniferă. Streckeisen (1931) le atribuie vîrsta ante-permiană. Savul (1927, 1932) citează prezența în serpentinite a metaxitului și garnieritului. Codarcea și Kräutner (1935) demonstrează formarea cromitelor din serpentinite prin procese de diferențiere magmatică. Petrulian (1935) întreprinde un prim studiu calcografic al cromitelor, magnetitului și sulfurilor din serpentinite. Codarcea (1937) caracterizează petrografic principalele tipuri de serpentinite, descrie procesele de metasomatoză din rocile listvenitice de la Baia Nouă și atribuie serpentinitelor vîrsta antepermiană. Un studiu monografic al masivului de serpentinite a fost elaborat de Bercia și Bercia (1962). Studii speciale cu privire la mineralizațiile de asbest crizotil au fost întreprinse de Kräutner (1962), Trifulescu și Mureșan (1962), iar studii de mineralogie privind clasificarea mineralelor serpentinice și comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare de Kräutner (1959, 1962 b). Listvenitele de la Baia Nouă-Eibenthal au fost studiate de Udubașa (1970).

În scopul investigării nivelelor profunde ale masivului și punerii în evidență a unor eventuale concentrații de substanțe minerale utile specifice ultrabazitelor, începînd din 1969 s-a inițiat un program complex de lucrări geologice.

a) *Scurtă caracterizare petrografică.* Masivul de serpentinite de la Tișovița este constituit predominant din serpentinite la care se asociază separațiuni de piroxenite, troctolite, plagioclazite, gabbrouri și filoane de granodiorite, tonalite, lamprofire și porfire.

Serpentinitele s-au format pe seama unor peridotite în care predominau rocile dunitice. Bercia și Bercia (1962) au deosebit următoarele tipuri petrografice: dunit parțial serpentinizat, serpentinit apodunitic, apoharzburgitic și apowerlitic. În funcție de structură se disting în general serpentinite cu structură celulară și serpentinite cu structură lamelară. La acestea se adaugă rocile formate prin metasomatoza serpentinitelor la temperatură scăzută în prezența CO_2 și SiO_2 (roci cu paragenezа: carbonat+clorit+talc; talc+carbonat; talc+antigorit; listvenite), care prezintă o mare dezvoltare îndeosebi în regiunea Eibenthal-Baia Nouă. Se disting trei tipuri petrografice de listvenite: listvenite cu serpentin relict, listvenite cu talc și listvenite *s.s.* (Udubașa, 1970). Carbonații acestor roci sînt reprezentați prin magnetit și dolomit; cloritele magneziene și cromifere sînt treptat substituite prin cuarț.

Serpentinitele sînt traversate de fisuri umplute cu asbest crisotil, metaxit, garnierit și magnezit. Recent a fost pusă în evidență la Tișovița

Institutul Geologic al României

prezența unor roci filoniene de tipul issitelor (Bercia și Bercia)[15] asemănătoare cu cele descrise în dunitele din regiunea Issakov-Ural (Zavaritzki, 1961). Roca este constituită din hornblendă, plagioclaz (apatit, magnetit).

b) *Chimismul ultrabazitelor.* Zone largi ale masivului de serpentinite au fost probate și au fost executate numeroase analize chimice și spectrografice pentru elemente ca Mg, Fe, Ni, Cr, Co.

Examinînd statistic raportul molecular Mg/Fe din 51 de analize chimice (parțiale și complete), Bercia și Bercia (1962) au demonstrat diferențierea ultrabazitelor dintr-o magmă ultrabazică primară. Studiul geochimic al părții de sud a masivului (Bercia et al., 1973) [16] a evidențiat modul de distribuție de asociere și corelare a elementelor majore și minore în ultrabazitele serpentinizate.

Investigarea petrochimică a rocilor listvenitice confirmă procesul de transformare autometamorfică de la dunite la serpentinite și listvenite demonstrînd în același timp, că listvenitizarea se produce printr-un proces de deshidratare și carbonatare (Udubașa, 1970).

c) *Evoluția ultrabazitelor.* Studiile microscopice și de teren au permis reconstituirea evoluției proceselor petrogenetice deosebindu-se următoarele etape : formarea rocilor ultrabazice, serpentinizarea și metasomatoza serpentinitelor la temperatură scăzută.

α) Formarea rocilor ultrabazice. Rocile ultrabazice s-au format dintr-o magmă ultrabazică primară care s-a insinuat pe o linie de minimă rezistență în cristalinul danubian și s-a consolidat foarte probabil sub forma unui lopolit asimetric. În acest corp diferențierea s-a produs prin acumulare gravitațională. Din masa peridotitică s-au diferențiat șlire de piroxenite și anortozite (plagioclazite), iar pe fisurile de răcire sub influența unei presiuni ridicate de vapori s-au format dunite fanerocristaline și piroxenite pegmatoide. Ulterior, îndeosebi pe fisurile direcționale, s-au format filoane de asbest crisotil și s-au pus în loc lamprofire și porfire cuarțifere (Bercia, Bercia, 1962). După Petrulian și Buzilă-Steclaci (1954), în procesele de licuație ionii de crom și fier s-au separat primii dînd naștere spinelului de crom; o parte din cromit a fost corodat și redepus în golfurile de coroziune în jurul granulelor inițiale („cromit 1" și „cromit 2"). Fierul rămas în soluție a trecut prin oxidare în magnetit. Sulfurile (ramelsbergita, cobaltina, cubanita, pentlanditul și pirotina) s-au format tot în faza de licuație prin captarea ionilor de fier de către ionii de sulf. Prezența incluziunilor de pentlandit în magnetit este explicată prin atracție magnetică. Evoluția magmatică se continuă cu formarea și cristalizarea olivinei, în care nichelul a putut înlocui endocriptic magneziul și fierul.

[15] I. Bercia, Elvira Bercia. Studiu petrografic și structural al cristalinului danubian din zona Almaj și al masivului granitic de la Ogradena. 1969. Arh. Inst. Geol. București.

[16] I. Bercia, Constanța Udrescu, Vasilica Neacșu, S. Anastase, Magdalena Ioncică, Ecaterina Brăescu. Studiul geochimic al regiunii Tișovița-Eibenthal-Iuți. 1973. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

β) Serpentinizarea. Serpentinizarea rocilor ultrabazice se produce sub acțiunea proceselor autometamorfice, din care apa este în cea mai mare parte de origine magmatică, dar nu este exclus ca o parte din aceasta să fi fost furnizată de rocile înconjurătoare. Serpentinizarea a fost un proces îndelungat care a început foarte de timpuriu, aproape imediat după cristalizarea olivinei. Într-o primă fază a apărut structura celulară determinată de dispoziția reticulară a fisurilor în olivină pe care a cristalizat „α serpentină" fibroasă și uneori „γ serpentină", saponit sau serpophit, cu păstrarea structurii celulare. Treptat s-a produs înlocuirea olivinei cu „α serpentină".

Piroxenul rombic trece în bastit, spinelii de crom reacționează prin îmbogățirea în fier iar în jurul lor cristalizează clorit amezitic cromifer, alteori penin cu conținut de crom. Pe rețeaua de serpentinizare se produce exudarea fierului sub formă de magnetit.

Într-o fază mai nouă, peste aceste procese se suprapune procesul de antigoritizare, prin formarea antigoritului lamelar pe seama serpentinitului cu structură celulară. Astfel, serpentinitul cu structură celulară este înlocuit prin serpentinit antigoritic cu structură lamelară. Antigoritizarea este favorizată de acțiunea stressului ceea ce explică dezvoltarea mare a serpentinitelor cu structură lamelară în vecinătatea liniei de încălecare a cristalinului de Poiana Mraconia. Prin cristalizarea masivă a antigoritului, magnetitul de pe rețeaua de serpentinizare este expulzat și structura celulară dispare.

γ) Metasomatoza serpentinitelor la temperatură scăzută. În ultimele etape ale proceselor autometamorfice și suprapunîndu-se parțial fazei de antigoritizare, serpentinitele au suferit în anumite zone procese intense de metasomatoză la temperatură scăzută cu introducere de CO_2 și SiO_2, care au condus la formarea de roci cu parageneza: carbonat+clorit+talc; talc+carbonat; talc+antigorit. Aceste procese au culminat în brațul vestic al masivului, la Baia Nouă, prin formarea pe seama serpentinitelor a rocilor listvenitice (parageneza: carbonat+cuarț). Soluțiile au afectat atît mineralele serpentinice cît și olivina. În aceste roci se observă astfel pseudomorfoze clare după structura celulară și lamelară a serpentinitelor. Cromitul și sulfurile rămîn neafectate. La limita dintre rocile acide și serpentinite au avut loc fenomene de intensă bimetasomatoză care au condus la îmbogățirea în hornblendă și biotit a acestora și la formarea în serpentinite a unor zone succesive de: tremolit +talc+clorit; talc+clorit; talc+antigorit. Aceasta se explică prin migrarea Mg și Fe din roca ultrabazică și a Ca, K, Si și Al din roca acidă (Bercia, Bercia, 1962).

d) *Elemente structurale.* Poziția foliației primare a peridotitelor serpentinizate prezintă o importanță deosebită pentru stabilirea structurii masivului și a relației sale cu rocile înconjurătoare.

Acest element structural se distinge cu greu pe teren deoarece este evidențiat îndeosebi de dispoziția șlirelor de cromit care adesea prezintă

Institutul Geologic al României

grosimi milimetrice sau submilimetrice. Studiile structurale recente [17] în partea sudică și vestică a masivului au evidențiat o structură a foliației primare cu ondulații largi orientate paralel cu limita internă a corpului. Dacă se examinează modul de repartizare în masiv a zonelor vechilor exploatări de cromit, se observă că acestea se dispun pe o linie curbă de asemenea paralelă cu limita internă a masivului. Din lucrările miniere rezultă că lentilele-strate de cromit exploatate înclinau în ramura nordică a masivului (Golețul Mare, Cîrnecica, Lomuri) spre vest, iar în ramura vestică (Eibenthal) spre nord.

Rezultă că ultrabazitele prezintă o structură primară stratificată care sugerează forma unui lopolit asimetric.

Studiul statistic al fisurilor în zona adiacentă lacului de acumulare la Tișovița a pus în evidență următoarele sisteme :

1) N85°W-fisuri de tensiune (0Kl) ;
2) N5°—10°E-fisuri longitudinale (h0l) ;
3) N35°—45°E-fisuri de forfecare ;
4) N30°—40°W-fisuri conjugate (hkO) ;

Sistemele de fisuri sînt endocinetice (primare). Îndeosebi fisurile longitudinale au fost utilizate de soluții din care au cristalizat roci filoniene.

6. *Gabbroul de Iuți*

Masivul de gabbrouri se dezvoltă în versantul românesc al Dunării la vest de serpentinitele de Tișovița, între localitățile Tișovița și Șvinița, pe Dunăre, la sud și Eibenthal-Baia Nouă, la nord. În partea de est și sud gabbrourile vin în contact cu masivul de serpentinite iar spre vest și sud-est suportă depozitele permo-carbonifere ale zonei Șvinița. În bazinul inferior al pîrîului Iuți și pe pîrîul Selski pînă în vîrful Maslat, pe gabbrouri se păstrează resturi de depozite miocene.

Gabbrourile din această regiune au fost menționate prima oară de Tietze (1872) și Schafarzik (1894). Un prim studiu petrografic a fost întreprins de Papay (1919) care descrie patru tipuri de gabbrouri în funcție de compoziția mineralogică și de gradul de transformare. Streckeisen (1931) a descris fenomene de saussuritizare și uralitizare ale gabbrourilor. Codarcea (1937) a deosebit tipurile principale de gabbrouri, piroxenite și plagioclazite, atribuind gabbrourilor vîrsta antepermiană. Răileanu (1953), pe baza prezenței unor elemente de gabbrouri în depozitele de vîrstă carbonifer-superioară, a atribuit gabbrourilor vîrsta antecarbonifer-superioară. Bercia și Bercia [18] (1962) au reluat studiul petrografic și au prezentat o primă hartă de ansamblu a masivului. Pe baza studiilor regionale și a relațiilor cu rocile înconjurătoare autorii consideră că gabbrourile reprezintă probabil produsele

[17] *Op. cit.* pct. 16.

[18] I. Bercia, Elvira Bercia. Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între valea Tișovița și valea Mraconia și asupra masivului de gabbrouri de la Iuți. 1957. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

magmatismului preorogen al fazei bretone. În ultimii ani a fost întreprins studiul chimic și structural al masivului [19].

Gabbrouri asemănătoare cu cele de la Iuți apar în Serbia de NE, în masivul de la Deli-Iovan considerat ca fiind pus în loc la începutul orogenezei varisce (T e r z i c , 1967).

a) *Caracterizare petrografică.* Din punct de vedere al compoziției mineralogice în alcătuirea masivului se disting: gabbrouri cu diallag și gabbrouri cu olivină iar după structură: varietăți de gabbrouri fanerocristaline, gabbrouri cu granulație medie și microgabbrouri. La scara mezoscopică se observă cu greu textura orientată. În zonele afectate de stress și mai ales în vecinătatea dislocațiilor rupturale se întîlnesc varietăți cataclazate și milonitizate. Frecvent apar separațiuni sub formă de șlire de piroxenite și plagioclazite. Masivul este traversat de filoane de aplite, lamprofire și porfire cuarțifere.

Gabbrourile cu diallag reprezintă tipul predominant. Sînt roci fanerocristaline, cu structură allotriomorfă pînă la subidiomorfă, constituite în principal din plagioclaz și diallag, la care se adaugă produse de transformare ale acestora: saussurit, hornblendă uralitică, clorit amezitic zoizit, magnetit precum și pulberi de minerale opace. Plagioclazul apare în general xenomorf, uneori subidiomorf, maclat polisintetic după legea albit și albit-periclin. Este parțial saussuritizat. Compoziția lui variază între An 40 și An 60. În unele cazuri plagioclazul apare invadat de zoizit și carbonat, minerale formate pe fisuri în fazele mai avansate de transformare autometamorfică. Diallagul apare în cristale xenomorfe parțial sau complet transformate în hornblendă verde (amfibolitizare) sau în uralit (uralitizare). În jurul piroxenului monoclinic, în imediata vecinătate a acestuia, apare o coroană de hornblendă actinolitică trecînd lateral la o hornblendă incoloră, tremolitică. În vecinătatea plagioclazului hornblenda trece în clorit optic pozitiv ce pătrunde și pe fisuri. Sub influența stressului fenomenele de transfomare ale gabbrourilor sînt mult accentuate.

Gabbrourile cu olivină apar la nivelul actual de eroziune subordonate cantitativ. O delimitare cartografică pe teren este dificilă. Sînt roci cu granulație medie, în general proaspete cu structură allotriomorfă și textură masivă. Compoziția mineralogică este următoarea: plagioclaz (An45—50) 40—60%; diallag 30—35%; olivină 5 — 10%; uralit 1—3%; iddingsit 0,3%; magnetit 1 — 2%. Plagioclazul este proaspăt, iar diallagul mult mai slab uralitizat în comparație cu cel al gabbrourilor cu diallag. Olivina este reprezentată printr-un termen între hialosiderit și hortonolit, uneori transfomată parțial în iddingsit. La limita dintre plagioclaz și olivină se observă coroane de reacție kelifitice constituite din amfibol fibros. Magnetitul apare diseminat neregulat. Cînd este mai abundent se observă și structura sideronitică.

Microgabbrourile formează separațiuni sub formă de șlire orientate nord-sud, cu grosimi de ordinul zecilor de metri. Sînt roci de culoare

[19] I. B e r c i a, A l e x a n d r a M e d e ș a n, S. A n a s t a s e. Studiul petrografic și chimic al masivului de gabbrouri și ultrabazite de la Iuți. 1971. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

neagră-verzuie, cu structură echigranulară. Plagioclazul (An 50—55) apare sub formă de cristale subidiomorfe alungite în general după axul c. De cele mai multe ori piroxenul este complet amfibolitizat. Hornblenda se dezvoltă interstiţial şi este o varietate uşor verzuie cu $c : Ng = 15° - 17°$, din seria tremolit-actinolit. În varietăţile alterate se remarcă saussuritizarea parţială a plagioclazului şi prezenţa cloritului optic pozitiv asociat cu zoizit.

Gabbrourile metamorfozate dinamic sînt reprezentate prin gabbrouri cataclazate şi gabbrouri milonitizate.

În gabbrourile cataclazate roca apare constituită din fragmente cimentate cu un material heterogen format din saussurit, calcit şi actinolit, la care se adaugă şi granat. Acesta din urmă se dispune de obicei către periferia zonelor ocupate de calcit. Fragmentele sînt constituite din agregate de cristaloclaste de plagioclaz şi hornblendă. Plagioclazul este saussuritizat, transformat pe margini în zoizit ce pătrunde sub formă de golfuri în mineralul gazdă. Hornblenda nu mai păstrează resturi de piroxen şi de cele mai multe ori este complet recristalizată. În unele cazuri se observă transformarea pe margini în clorit cu separare de magnetit.

Gabbrourile milonitizate însoţesc zonele de laminare, pe planele de forfecare, sau în vecinătatea acestora. Roca devine şistoasă, rubanată (datorită diferenţierii mecanice în benzi leucocrate şi melanocrate), iar în unele cazuri se observă chiar şi microcute datorită continuării sau reluării mişcărilor. Sub microscop se observă structura milonitică tipică. Materialul este zdrobit pînă la fracţiuni de sub 0,001 mm. În ansamblu roca este constituită dintr-o pulbere de saussurit cu mult zoizit şi uralit. Pe acest fond se detaşează rare porfiroclaste de plagioclaz (cu macle mecanice) şi uralit. Fisurile sînt umplute cu calcit, actinolit asociat uneori cu granat.

Separaţiuni în gabbrouri. În masa gabbrourilor se întîlnesc şlire de plagioclazite şi diallagite. Plagioclazitele sînt separaţiuni leucocrate sub forma unor corpuri de grosimi centimetrice şi decimetrice constituite în cea mai mare parte din plagioclaz parţial saussuritizat, asociat cu o cantitate mică de hornblendă uralitică. Plagioclazul (oligoclaz-andezin) participă în proporţie de minimum 80%.

Diallagitele sînt separaţiuni care îmbracă forme foarte variate: stratoide, lenticulare, ameboide sau filoniene, concordante sau discordante faţă de foliaţia primară a gabbrourilor. Dimensiunile acestora variază de la ordinul decimetrilor la ordinul metrilor. Corpuri mai mari apar la limita dintre gabbrouri şi serpentinite.

Aflorimentele de la gura pîrîului Iuţi, atît în cariera de gabbrouri din versantul stîng, cît şi în deschiderile din versantul opus, ilustrează această varietate de forme. Sînt roci în general fanerocristaline, pegmatoide. Uneori se observă tranziţii de la piroxenite la gabbrouri; alte ori trecerea se face brusc. Roca este formată din cristale bine dezvoltate de diallag, la care se adaugă subordonat olivină, piroxen rombic, uralit şi minerale opace. Diallagul prezintă clivajul suplimentar caracteristic şi este uneori maclat polisintetic după (100). Pe plane paralele cu (001)

Institutul Geologic al României

apar incluziuni fine, aciculare, sau sub formă de bastonașe, de ilmenit sau magnetit (,,herring's bone''). Olivina apare în general inclusă în piroxeni, dar și în spațiul dintre granule. Studiul chimic întreprins de B e r c i a et al. (1971) [20] a arătat că gabbrourile prezintă un chimism corespunzător magmelor gabbroice alcalicalcice aparținînd, respectiv, tipurilor : gabbroid, leucogabbroid și piroxenitic. Rocile prezintă caracterele seriei pacifice plasîndu-se în domeniul magmelor sărace în alcalii și bogate în magneziu. A fost surprinsă o tendință clară de diferențiere în diagrame.

R o c i f i l o n i e n e . Gabbrourile sînt străbătute de numeroase filoane de lamprofire, aplite și porfire cuarțifere.

Lamprofirele formează filoane cu grosimi de ordinul decimetrilor : sînt reprezentate prin spessartite cu structură holocristalin-porfirică intergranulară, constituite din fenocristale de hornblendă brună (Ng, brun verzui ; Np, galben deschis brun ; $c : Ng = 19°$), într-o matrice constituită din baghete de hornblendă pe un fond de plagioclaz (oligoclaz-andezin). Uneori se observă și cristale de hornblendă verde, pseudomorfoze după piroxen. În alte cazuri structura este panidiomorfă-intergranulară. Matricea este constituită dintr-un agregat de baghete divergente de plagioclaz și hornblendă brun roșcată ; pe acest fond se detașează rare cristale de augit și lamele de biotit. În varietățile intens transformate se observă prezența în cantități variabile a mineralelor secundare (clorit, epidot, calcit, zeoliți) atît în masa rocii cît și pe fisuri. Acestea sînt mai frecvente în zonele periferice ale filoanelor.

Filoanele de aplite au de obicei grosimi de ordinul decimetrilor, ajungînd în unele cazuri pînă la 2—3 m. Roca prezintă o structură holocristalină echigranulară și este formată exclusiv din cuarț și feldspat. Pe fisuri, în vecinătatea gabbroului, se constată prezența calcitului și uneori a prehnitului.

Porfirele formează de asemenea filoane decimetrice cu structură holocristalin-porfirică. Se recunosc varietăți de porfire cuarțifere, constituite din fenocristale de plagioclaz, cuarț, rare baghete de hornblendă și lamele de biotit, într-o pastă holocristalină constituită din cuarț și feldspat.

Plagioclazul este transformat iar hornblenda opacitizată. Raportul dintre fenocristale și pastă este de 1 :3. Dimensiunile fenocristalelor variază între 0,2 și 2 mm. Unele varietăți sînt lipsite de cuarț fiind formate din fenocristale de plagioclaz (An 10) într-o pastă constituită din plagioclaz și feldspat potasic. Alte varietăți sînt porfire cu biotit constituite din fenocristale de cuarț corodat, plagioclaz idiomorf (maclat după legea albit, periclin și albit-Karlsbad) și biotit brun verzui, într-o pastă formată din cuarț și feldspat. În vecinătatea filoanelor se constată zdrobirea și chiar laminarea gabbrourilor.

b) *Analiza structurală.* În gabbrouri se observă uneori o orientare (rubanare) determinată de alternarea benzilor cu compoziție mineralogică diferită, melanocrate și leucocrate, precum și de dispoziția în slire (fig. 3).

[20] *Op. cit.* pct. 19.

Institutul Geologic al României

Studiul poziţiei planelor de rubanare (stratificaţia primară) în masiv a pus în evidenţă structura sub formă de dom, alungit N—S şi NW—SE cu înclinări mari pe rama de est la contactul cu serpentinitele. Liniaţia observată sporadic are direcţia NW în partea centrală şi de sud, devenind WNW în partea de nord la Eibenthal [21].

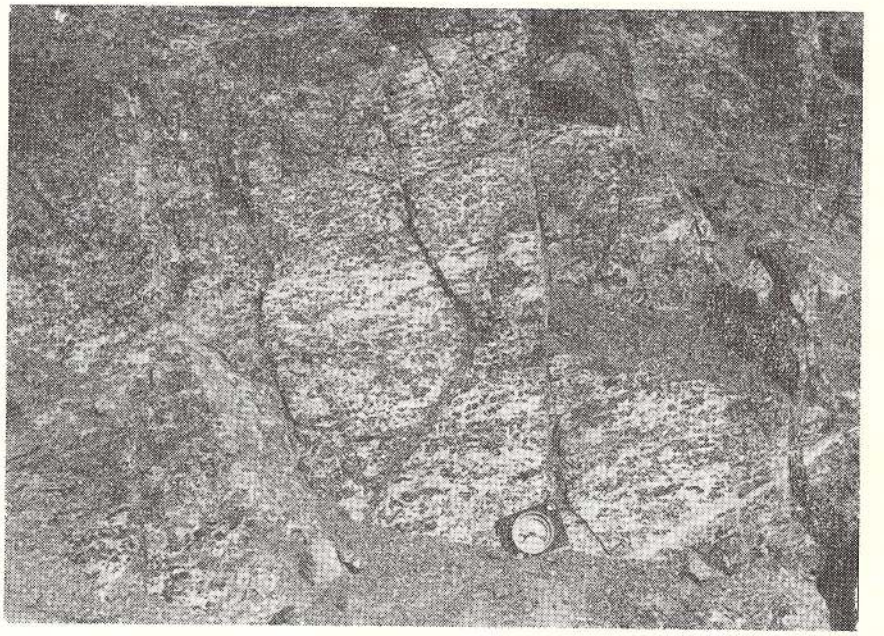


Fig.3. — Gabbro de Iuţi. Cariera Iuţi. (Se observă foliaţia primară dată de alternanţa de benzi melanocrate şi leucocrate).
Gabbro de Iuţi. Carrière de Iuţi. (On voit la foliation primaire donnée par l'alternance de bandes mélanocrates et leucocrates).

Studiul statistic al fisurilor (jointuri), în partea centrală şi sudică a masivului, a pus în evidenţă existenţa a două sisteme principale, în general puternic înclinate. Un sistem direcţional (S) cu direcţia N 20° —30° E şi înclinări spre W şi un sistem transversal (Q) cu direcţia N 70° W —N 80° E, şi înclinări spre S, perpendicular pe liniaţia primară. Ambele sisteme reprezintă fisuri primare endocinetice, deschise, pe care s-au pus în loc roci filoniene.

7. *Granitul de Ogradena*

Masivul granitic de la Ogradena reprezintă un pluton alungit pe direcţia NS care, la nivelul actual de eroziune, apare intrus în gnaisele de Neamţu şi în filitele de Vodna. În malul Dunării apare extremitatea sudică a masivului. Granitele sînt acoperite parţial de depozitele neogene

[21] *Op. cit.* pct. 19.

Institutul Geologic al României

ale bazinului Bahnei (spre est) și de depozitele mezozoice de la Cazane. Ele aflorează direct în malul lacului de acumulare în sectorul de la est de Ogradena pînă la Cazanele Mici.

Granitul de Ogradena a fost menționat prima oară de Foetterle (1869). Schafarzik (1892) îl descrie ca „granulit" la „grupa șisturilor cristaline". Tompa (1927), pe baza analizelor chimice executate asupra materialului colectat de Schafarzik, încadrează aceste granite la grupa „gnaise alcali-feldspatice" (după clasificarea lui Grubenman). Codarcea (1937) prezintă o descriere petrografică a granitelor și a șisturilor cristaline înconjurătoare afectate de metamorfismul magmatic; introduce denumirea de „granit de Ogradena". Codarcea explică formarea granatului prezent în aceste granite ca un rezultat al asimilării rocilor înconjurătoare. Streckeisen și Giușcă (1932) caracterizează petrografic și chimic sienitele cu nefelin și cancrinit ce străbat granitele la Cărbunăria, Vîrful Predeal și Poiana Muierii. Codarcea (1936—1937) prezintă un studiu al sienitelor de la Cioaca și descrie pentru prima oară porfirele sienitice (porfire cu liebnerit și tinguaite cu cancrinit). Bercia și Bercia (1956) [22] reiau studiul rocilor granitice și sienitice; consideră granitul de Ogradena ca reprezentînd o manifestare tardivă a magmatismului sinorogen al fazei hercinice, iar rocile sienitice ca rezultatul unui produs de diferențiere al magmei granitice. Bercia (1963) [23] studiază elementele structurale din granite într-un perimetru situat în vecinătatea localității Ogradena. Bîrlea și Bîrlea (1964) [24] prezintă 2 analize chimice de granite. Mînzatu et al., (1965)[25] întreprind un studiu petrochimic al granitelor pe baza mai multor analize chimice și spectrografice. Dessila-Codarcea și Codarcea (1968) referindu-se la granitul de Ogradena îl consideră un pluton precambrian, pus în loc anterior seriei de Corbu.

Date de vîrstă absolută au fost furnizate de Mînzatu et al., (1970) [26] și Tiepac (1970) [27].

a) *Caracterizare geologică și petrografică.* Plutonul granitic s-a pus în loc într-o zonă anticlinală pe care o formează rocile zonei de Neamțu și filitele de Vodna. În gnaisele de Neamțu injecțiile granitice au determinat formarea de migmatite arteritice și de îmbibiție. Zonele periferice gnaisice

---

[22] *Op. cit.* pct. 12.

[23] Elvira Bercia. Cartări, revizuiri și coordonări în cuprinsul foii 117 (Orșova). 1963. Arh. Inst. Geol. București.

[24] V. Bîrlea, Lidia Bîrlea. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru metale rare în masivele granitoide de Ogradena-Cherbelezu-Sfîrdinu și zonele cristaline învecinate. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

[25] Silvia Mînzatu, Elena Colios, Constanța Udrescu. Studiul geochimic al masivelor granitice Ogradena și Tismana. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

[26] Silvia Mînzatu, Maria Lemne, Valentina Neacșu. Determinarea vîrstelor absolute ale granitelor: Ogradena, Cherbelezu și Sfîrdinu. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

[27] I. Tiepac. Raport asupra specializării la centrul de cercetări petrografice și geochimice de la Nancy. 1970. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

ale granitului conţin numeroase enclave, dispuse paralel cu foliaţia primară. În aceste enclave se remarcă un metamorfism termic şi metasomatic accentuat datorită căruia filitele sericitice au fost transformate în mica-şisturi uneori cu silimanit, şisturile cloritoase în şisturi amfibolice, rocile carbonatice în skarne cu granat, diopsid şi epidot (de ex. pe văile : Soho-



Fig.4. — Enclave de filite în granitul de Ogradena. Valea Sohodol, Ogradena Nouă.
Enclaves de phyllites dans le granit d'Ogradena. Vallée Sohodol, Ogradena Nouă.

dol, Satului, Costineţului). Limita vestică a masivului este marcată de o zonă afectată de metamorfism dinamic cu granite laminate, cataclazite şi brecii. Nivelul actual de eroziune intersectează partea superioară a corpului granitic.

Aspectul zonei marginale a granitului se poate vedea într-un afloriment accesibil la gura văii Sohodolului, la Ogradena Nouă, în apropiere de traseul noului drum (fig. 4). Aici se observă enclave de filite de Vodna (şisturi sericitice cloritice) transformate în şisturi biotitice cu granat. Uneori se păstrează în zona centrală a enclavelor relicte de filite neafectate. Alteori enclavele sînt complet transformate, în mare parte asimilate, conturul lor fiind marcat de resturile fantomatice de biotit.

Compoziţia mineralogică a granitului este următoarea : cuarţ 20—40% microclin şi microclin-pertit 5—20%; plagioclaz (An 12—17) 30—35%; muscovit + biotit 2—15%; granat 1—1,5%; accesorii (apatit, zircon, magnetit) 1%.

Institutul Geologic al României

Cuarțul apare în general nedeformat. Extincția ondulatorie se remarcă îndeosebi spre zonele periferice ale masivului. Plagioclazul este subidiomorf, de obicei corodat, cu margini albitice. Microclinul proaspăt, maclat, se dezvoltă amoeboid, cu incluziuni de alte minerale, îndeosebi de plagioclaz, pe care-l înlocuiește. La contactul cu plagioclazul se observă frecvent concrețeri mirmekitice. Micele se dispun de regulă în planul foliației primare. Muscovitul predomină asupra biotitului (o varietate brun închis *Ng*, verzui *Np*). Granatul (almandin) apare în cristale mici idiomorfe distribuite uniform în masa rocii.

b) *Chimismul granitelor.* Analizele interpretate de Bîrlea și Bîrlea (1964) [28] reprezintă un granit din valea Mala considerat ca rocă tipică, necontaminată și un granit pegmatoid din valea Costineților. După parametri Niggli cele două tipuri corespund tipurilor de magme standard calcoalcaline aplitgranitic și engadinitic.

Analizele prezentate de Mînzatu et al. (1965) [29] reflectă, după cum remarcă autorii, compoziția relativ omogenă a rocilor observată de altfel și petrografic. Încadrarea în tipurile de magmă după parametri Niggli este dificilă deoarece valorile parametrului „*al*" depășesc în general valoarea maximă caracteristică magmelor leucogranitice, iar cea a parametrului „*mg*" este de asemenea mai ridicată. Este posibil ca valorile ridicate ale parametrilor *al* și *fm* să se explice prin contaminarea granitelor cu șisturile din zona periferică în acord cu explicația dată de Codarcea (1937) prezenței neobișnuite a granatului în aceste roci.

Omogenitatea compoziției chimice a rocilor granitice ar putea fi explicată datorită faptului că zona periferică a plutonului accesibilă observației, din care au fost colectate probele, a fost contaminată relativ omogen.

Mînzatu et al. (1970) au studiat și variația conținutului în elemente minore : Cu, Pb, Ni, Co, Cr, V, Be, Ba în 23 probe de roci granitice și 2 probe de feldspat potasic.

Interesante sînt valorile ridicate ale conținutului în Ga (media 19 ppm), Ba (majoritatea 430—670 ppm) și Sr (136—1000 ppm). Ultimele două elemente împreună cu Pb se concentrează în feldspatul potasic unde substituie K. Valorile mari ale Ga se explică datorită prezenței în cantități mari a aluminiului.

c) *Elemente structurale.* Foliația granitului, mai accentuată în zonele periferice, este o foliație de curgere (primară) în planul căreia se dispun și enclavele plate de șisturi. În partea sudică a masivului, liniația primară măsurată în cîteva puncte înclină cu 5°—15° spre SW și este paralelă cu axa de zonă (polul II) a foliației primare. Studiul statistic al fisurilor din granite, la N de Ogradena, a pus în evidență următoarele sisteme (după notația lui H. Cloos):

[28] *Op. cit.* pct. 24.
[29] *Op. cit.* pct. 25.

Institutul Geologic al României

— Fisuri Q cu mare frecvenţă şi dezvoltare regională; sînt plane puternic înclinate, perpendiculare pe liniaţia primară, însoţite de aplite, lamprofire şi cuarţuri, cu direcţia N 80° E—N 80°W.

— Fisuri S: sînt fisuri de tensiune, longitudinale, tot puternic înclinate, mai puţin frecvente ca fisurile Q, însoţite de aplite, uneori de pegmatite. Direcţia lor este N—NE.

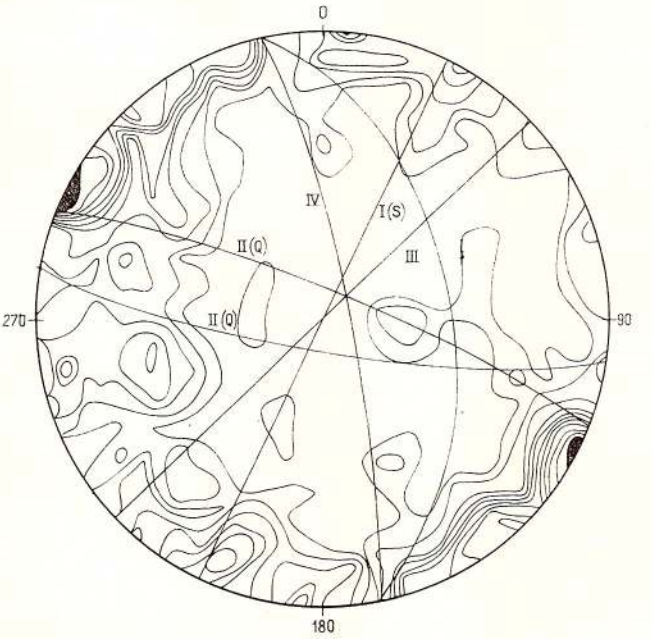


Fig 5. — Diagrama fisurilor în granitul de Ogradena (430 măsurători. Conture: 0,2—1,5—2—3—5 — 8— 10 — 13 — 15 — 17). I — IV: Sisteme de fisuri (corespunzătoare maximelor polilor).

Diagramme des fissures dans le granit d'Ogradena (430 mesurements. Contours: 0,2—1,5—2—3— 5—8 — 10 — 13 — 15 — 17). I—IV: Systèmes de fissures (correspondant aux maxima des pôles).

— Fisuri de forfecare, ce cuprind fisuri diagonale, conjugate cu înclinări variabile, în general mari, de obicei sterile, cu direcţii: N 40°E şiN30° W.

Imaginea spaţială, statistică, a sistemelor descrise rezultă din diagrama structurală generală a fisurilor (fig. 5). Examinînd raportul dintre elementele structurale rezultă că direcţia de curgere în partea superioară a plutonului este paralelă cu direcţia structurii majore a şisturilor cristaline.

Mişcări ulterioare consolidării granitului, determinate de stressul orientat EW, au reactivat fisurile primare (îndeosebi fisurile de forfecare) şi au determinat brecifierea şi laminarea rocilor masivului în zonele periferice.

În urma examinării ansamblului geologic şi structural, se poate trage concluzia că granitul de Ogradena reprezintă un masiv sincinematic, tardeorogen (granit potasic) care a atins nivelul expus astăzi la zi după metamorfismul regional al şisturilor cristaline pe care le afectează. Dacă se acceptă că metamorfismul regional al filitelor de Vodna *str.s.*, afectate

Institutul Geologic al României

de granite, a fost determinat de una din fazele orogenezei de la începutul Paleozoicului, rezultă că granitul de Ogradena s-a pus în loc într-o fază ulterioară acestui moment.

d) *Date de vîrstă absolută.* Determinările de vîrstă absolută pe roci din granitul de Ogradena au fost făcute în paralel la Institutul Geologic (Mînzatu et al., 1970) [30] și în laboratoarele de la Nancy (Tiepac, 1970) [31]. Prin metoda K/Ar primii au determinat, pentru granitele din valea Manga, vîrsta de 204 mil. ani iar pentru granitele din cariera Mala, o vîrstă de 345 mil. ani, pe biotit și 218 mil. ani, pe microclin.

Tiepac, a mai analizat muscovitul și biotitul granitelor din cariera Mala, prin metoda K/Ar și Rb/Sr, determinînd următoarele vîrste :

Metoda K/Ar	Metoda Rb/Sr
Biotitul=247 mil. ani	256 mil. ani
Muscovitul=291 mil. ani	266 mil. ani

Utilizînd metoda unghiului extincției ondulatorii la cuarț, Maier și Caulea (1968) au găsit, pentru un eșantion colectat din masivul de Ogradena de Bîrlea, vîrsta aproximativă de 400 mil. ani.

Menționăm că pentru majoritatea granitelor din Serbia de NE, determinările de vîrstă absolută (Divljan, Divljan, 1967) indică vîrste de 230—304 mil. ani corespunzătoare Carboniferului superior și Permianului.

Dacă luăm în considerare valorile cele mai mari obținute prin metodele K/Ar și Rb/Sr pentru granitele de Ogradena rezultă o vîrstă carboniferă (în scara geocronologică Carboniferul corespunde intervalului 280—345 mil. ani).

Este foarte probabil ca această vîrstă să fie reală deoarece toate probele analizate au fost colectate dintr-o zonă neafectată de mișcările ulterioare consolidării plutonului.

B) Cristalinul de Almaj

Cristalinul de Almaj cuprinde metamorfite reprezentate prin trei entități litologice descrise ca serii : seria de Poiana Mraconia, seria de Ielova și seria de Toronița, fiecare constituind etajul structural inferior al solzilor cu același nume (Codarcea, 1940, Codarcea et al., 1968). Pe teritoriul Jugoslaviei cristalinul din unitatea de Almaj corespunde cu partea vestică a zonei structurale Stara Planina-Poreč.

1. *Seria de Poiana Mraconia*

Se dezvoltă la nord și vest de masivul de serpentinite și gabbrouri. Limita estică este marcată de o importantă dislocație disjunctivă (linia Mraconia), de a-lungul căreia șisturile cristaline încalecă de la vest spre est masivul de serpentinite. În partea de vest cristalinul de Mraconia

[30] *Op. cit.* pct. 26.
[31] *Op. cit.* pct. 27.

Institutul Geologic al României

suportă depozitele sedimentare paleozoice şi mezozoice ale zonei Şviniţa-Svinecea. Formaţiunile acestei serii nu ajung în malul lacului de acumulare, punctul cel mai apropiat situîndu-se la cca 3 km distanţă (E de Eibenthal).

Schafarzik (1894) atribuie rocile metamorfice din această regiune, grupului I, deosebind ca tipuri petrografice principale : gnaise amfibolice, gnaise muscovitice şi gnaise cu două mice. Streckeisen (1931) consideră şisturile cristaline de la NW de Eibenthal drept roci catazonale şi le descrie sub denumirea de „seria de Cătrămăţ". Este primul cercetător care atrage atenţia asupra încălecării cristalinului peste serpentinite.

Codarcea (1937) prezintă o primă caracterizare petrografică introducînd pentru această serie denumirea de „zona de Poiana Mraconia". Bercia şi Bercia (1962) [32] continuă studiile petrografice şi prezintă o primă hartă geologică la scara 1 :25.000 în regiunea cuprinsă între Eibenthal şi valea Mraconia.

a) *Caracterizare litostratigrafică.* Seria de Poiana Mraconia cuprinde o stivă heterogenă de şisturi cristaline reprezentate printr-o alternanţă intimă de paragnaise micacee, gnaise amfibolice, amfibolite, gnaise cuarţo-feldspatice şi lamprofire. În succesiunea litostratigrafică a şisturilor cristaline nu se pot separa complexe caracteristice. Pe fondul de paragnaise micacee se remarcă doar orizonturi în care predomină amfibolitele şi orizonturi în care predomină rocile cuarţitice. Grosimea la zi a succesiunii formaţiunilor seriei este de cca 4000 m.

b) *Caracterizare petrografică.* Studiul petrografic a pus în evidenţă următoarele tipuri petrografice : paragnaise cuarţitice, paragnaise micacee, gnaise cuarţo-feldspatice, cuarţite feldspatice şi roci amfibolice.

Paragnaisele cuarţitice predomină în partea de sud în bazinele văilor Tişoviţa, Liubotina şi Plavişeviţa unde formează nivele cu grosimi de ordinul zecilor de metri (în mod excepţional depăşind 100 m). Spre partea superioară a succesiunii în bazinul superior al văilor Ponicova şi Mraconia, aceste roci apar în două orizonturi mai importante cu grosimi de 500 m şi respectiv 750 m. Au fost deosebite două varietăţi petrografice : paragnaise cuarţitice micacee cu granat şi paragnaise cuarţitice micacee cu epidot şi microclin.

Paragnaisele cuarţitice micacee cu granat prezintă parageneza : cuarţ + plagioclaz + muscovit + biotit + clorit + granat + epidot.

Cuarţul predomină asupra celorlalte minerale şi apare cu axul optic perpendicular şi oblic faţă de şistozitatea principală S_1. Plagioclazul (An_{25}), xenoblastic, apare rareori maclat. Muscovitul apare atît în asociaţie cu biotitul cloritizat cît şi sub formă de porfiroblaste tardive, cu incluziuni de granat şi clorit. Biotitul este în cea mai mare parte transformat în penin optic negativ, dar în benzile cuarţitice rămîne adesea netransformat.

[32] *Op. cit.* pct. 18.

Institutul Geologic al României

Paragnaisele cuarțitice micacee cu epidot și microclin, se caracterizează prin parageneza: cuarț+plagioclaz+microclin+muscovit+biotit +clorit+epidot+(titanit).

Spre deosebire de rocile descrise mai sus, în acestea se remarcă prezența microclinului în locul granatului și o cantitate mai mare de epidot (pistacit). Feldspatul potasic (microclin și microlin-pertit) apare sub formă de porfiroblaste poichiloblastice ce includ celelalte minerale (îndeosebi cuarț, epidot și muscovit). În paragnaisele cuarțitice cuarțul predomină asupra plagioclazului. În general frecvența este: cuarț, feldspat, muscovit, biotit, clorit, epidot.

Paragnaisele micacee constituie fondul petrografic al seriei. Se disting următoarele subtipuri:

— Paragnaise micacee cu granat. Parageneza: cuarț+plagioclaz+ muscovit+biotit→clorit+granat+(rutil+zircon).

— Paragnaise micacee cu disten. Parageneza: plagioclaz+cuarț +biotit→clorit+disten→sericit+(magnetit).

— Paragnaise micacee cu epidot. Parageneza: plagioclaz+cuarț +biotit→clorit+muscovit+epidot.

Sînt roci șistoase, bogate în mică, cu granulație sub 1 mm, cu structură granolepidoblastică și textură orientată, microrubanată, în care alternează benzi cuarțo-feldspatice cu benzi micacee. Cuarțul apare subordonat, sau cel mult în cantități egale cu plagioclazul. Biotitul este brun roșcat cu incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Uneori apare parțial transformat în penin, optic negativ. Muscovitul apare și aici format în două faze. Prima generație în lamele mici asociate cu biotit, a doua sub formă de porfiroblaste. Granatul este poichiloblastic, uneori sub formă de atol, cu centrul ocupat de biotit. Distenul apare sub formă de porfiroblaste transformat pe margini și pe fisuri în sericit.

Gnaisele cuarțo-feldspatice apar sub formă de intercalații, îndeosebi în partea mediană a succesiunii. Sînt roci leucocrate (bogate în cuarț și feldspat) cu structură granoblastică și textură orientată. În cadrul acestora se disting subtipuri cu următoarele parageneze:

Cuarț+plagioclaz+biotit→clorit+granat

Cuarț+plagioclaz+muscovit+biotit→clorit+granat

Cuarț+plagioclaz+muscovit+biotit→clorit+epidot

În aceste roci cuarțul apare cu axele optice la un unghi mare față de șistozitatea S_1. Plagioclazul se prezintă sub formă de xenoblaste echigranulare dar și sub formă de porfiroblaste cu incluziuni de cuarț și granat. Biotitul se găsește în diferite grade de cloritizare. Epidotul apare în granule aliniate în planul șistozității. Granatul apare uneori cloritizat pe fisuri.

Cuarțitele feldspatice formează intercalații în paragnaisele micacee. Sînt roci cu structură granoblastică constituite predominant din cuarț, la care se adaugă plagioclaz și rare lamele de mică.

Parageneza obișnuită este: cuarț+plagioclaz+muscovit+biotit→ clorit.

Rocile amfibolice apar de asemenea sub formă de intercalații în paragnaisele micacee, mai frecvente spre partea inferioară a succesiunii.

Institutul Geologic al României

Se disting amfibolite masive, amfibolite rubanate și șisturi amfibolice.

Amfibolitele masive se caracterizează prin următoarele parageneze:

Hornblendă + plagioclaz + granat + [epidot] + (titanomagnetit)
Hornblendă + plagioclaz + biotit + granat
Hornblendă + plagioclaz + biotit + cuarț (magnetit — apatit)
Hornblendă + plagioclaz + epidot + calcit + (titanit)
Hornblendă + plagioclaz + biotit + epidot + [microclin] + cuarț.

Horblenda este poichilitică, uneori scheletică, o varietate verde-albastră cu pleocroism accentuat (Ng-verde albastru; Np-galben verzui) și $c:Ng = 15°-17°$. Plagioclazul (An 28 — 35) xenoblastic, este parțial saussuritizat. Biotitul, brun roșcat, este pe cale de transformare în clorit (termeni intermediari spre penin). Uneori umple fisurile în granat. Granatul formează porfiroblaste (maximum 2mm diametru), xenoblastice, mai rar idioblastice. În ultimul caz apare scheletic ciuruit de plagioclaz și biotit, la care se asociază uneori clinozoizit și hornblendă. Epidotul este reprezentat, în general, prin pistacit mai rar prin clinozoizit.

Amfibolitele rubanate își datorează textura alternanței de benzi milimetrice bogate în hornblendă, cu benzi cuarțo-feldspatice. Epidotul este mai frecvent în benzile melanocrate. Au fost observate următoarele parageneze:

Hornblendă + plagioclaz + penin + cuarț + (apatit + titanit)
Hornblendă + plagioclaz + biotit → clorit + cuarț + epidot + (apatit + titanit + pirită)
Hornblendă + plagioclaz + cuarț + epidot + granat + (zircon + magnetit)
Hornblendă + epidot + plagioclaz + cuarț
Hornblendă + plagioclaz + cuarț + clorit + muscovit + granat

Hornblenda, verde-albastră, apare în asociație intimă cu apatit și titanit. Uneori în concrețeri cu biotitul. Plagioclazul apare în general nemaclat și albitizat. Biotitul este transformat aproape integral în penin (optic negativ). Granatul include cuarț-plagioclaz-titanit și minerale opace.

Șisturile amfibolice sînt roci fin granulare, cenușii-verzui, cu structură nematogranoblastică. Paragenezele obișnuite sînt:

Hornblendă + plagioclaz + epidot + titanit + (magnetit)
Hornblendă + plagioclaz + epidot + granat + cuarț + (titanit + pirită).

Hornblenda se dispune cu axa cristalografică c în mai multe suprafețe S; se recunosc varietăți de la hornblendă comună verde pînă la hornblendă verde-albastră. Plagioclazul variază de asemenea mult în compoziție de la oligoclaz acid (An 12) pînă la andezin (An 35). Plagioclazul mai bazic se întîlnește împreună cu hornblenda verde, în rocile mai puțin transformate.

Șisturile cristaline ale seriei au fost invadate de material neosomatic leucocrat, cu compoziție granitică, sub formă de filoane arteritice concordante și discordante, uneori cutate ptigmatic, cu grosimi variind de la ordinul centimetrilor pînă la ordinul metrilor. În alte cazuri se observă îmbibarea difuză a rocilor preexistente. Compoziția filoanelor leucocrate depinde de tipul petrografic al paleosomei. Astfel, filoanele cu com-

Institutul Geologic al României

poziție granitică prezintă în paragnaisele micacee de obicei parageneza : cuarț-feldspat potasic-plagioclaz-muscovit-biotit, iar cînd străbat rocile amfibolice parageneza : plagioclaz-cuarț-hornblendă-calcit-biotit-clorit-muscovit-granat.

Sub microscop se observă că unele filoane au luat naștere pe cale metasomatică, prin îmbibarea avansată a rocii gazdă pe anumite zone de minimă rezistență. Argumente în acest sens sînt : păstrarea, de cele mai multe ori, a șistozității pararocilor, care trece prin filoane, transformarea intensă a hornblendei în clorit și calcit, invazia de plagioclaz pe fisurile granatului, corodarea muscovitului de către plagioclaz și cuarț, invadarea plagioclazului mai vechi de către microclin, albitizarea plagioclazului sericitizat.

Filoanele cu compoziție aplitică prezintă și ele caractere ce trădează influența rocii gazdă. Astfel, filoanele de aplite ce străbat amfibolitele conțin rare cristale de hornblendă iar plagioclazul este mai bazic (oligoclaz acid). Compoziția obișnuită este albit-cuarț-feldspat potasic. Spre contactul cu paragnaisele se observă dezvoltarea unei melanosome constituită din biotit și epidot.

Șisturile cristaline ale seriei sînt străbătute în partea centrală și de vest a regiunii de filoane de porfire cuarțifere și lamprofire care s-au insinuat pe plane de forfecare cu direcția NS mai frecvente în zona de dislocație de la limita cu sedimentarul zonei Șvinița-Svinecea.

c) *Petrogeneza.* Paragenezele șisturilor cristaline ale seriei de Poiana Mraconia indică un material premetamorfic predominant de natură sedimentară-vulcanogenă reprezentat prin gresii argiloase (paragnaise micacee) cu orizonturi bogate în nivele de tufuri și tufite bazice (roci amfibolice) și orizonturi de gresii cuarțitice argiloase (paragnaise cuarțitice). Spre partea mediană a seriei se recunosc intercalații frecvente de roci formate pe seama unor gresii feldspatice de tipul arcozelor (gnaise cuarțo-feldspatice). Natura acestui material indică formațiuni caracteristice primului stadiu al evoluției unui geosinclinal în care depozite grezoase argiloase se asociază cu produse ale magmatismului inițial.

Metamorfismul regional de tip barrovian a avut loc în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul disten-almandin-muscovit. Această încadrare este justificată de coexistența în rocile bazice a andezinului cu epidotul și almandinul, de prezența hornblendei comune de culoare verde și verde-albastră și de asociația oligoclazului cu almandinul, distenul și muscovitul în rocile metapelitice (Turner, Verhoogen, 1960; Winkler, 1967). Un indiciu suplimentar al gradului de metamorfism corespunzător faciesului amfibolitelor îl constituie și prezența în cadrul seriei a migmatitelor metamorfice. În fazele ulterioare metamorfismului regional progresiv, seria a fost afectată de retromorfism regional datorită mișcărilor pozitive și acțiunii soluțiilor postmetamorfice precum și datorită proceselor de metamorfism dinamic, în timpul orogenezelor baicaliene, hercinice și alpine. Aceste procese au determinat transformări accentuate ale paragenezelor stabile în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin spre parageneze stabile în condițiile faciesului de șisturi verzi. Se observă,

Institutul Geologic al României

astfel, albitizarea plagioclazului, sericitizarea distenului, cloritizarea almandinului şi biotitului, transformarea hornblendei comune de culoare verde într-o varietate de culoare verde-albastră şi mai departe în clorit şi calcit.

Vîrsta formaţiunilor premetamorfice, ca şi vîrsta metamorfismului regional progresiv, este foarte probabil precambriană. În favoarea acestei vîrste se pot aduce următoarele argumente : rocile au fos t afectate de metamorfism regional de grad ridicat, succesiunea litostratigrafică este asemănătoare cu cea a seriilor precambriene (prebaikaliene) mezometamorfice ale domeniului getic. Peste formaţiunile în facies amfibolitic ale seriei de Ielova, ce se dezvoltă în continuarea seriei de Poiana Mraconia, se dispune transgresiv (discordanţă stratigrafică şi de metamorfism) seria de Toroniţa, paralelizată cu seria de Corbu (Cambrian inferior).

d) *Elemente structurale.* Direcţia foliaţiei de stratificaţie în seria de Poiana Mraconia se menţine NS cu căderi spre W, paralel cu liniile structurale majore ale cristalinului danubian, pînă în bazinul superior al văii Liubotina, de unde se curbează treptat cu direcţia NE şi căderi spre NW, ajungînd la N de Eibenthal cu direcţia EW şi căderi spre N, iar la nord de vîrful Cătrămăţ, cu direcţia NNW şi căderi spre N. Această curbură a foliaţiilor este paralelă cu curbura liniei de încălecare a cristalinului peste serpentinite. Se poate afirma cu certitudine că vîrsta încălecării (linia Mraconia) este ante-carbonifer superioară, deoarece formaţiunile Carboniferului superior şi Permianului din zona Şviniţa-Svinecea se dispun transgresiv atît peste cristalinul de Poiana Mraconia, cît şi peste gabbrouri şi serpentinite, acoperind linia de încălecare. Este foarte probabil ca această fractură profundă, veche şi foarte importantă, să fi constituit calea de acces a magmei din care s-au format ultrabazitele şi gabbrourile puse în loc probabil în timpul fazei bretone a orogenezei hercinice (B e r c i a , 1962). Este posibil ca în faza sudetă (Carboniferul mediu), linia Mraconia să fi căpătat caracter de încălecare favorizînd antigoritizarea serpentinitelor din vecinătatea acestei linii precum şi retromorfismul regional şi dinamic al şisturilor cristaline de Mraconia, în care se întîlnesc linii tectonice interne însoţite de produse ale metamorfismului dinamic.

O observaţie interesantă este că la limita dintre cristalin şi depozitele sedimentare ale Paleozoicului superior, şisturile cristaline prezintă cute strînse de forfecare şi o diaftoreză avansată. Aceasta reflectă existenţa unor importante mişcări postpermiene (alpine) care se pare că au dislocat în parte cuvertura sedimentară a zonei Şviniţa-Svinecea de pe fundamentul cristalin.

2. *Seria de Ielova*

La vest de aria de dezvoltare a seriei de Poiana Mraconia şi constituind în parte fundamentul zonei sedimentare Şviniţa-Svinecea, se dezvoltă seria de Ielova. Limita vestică a acesteia este marcată de o

Institutul Geologic al României

importantă linie tectonică, linia Rudăria, care separă, în această regiune a Banatului, formațiunile domeniului getic de cele ale domeniului danubian. În vecinătatea acestei dislocații, pe o lărgime de 2—4 km, rocile seriei au suferit un metamorfism dinamic avansat, confirmat de existența rocilor laminate și retromorfozate („zona de Ielova retromorfozată", Codarcea, 1937—1940). În malul Dunării formațiunile de Ielova afloreză începînd de la sud de Cozla pînă la Berzasca. La Drencova ele suportă transgresiv depozite de vîrsta devoniană (Năstăseanu, Bițoianu, 1970) formațiuni atribuite anterior Carboniferului inferior (Răileanu, Rusu, 1962).

Pe baza descrierilor existente, rezultă o mare asemănare, în ceea ce privește constituția litologică a formațiunilor seriei de Ielova *str.s.* cu cele ale seriei de Poiana Mraconia. În succesiunea seriei de Ielova predomină însă rocile amfibolice (amfibolite, gnaise amfibolice) asociate cu gnaise biotitice±granat, gnaise biotitice cu muscovit, migmatite cu paleosomă de gnaise micacee și amfibolite, lentile de pegmatite, la care se adaugă lentile de serpentinite (pe aliniamentul Rudăria Mare-Urda Mare). Materialul premetamorfic era reprezentat printr-o stivă de depozite vulcanogen sedimentare în care alternau depozite terigene (gresii argiloase) cu nivele de roci magmatogene bazice (tufuri, tufite bazice asociate cu corpuri de ultrabazite și metagabbrouri) produse ale magmatismului inițial. Unele metabazite din această serie au fost caracterizate petrochimic de Zlatarova-Țop et al. (1971), confirmîndu-se caracterul gabbroid al materialului premetamorfic. Autorii menționați au precizat că gabbrourile inițiale reprezintă produse ale diferențierii calcoalcaline ale unei magme bazice și că metamorfismul regional al rocilor gabbroide a fost practic izochimic. Formațiunile seriei de Ielova au fost afectate de metamorfism regional în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin. Datorită suprapunerii fenomenului de migmatizare și de retromorfism regional și dinamic, determinarea subfaciesului metamorfic este dificilă. Totuși asocierea plagioclazului cu almandinul, biotitul și muscovitul în rocile metapelitice, a hornblendei comune verde-albastră cu andezinul și epidotul în metabazite și prezența antofilitului în serpentinite, indică un metamorfism regional de tip barrovian, în domeniul de grad scăzut și intermediar al faciesului amfibolitelor cu almandin (subfaciesul staurolit-almandin și probabil disten-almandin-muscovit) (Bercia, 1968). Retromorfismul dinamic, pe rama de vest, a determinat transformări mineralogice spre condițiile faciesului de șisturi verzi.

În afară de retromorfismul alpin, în această serie a fost descris un retromorfism regional hercinic sincron cu metamorfismul progresiv al formațiunilor paleozoice de la Drencova (Zlatarova-Țop et al., 1971).

Formațiunile premetamorfice și metamorfismul regional al seriei de Ielova aparțin probabil ciclului Prebaicalian ca și formațiunile seriei de Poiana Mraconia, spre care trec și cu care prezintă unele asemănări în ceea ce privește litologia și faciesul metamorfic.

Institutul Geologic al României

În cadrul zonei de Ielova Dessila—Codarcea (1968)[33] distinge în partea de vest (sectorul retromorfozat) o succesiune reprezentată printr-un orizont amfibolitic și un orizont de gnaise graywackice pe care le atribuie seriei de Neamțu. În partea centrală și de est a zonei de Ielova, Dessila—Codarcea recunoaște trei serii prebaicaliene (considerate mai noi ca seria de Neamțu) separate prin discordanțe stratigrafice și metamorfozate într-o singură fază: seria de Ravensca (formațiuni terigene și vulcanogene acide ce marchează un sfîrșit de ciclu), seria de Berzasca (roci vulcanogene acide și bazice asociate cu metagraywacke caracteristice unui început de ciclu) și seria de Dragosela (formațiuni terigene metapsamitice și metapelitice). Tot în cadrul zonei de Ielova mai sînt descrise și depozitele de pe valea Căunița paralelizate de Dessila—Codarcea cu seria cambriană de Corbu. Toate aceste entități stratigrafice nu au fost separate și reprezentate cartografic.

Faptul că Devonianul de la Drencova, foarte slab metamorfozat, stă transgresiv peste rocile zonei de Ielova, intens retromorfozate regional, permite să se afirme că atît metamorfismul regional principal cît și retromorfismul regional al seriei de Ielova sînt ante-devoniene. Seria de Ielova a suferit adaptări mineralogice și structurale de metamorfism regresiv probabil în trei faze: retromorfism regional baicalian, sincron cu metamorfismul seriei de Corbu și Toroniță, retromorfism regional hercinic, sincron cu metamorfismul progresiv al depozitelor paleozoice de la Drencova și retromorfism dinamic alpin.

3. *Seria de Toroniță*

Între Berzasca și Liubcova fundamentul cristalin al depozitelor neogene din partea estică a bazinului Sichevița este reprezentat prin șisturi epimetamorfice aparținînd „zonei de Toroniță" (Codarcea, 1937, 1940). Aceasta cuprinde o asociație de roci metapelitice (filite sericito-cloritoase), metapsamite (cuarțite) și roci magmatogene bazice (șisturi verzi tufogene bazice, metagabbrouri și amfibolite) metamorfozate regional în condițiile faciesului de șisturi verzi. Vecinătatea imediată a dislocației Rudăria se reflectă în metamorfismul dinamic, avansat, al rocilor (laminare, brecifiere). Constituția litologică este asemănătoare cu cea a seriei de Miniș. Seria de Toroniță este, evident, mai nouă decît seria de Ielova și probabil de vîrsta seriilor ripheo-cambriene de Corbu și de Miniș. Această serie a fost paralelizată de Dessila—Codarcea cu seria de Vodna.

Concluzii

Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării se repartizează domeniului getic și danubian. În ambele domenii se cunosc formațiuni cristaline care la partea inferioară cuprind serii mai intens metamorfozate

[33] Marcela Dessila-Codarcea. Studiul formațiunilor metamorfice și magmatice dintre Iuți și Moldova Veche. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

ce suportă serii în general slab metamorfozate. Astfel șisturile cristaline cele mai vechi sînt reprezentate în domeniul getic prin seria de Sebeș-Lotru (în peticele de acoperire Porțile de Fier și Bahna și în unitățile Semenic și Locva) iar în domeniul danubian prin seriile de Neamțu, Poiana Mraconia și Ielova (în unitățile de Retezat-Ogradena și Almaj). Acestea cuprind suite de depozite terigene și vulcanogen-sedimentare bazice de vîrstă precambriană (Precambrian mediu, Preriphean) al căror metamorfism regional principal în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin a fost determinat de una din orogenezele prebaicaliene.

Șisturile cristaline, mai slab metamorfozate, care se dispun în general discordant (discordanță stratigrafică și de metamorfism) peste fundamentul preriphean, sînt reprezentate în domeniul getic prin seriile de Miniș, Locva și Leșcovița, iar în domeniul danubian prin seriile de Corbu, Vodna și Toronița. În alcătuirea acestor serii participă alături de depozite terigene complexe groase vulcanogen—sedimentare bazice și acide și subordonat roci carbonatice. Vîrsta formațiunilor premetamorfice ale seriilor de Corbu, Vodna, Toronița și Miniș, cuprinde intervalul Precambrian superior-Cambrian inferior iar metamorfismul regional în faciesul de șisturi verzi a fost determinat probabil de orogeneza baikaliană care a produs și primul retromorfism al seriilor mai vechi Neamțu, Mraconia, Ielova. Această vîrstă rezultă din paralelizarea cu formațiunile similare și datate care se dezvoltă în continuare pe teritoriul Jugoslaviei și Bulgariei (formațiunile ripheo-cambriene: metaofiolitică-filitoidă, similară cu seria de Miniș și diabaz-filitoidă identică cu seria de Corbu), cît și prin echivalarea cu alte serii epimetamorfice din Carpați. Seria de Locva este atribuită Silurianului(?) iar seria de Leșcovița Devonianului mediu.

Ultrabazitele serpentinizate de la Tișovița s-au pus în loc de-a lungul unei importante și vechi dislocații (formată înaintea Carboniferului superior) probabil ca o manifestare a magmatismului inițial al fazei hercinice din Devonianul mediu.

Gabbrourile de Iuți, ceva mai noi, ar putea fi considerate ca preorogene ale fazei bretone (Devonian-superior). Metagabbrourile de Plavișevița sînt legate de aceleași manifestări ale magmatismului hercinic. Metamorfismul lor este esențial dinamic și polifazic legat de o importantă zonă de dislocații ce coincide cu aliniamentul lor și care se continuă pe la est de granitele de Cherbelezu și Sfîrdinu.

Cele mai noi depozite slab metamorfozate sînt reprezentate prin seria de Drencova de vîrstă devoniană sau devonian-carbonifer inferioară, metamorfozată probabil într-una din fazele principale hercinice (sudetă sau asturică). Metamorfismul progresiv al acesteia a produs cel de al doilea retromorfism al seriei de Ielova.

În acest sector din bazinul Dunării șisturile cristaline sînt străbătute de două masive granitice: Sichevița în domeniul getic și Ogradena în domeniul danubian. Granitul de Sichevița pătrunde în seria de Miniș ale cărei șisturi, în vecinătatea granitului, sînt puternic injectate, afectate termic și metasomatic. Vîrsta granitului de Sichevița este controversată. În România unii cercetători îl consideră prebaicalian în timp ce în Jugoslavia se citează vîrste absolute care indică Paleozoicul superior.

Institutul Geologic al României

Granitul de Ogradena este un pluton tarde-cinematic intrus într-o boltă anticlinală formată din rocile seriei de Neamțu și Vodna pe care le metamorfozează la contact. Datele de vîrstă absolută indică pentru consolidarea acestui pluton vîrsta carbonifer-inferioară (probabil sfîrșitul fazei bretone).

Structurile plicative majore sînt cute sinmetamorfice în general drepte și asimetrice orientate NNE-SSW cu afundări axiale spre N. Astfel

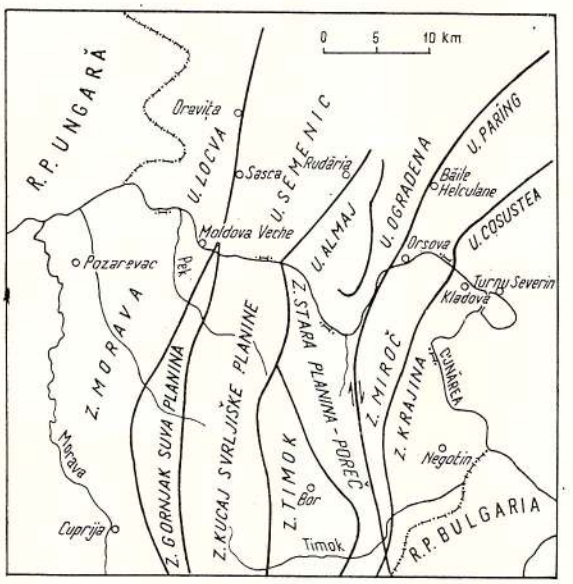


Fig. 6. — Corelarea unităților structurale din Banat cu cele din Serbia de nord-est.

Corrélation des unités structurales de Banat avec celles de la Serbie de NE.

de structuri se observă în cristalinul getic din Porțile de Fier și Bahna și în cristalinul unităților Retezat-Ogradena și Almaj.

Principalele zone de dislocații rupturale ce reprezintă aliniamente importante reluate în mai multe faze de orogeneză sînt: planul de forfecare al pînzei getice, aliniamentul de falii Cerna-Cazane, falia Mehadia-Plavișevița, încălecarea Mraconia, încălecările spre est care determină structura în solzi a unității de Almaj, linia Rudăria și aliniamentul Reșița-Moldova Nouă. Cu excepția aliniamentelor Cerna-Cazane și Rudăria, orientate NE-SW, celelalte dislocații sînt orientate aproximativ NS. Unele dintre aceste linii sînt vechi, ca de exemplu încălecarea Mraconia care a funcționat înainte de Carboniferul superior, altele sînt alpine cum sînt cele din unitatea Almaj, sau cu o istorie complexă, ca de exemplu aliniamentul Cerna-Cazane și falia Rudăria.

În ceea ce privește legătura dintre Carpați și Balcani continuitatea acestora a fost remarcată de P e t k o v i č (1930) care a subliniat apartenența ambelor domenii la marele arc alpin carpatic. Continuarea pînzei getice la sud de Dunăre a fost figurată și de S t r e c k e i s e n (1931) pe harta ce însoțește lucrarea sa de sinteză.

Institutul Geologic al României

O analiză aprofundată a datelor din literatura română și străină privind legătura Carpaților cu Balcanii a fost întreprinsă de C o d a r c e a (1964) care precizează că domeniul getic de la vest de Rudăria face parte din marele domeniu al Rodopilor și a unei mari părți din Balcanide iar domeniul danubian corespunde cu zona Stara Planina. Linia de șariaj a pînzei getice (linia Rudăria) se continuă în linia de încălecare a unității Sredna Gora peste Stara Planina și Prebalcani, peticele de cristalin getic din zona Cerna-Cazane prelungindu-se în fîșia de cristalin din valea Porecka. C o d a r c e a remarcă în același timp extinderea parautohtonului de Severin pe o arie largă în Balcani în relații structurale similare cu cele observate în regiunea Porțile de Fier.

Pe baza materialelor publicate la congresele geologice Carpato-Balcanice (1961, 1967) și la congresul geologic internațional (1968) am încercat corelarea unităților tectonice și liniilor structurale din Banat, cu cele din Jugoslavia. Am obținut astfel schema de mai jos exprimată și într-o schiță structurală (fig. 6).

Banat	Serbia de NE
1. Unitatea de Coșuștea (cu peticul Porțile de Fier)	Zona Krajina și
Unitatea Parîng(cu peticul Bahnei)	Zona Miroc(?)
Aliniamentul Cerna-Cazane	Dislocația Miroc-Stara Planina
2. Unitatea Retezat-Ogradena	Zona Stara-Planina
Unitatea Almaj	Poreč
Falia Rudăria	Falia Pek-Svrlyske Planine
3. Unitatea Semenic	Zona Kucay-Svrlyske Planine
	Zona Gornyak-Suva Planina
Falia Oravița	Falia Ridan-Krepolyin
4. Unitatea Locva	Zona Morava

Primit la redacție: 12 decembrie 1973.

BIBLIOGRAFIE

A l e k s i ć V., G r u b i ć A., K a l e n i c M. (1967) Proterozoic and Ripheo-Cambrian, in "A Geological Survey of the east-Serbian Part of the Carpato-Balkan Arch". *Carpat. Balk. Geol. Assoc.* VIII *Congr.* Beograd.

A n d e l k o v i ć M., G r u b i ć A., S i k o š e k B. (1967) Structural facial zones of the east-Serbian part of the Carpatho-Balkan Arch. In "A Geological Survey of the east--Serbian part of the Carpatho-Balkan Arch". *Carpat. Balk. Geol. Assoc.* VIII *Congr.* Beograd.

B a l k R. (1937) Structural Behavior of Igneous Rocks. *Geol. Soc. of America Mem.* 5.

B e l o u s o v V. V. (1962) Basic problems in geotectonics. *Mc. Grow Hill.* New-York.

B e r c i a I., B e r c i a E l v i r a (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud. *An. Com. Geol.* XXXII, București.

— (1968) În „Notă explicativă la foaia 1 : 200.000 Baia de Aramă" autori: S. Năstăseanu., I. Bercia. Inst. Geol. București.

Institutul Geologic al României

— (1968) In "Geological structure of the Southwestern Carpathians", by Al. Codarcea, I. Bercia, C. Boldur, D. Constantinoff, O. Maier, Fl. Marinescu, D. Mercus, S. Năstăseanu, Bucureşti.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf equivalenter Grundlage. Stuttgart.

Codarcea Al. (1937a) Note sur la structure géologique et petrografique de la région Ogradena-Sviniţa. *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXI (1932—1933), Bucureşti.

— (1937b) Considerations téctoniques generales resultants d'un nouvelle examen de la coupe de Portes de Fer (Vîrciorova). *C.R. Inst. Geol. Roum.* XXII (1933—1934), Bucureşti.

— (1937c) Quatrième réunion annuelle de la société roumaine de géologie à Turnu Severin, 1933, Bucureşti.

— (1940) Vues nouvelles sur la téctonique du Banat Meridional et du Plateau de Mehedinţi. *An. Inst. Géol. Roum.* XX, Bucureşti.

— Kräutner Th. (1935) Note préliminaire sur les gissements de chromite des monts d'Orşova. *C.R. Inst. Geol. Roum.* XX, Bucureşti.

— (1964) Geologhiceskoe razvitie Iujnîh Karpat. *Biull. Moskov obs. ispit. Prirodi onedel geologhiceskii*, 2, Moskva.

— Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăseanu S., Bercia I., Mercus D. (1961) Aperçu sur la structure géologique des Carpates Méridionales entre le Danube et l'Olt. Guide des excursions C. *Assoc. Géol. Carpat. Balk.* V-éme *Congr.* Bucureşti.

— Bercia I., Boldur C., Constantinoff D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S. (1968) Geological structure of the Soutwestern Carpathians. Bucureşti.

Codarcea-Dessila Marcela, Codarcea Al. (1968) Consideraţii asupra paleolitologiei şi paleotectonicei zonelor de şisturi cristaline din partea de SE a Banatului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 13, 1, Bucureşti.

Divljan M., Divljan S. (1967) Granitoids of the Yugoslav Part of the Carpatho-Balkan Arch. In "A geological Survey of the east-Serbian part of the Carpatho-Balkan Arch". *Carpat. Balk. Geol. Assoc.* VIII *Congr.* Beograd.

Drăghiceanu M. (1885) Mehedinţii. Studii geologice tehnice şi agronomice cu privire particulară asupra mineralelor utile (pg. 1—202) cu hartă geologică. Rezumat de Puşcariu V. în „Extrase relative la bogăţiile noastre miniere". *Bul. Soc. Ing. Ind. Min. Rom.* II, 1. pg. 143—144, 1898, Bucureşti.

Foetterle F. (1869) Die Gegend zwischen Tisovitza-Orşova, der Tilfa Frasinului und Topletz in der Rumän. Banater Militärgrenze. *Verh. d k.k. geol. R.A.* Budapest.

Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine Cycles on tectonomagmatic pre-alpine on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.* 13, Budapest.

Kräutner H. (1959) Criterii de clasificare a mineralelor serpentinice cu ajutorul analizei termice diferenţiale. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* IV/2, Bucureşti.

— (1962) Asbestul crisotilic din serpentinitele Banatului de SE. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VII/3—4, Bucureşti.

— (1962) Comportarea spinelilor cromiferi în procesul de serpentinizare (Banatul de sud). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VII/3—4, Bucureşti.

Maier O. (1968) In "Geological structure of the Southwestern Carpathians" by Codarcea Al., Bercia I., Boldur C., Constantinoff D., Maier O., Marinescu Fl., Mercus D., Năstăseanu S., Bucureşti.

— Caulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România *D.S. Com. Stat Geol.* LIII/3, Bucureşti.

— (1969) Stilpnomelangsteine des Locva-Kristallins (Rumänien). *N. Jb. Miner. Abh.* 110, 2.

— (1974) Studiu geologic şi petrografic al masivului cristalin Locva. *Stud. tehn. econ., seria* I, 5, Bucureşti.

Mrazec L. (1895) Feuille Vîrciorova-T. Severin. *Bull. Soc. Science Phys. Buc. Roum.*, 1112, Bucureşti.

Murgoci G. M. (1927) Asupra geologiei Porţilor de Fier. *D. S. Inst. Geol.* X (1921—1922), Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Năstăseanu S., Bițoianu C. (1970) Devonianul de la Drencova. *D.S. Inst. Geol.* LIV/4, București.
Năstăseanu S. (1973) General Outlook on the Paleozoic of the Danubian Autochthonous. (South Carpathians). Sub tipar.
Papay J. (1919) Az aldunai gabbró. *Földt. Közl. Band* I. 1—3, Budapest.
Pavelescu L. (1959) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov., secția Șt. Geol.* I—II, București.
Petkovič V. K. (1930) Esquisse de la structure de la Serbie Orientale. *Glas. Ac. Roy. Serbe.* Belgrade.
Petrulian N. (1935) Étude calcographique de chromites du Banat. *Bull. Soc. Rom. Geol.* II, București.
— Buzilă-Steclaci L. (1954) Contribuțiuni la studiul serpentinitelor nichelifere din R.P.R. Serpentinitele nichelifere din Banat. *Acad. R.PR.. Bul. științ. (secț. Biol.-Agron.-Geol.-Geogr.)*, VI/3, București.
Răileanu Gr. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița-Fața Mare. *Bul. Științ. Acad. R.P.R.* V/II, București.
— Rusu A. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea Carboniferului superior în zona Drencova (Banat). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol.* VII, 3—4, București.
Savu H. (1965) Structura în virgație a cristalinului Munților Semenic. *D.S. Com. Geol.* LI/1 (1963—1964), București.
— (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia prebaicaliană din Munții Semenicului. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 223—311, București.
Savul M. (1927) Le métaxite de Liubotina. *Bull. de la Sess. Sci.* de *L'Acad. Roum.* București.
— (1932) Note sur la présence du nichel dans les serpentines chromifères du Banat. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I, București.
Schafarzik Fr. (1892) Über die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Orșova, Jesselnitza und Ogradina. *Jahresb d.k. ung. geol.* A.f. 1890. p. 141—158, Budapest.
— (1894) Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Eibenthal Újbánya, Tisovitza und Svinytza. *Jahresb.d.k. ung. geol.* A.f. 1892, Budapest.
Sitter de L. U. (1960) Structural Geology Mc.Graw Hill. New York.
Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D. S. Inst. Geol.* LVII (1969—1970), București.
Ștefănescu Sabba (1888) Memoriu relativ la geologia județului Mehedinți. *An. Bir. Geol.* 3, 1882—1883, București.
Streckeisen A. (1931) Sur la téctonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
— (1931) Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
— Giușcă D. (1932) Der Nephelin Kancrinit-Sienit von Orșova (Rumänien). *Bul. Soc. Rom. Geol.*, I, București.
Terzic M. (1967) Gabbroid rocks of Deli Iovan and Zeglovak Eastern Serbia. In "A geological Survey of the east-Serbian part of the Carpathian-Balkan Arch". *Carpat. Balk. Geol. Assoc.* VII *Congr.* Beograd.
Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Heilungen aus dem südlichen Teil des Banater Gebirgsstocks. *Jahresb. d.k.k. Geol.* R. XXII, Wien.
Tompa M. (1927) Petrografische Studien im Orsovaergebirge. *Földt. Közl.* LXII, Budapest.
Trifulescu M., Mureșan M. (1962) Asbestul crisotilic din Banat și vestul Olteniei. *D.S. Com. Geol.* XLVII (1959—1960), București.
Turner Fr. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. *Mc.Graw Hill*, New York.
Udubașa G. G. (1970) Listvenitele din Banatul de sud (regiunea Eibenthal-Baia Nouă). *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie*, 15, 2, 381—398, București.
Zawarizki A. N. (1961) Roci eruptive (traducere l. rusă IDT). București.
Zlatarova-Țop Lozana, Mureșan M., Pitulea Gh. (1971) Studiul unor roci gabbroice metamorfozate din seria de Ielova (zona Camenița, Banatul de SW). *D.S. Inst. Geol.* LX/1, București.
Winkler H. G. F. (1967) Petrogenesis of metamorphic rocks. New York.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

LES FORMATIONS CRISTALLINES DU SECTEUR ROUMAIN DU DANUBE (BANAT—CARPATES MÉRIDIONALES)

(Résumé)

Dans le versant roumain du Danube, les formations cristallines occupent une grande surface. Elles sont représentées par des métamorphites à composition et degré de métamorphisme très variés, de même que par toute la variété de roches éruptives, depuis les granits jusqu'à des ultrabasites. Ces formations se rattachent au domaines gétique et danubien.

I. LE CRISTALLIN DU DOMAINE GÉTIQUE

Les formations métamorphiques du domaine gétique sont traversées par le Danube dans le secteur roumain, se rattachant aux séries de Miniş (épimétamorphique) et de Sebeş-Lotru (mésométamorphique), la dernière constituant aussi les lambeaux de recouvrement de : Cazane, Bahna et Portes de Fer.

A) Le cristallin des lambeaux de Portes de Fer et de Bahna

Depuis Gura Văii jusqu'à Orşova, le versant gauche du Danube est constitué en grande partie de schistes cristallins mésométamorphiques (Précambrien moyen), se rattachant aux lambeaux de recouvrement de la nappe gétique. D'en dessous du lambeau de Portes de Fer, à l'est de Virciorova, apparaissent les formations crétacées inférieures du para-autochtone de Severin (Codarcea, 1937 b, c). Sur le bord oriental, le lambeau de Bahna est affecté par une dislocation majeure (faille post-charriage), qui met en contact le cristallin gétique du lambeau avec le sédimentaire autochtone (Bercia, dans Codarcea et al., 1968).

La coupe du Danube à travers le cristallin gétique du Plateau de Mehedinţi parcourt dans la série de Sebeş-Lotru une succession assez mince. En examinant la succession lithostratigraphique locale on peut distinguer deux divisions : à la partie inférieure, un complexe constitué surtout de gneiss quartzo-feldspathiques (métaarkoses) à intercalations d'amphibolites magmatogènes basiques et de paragneiss micacés, et à la partie supérieure — un complexe formé principalement de micaschistes à intercalations de paragneiss micacés et très rarement de calcaires cristallins.

Sur le territoire yougoslave, le cristallin gétique du Plateau de Mehedinţi continue dans le cristallin de l'unité de Krajina, attribué au Protérozoïque *s.l.* (Aleksić et al., 1967 ; Andelković et al., 1967).

Les métamorphites du lambeau de Portes de Fer sont représentés par des paragneiss et micaschistes et sporadiquement de : quartzites, gneiss quartzo-feldspathiques et amphibolites, auxquels s'ajoute un petit corps de serpentinites à Gura Văii.

Les schistes cristallins du lambeau de Bahna sont représentés, dans cette coupe, par les suivants types de roches : paragneiss, micaschistes feldspathiques, amphibolites et parfois calcaires à silicates et mylonites.

Les paragenèses des métamorphites dans cette région du Plateau de Mehedinţi représentent des équilibres du faciès des amphibolites à almandin (métamorphisme régional barro-

Institutul Geologic al României

vien), mis en évidence par la présence des associations : andésine-hornblende dans les roches basiques, oligoclase-almandin dans les para-roches et diopside-calcite-trémolite dans les roches carbonatiques siliceuses.

Dans la coupe de Portes de Fer, entre Vîrciorova et Gura Văii, on peut voir à l'œil nu la trace du plan de charriage de la nappe gétique : les schistes cristallins du lambeau de Portes de Fer chevauchent à Vîrciorova les dépôts d'âge jurassique supérieur-crétacé inférieur (couches de Sinaia) du para-autochtone de Severin.

Dans le lambeau de Portes de Fer les schistes cristallins occupent le flanc normal d'une structure plicative majeure, avec des plis parasites, droits, dissymétriques (,,dragg folds''). En considérant la position de l'axe cinématique *b*, on a distingué deux secteurs homogènes correspondant à deux blocs. La tectonique disjonctive est représentée par le plan du charriage de cisaillement et par des failles (trois systèmes tautozonaux).

Dans le lambeau de Bahna la schistosité (parallèle à la stratification) trace le contour d'une structure ondulée, dans laquelle on peut remarquer une zone médiane anticlinale. De même que dans la region de Portes de Fer, les structures plicatives, représentées par des plis droits, dissymétriques, plongent vers le NE. On distingue deux principaux systèmes de failles, conjugués, orientés NE et NW. La plupart des éléments disjonctifs ont été générés par suite d'un stress EW pendant les phases alpines et post-alpines.

Les mouvements alpins ont déterminé, dans le para-autochtone de Severin, l'apparition des clivages de cisallement obliques au plan axial vertical des plis dans les dépôts mésozoïques (le plissement des formations para-autochtones, antérieur au charriage gétique).

B) Le cristallin de l'unité de Semenic

Le cristallin gétique de l'unité de Semenic développé entre la ligne tectonique Rudăria et la zone sédimentaire Reşiţa-Moldova Nouă est représenté par des formations mésométamorphiques, précambriennes, de type Semenic (série de Sebeş-Lotru), épimétamorphiques (série de Miniş) et par des roches granitiques de Sichevița. Ce sont seulement les termes de la série de Miniş et les granits de l'extrémité méridionale du massif de Sichevița qui affleurent dans la région.

Sur le territoire yougoslave, l'unité de Semenic correspond à la zone structurale Kucay-Svrljiske et la faille Rudăria va continuer dans la dislocation Pek-Svrljiske Planine (A n d e l k o v i ć et al., 1967).

Les schistes de la série de Miniş présentent, de l'ouest vers l'est, la suivante succession : l'enveloppe migmatique du granit ; un complexe détrito-volcanogène basique constitué de schistes micacés ± grenat à niveaux de schistes amphiboliques et de schistes à porphiroblastes d'albite, un complexe détrito-volcanogène acide formé d'une alternance de schistes quartzitiques séricitiques et schistes séricito-chloriteux feldspathiques (métatufs et métatufites acides).

Les schistes du toît du granit sont puissamment transformés par le métamorphisme magmatique, dans le faciès des amphibolites (injection et métasomatose alcaline), superposé au métamorphisme régional, du faciès des schistes verts, subfaciès quartz-albite-épidote-almandin. Le complexe détrito-volcanogène basique conserve les traces du polymétamorphisme (métamorphisme régional syncinématique dans le faciès des schistes verts, suivi par le métamorphsime statique dans le faciès des amphibolites).

Le complexe détrito-volcanogène acide laisse voir seulement les traces du métamorphisme régional. Les limites des migmatites, aussi bien que celles entre les deux complexes détrito-volcanogènes mentionnés sont marquées par des zones d'intense cisaillement, accompagnées de : cataclasites, mylonites et ultramylonites.

Les roches équivalentes de la série de Miniş en Yougoslavie se rattachent à la formation métaophiolitique-phyllitoïde attribuée au Riphéo-Cambrien (A n d e l k o v i ć et al., 1967).

Le granit de Sichevița est surmonté à l'est par la couverture de schistes migmatisés et vers l'ouest par les calcaires mésozoïques de la zone de Reşiţa. Vers le sud, le granit suit, dans le territoire yougoslave, sur l'alignement du granit de Nereşnika. Dans la coupe du Danube, les roches du massif sont représentées par des granodiorites et tonalites (les dernières plus développées dans les zones périphériques). La foliation primaire est mise en évidence par l'orientation préférentielle de la biotite, des feldspaths et des skialithes. On a distingué statistiquement deux principaux systèmes de fissures primaires : un système de direction N10°—20°E (fissure Q) et un système de direction N60°—85°W (fissure S). On pourrait

Institutul Geologic al României

conclure que la liniation primaire, pas directement identifiée, occupe une position WNW et presque horizontale.

Les chercheurs roumains ont considéré le granit de Sicheviţa comme un pluton d'âge prébaïkalien (S a v u, 1965). Mais, les déterminations d'âge absolu par la méthode Rb/Sr indiquent pour le granit de Nereşnika un âge de 237—275 mil. ans, correspondant au Permien (D i v l j a n, D i v l j a n, 1967).

C) Le cristallin de l'unité de Locva

Dans l'extrémité SW du Banat, dans les Monts Locva, à l'ouest de la zone sédimentaire de Reşiţa, un massif cristallin se développe, constitué de schistes faiblement métamorphisés, auxquels s'ajoutent des granits aplitiques et d'orthogneiss. Les premières descriptions pétrographiques détaillées de ce cristallin ont été rédigées par C o d a r c e a (1940) („la série de Locva"). M a i e r (1968, 1969, 1971) rattache le cristallin de Locva au domaine infragétique, tout en séparant deux séries lithostratigraphiques : la série de Locva et la série de Leşcoviţa, subdivisées en complexes, à savoir :

— la série de Locva (Silurien) renferme des formations surtout terrigènes représentées par deux complexes : le complexe gneissique inférieur (E_1) formé de gneiss albitiques, à intercalations de schistes muscovito-chlorito-albitiques, schistes quartzitiques et roches actinolitiques ; le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite (E_2), représenté par une association de schistes muscovito-chloritiques, chlorito-calcitiques à porphyroblastes d'albite dans lesquels, à différents niveaux, sont intercalés des schistes quartzitiques à albite et quartzites et à la partie supérieure — des schistes tuffogènes basiques ;

— la série de Leşcoviţa (Dévonien moyen) est caractérisée par la prédominance du matériel tuffogène, magmatogène basique et acide. On distingue trois complexes, séparés par des discordances.

Le complexe des schistes tuffogènes-magmatogènes basiques (E_3) est constitué de gneiss phanéroblastiques d'allure granitoïde, roches aplitiques, métadacites et métabasites, auxquels s'associent des schistes terrigènes métapsammitiques et métapélitiques. Le métamorphisme s'est produit dans le faciès des schistes verts, le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite.

Le complexe des schistes terrigènes (E_4) renferme des formations sédimentogènes, à dominance arénacée, avec des intercalations métapélitiques (schistes chlorito-quartzitiques, muscovito-chloritiques, graphiteux, quartzitiques graphiteux, schistes à actinolite).

Le complexe des schistes à stilpnomélane (E_5) comporte surtout des roches magmatogènes (métadolérites, métadacites, métatufs acides, phyllites à stilpnomélane, épidotites), auxquelles s'ajoutent des roches terrigènes. M a i e r (1971) est d'avis que la partie supérieure de la succession pourrait comprendre aussi la partie inférieure du Dévonien supérieur.

Dans les roches de Locva, on peut souvent remarquer la coexistence de la stilpnomélane primaire avec l'andésine, la biotite et la hornblende vert-bleuâtre (l'incomplète adaptation des roches au faciés métamorphique). Excepté la stilpnomélane primaire, on a décrit aussi la stilpnomélane postcinématique.

Les roches métaéruptives se rattachent à la même province magmatique calco-alcaline, étant des produits du magmatisme initial du géosynclinal paléozoïque, métamorphisés — probablement durant les deux phases du cycle varisque (M a i e r, 1971). Le métamorphisme régional, de type barrovien, a eu lieu dans le diapason de 400° — 470°C.

Les éléments linéaires reflètent l'existence de deux systèmes de plissement, superposés, déterminés probablement par les orogenèses calédonienne et varisque. Une phase de déformation alpine, accompagné par la recristallisation, liée à la mise en place des banatites, a mené à la formation des surfaces S_3.

L'unité de Locva passe, de notre avis, sur le territoire yougoslave dans la zone structurale de Morava et le cristallin de Locva correspond, en grande partie, aux formations faiblement métamorphisées, attribuées par A n d e l k o v i ć, G r u b i ć, S i k o ş e k (1967) au complexe riphéo-cambrien de cette zone.

II. LE CRISTALLIN DU DOMAINE DANUBIEN

Depuis Ogradena jusqu'au voisinage de Liubcova, le Danube traverse une grande partie des formations du cristallin danubien, représentées par des schistes cristallins, granits, gabbros et ultrabasites. Dans le Banat de S, le cristallin danubien (autochtone) se développe dans la

Institutul Geologic al României

région d'entre le ,,graben" Cerna-Cazane à l'est et la ligne Rudăria à l'ouest, y représentant le soubassement des unités de Retezat-Ogradena et Almaj. Sur le territoire de la Yougoslavie, cette importante zone autochtone correspond à la zone de Stara Planina-Poréc et l'alignement Cerna-Cazane va continuer probablement dans la dislocation Miroć-Stara Planina. Dans le cadre de l'unité d'Almaj, le cristallin a été entraîné dans une série d'écailles, dont la succession de l'est vers l'ouest est: l'écaille de Poiana Mraconia, l'écaille de Ielova et l'écaille de Toroniţa.

A) Le cristallin de l'unité de Retezat-Ogradena

Les schistes cristallins de cette unité sont développés entre le granit d'Ogradena à l'est et les épigabbros de Plavişeviţa à l'ouest.

Dans l'extrémité méridionale de l'unité, le cristallin est constitué, à l'est, par de: schistes des séries de Neamţu, Corbu et Vodna et dans la partie occidentale de: gabbros, métagabbros et serpentinites.

La série de Neamţu représente un complexe constitué surtout de gneiss à biotite (métapsammites), associés à des amphibolites magmatogènes basiques et à des micaschistes quartzitiques, métamorphisés dans le subfaciès staurotide-almandin du faciès des amphibolites. Les schistes cristallins sont traversés de: granits, granodiorites, syénites à néphéline et cancrinite, porphyres syénitiques et lamprophyres. Dans l'auréole du granit, les schistes on été affectés par la migmatisation artéritique et la métasomatose alcaline potassique.

La série de Vodna correspond, selon notre acception, aux ,,phyllites de Vodna" (C o d a r c e a , 1937, 1940), qui constituent une bande étroite à la limite avec les granits d'Ogradena. Les roches sont représentées de: schistes séricito-chloriteux à albite, schistes chloriteux, à rares lentilles de calcaires et serpentinites, métamorphisés dans le subfaciès quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès des schistes verts. Dans l'auréole du granit ces roches ont été transformées en micaschistes, schistes amphiboliques et skarns.

D e s s i l a - C o d a r c e a et C o d a r c e a (1968) ont décrit sous le nom de ,,la série de Vodna" une succession qui renferme, outre les roches de l'aire ci-dessus mentionnée, d'autres occurrences de l'aire des séries de Neamţu et Corbu.

La série de Corbu est développée entre ,,la zone de Neamţu" et les épigabbros de Plavişeviţa. Les schistes de cette série, qui sont disposés transgressivement sur les gneiss de Neamţu, représentent une suite de nature volcano-sédimentaire, constituée, pour la plupart, de métatufs et métatufites basiques et acides, à intercalations de roches terrigènes et rares lentilles de roches carbonatiques. Les métavolcanites basiques sont des initialites métamorphisées, représentées par des schistes verts à albite, épidote, chlorite $\pm$ calcite $\pm$ actinolite. Les schistes cristallins de cette unité occupent, en ensemble, le flanc d'une structure plicative majeure à pendages vers le WNW. La limite occidentale de la série de Corbu *str.s.* avec les métagabbros est marquée par une forte dislocation. D e s s i l a - C o d a r c e a et C o d a r c e a (1968) affirment que les trois séries cristallines ci-décrites représentent les produits des cycles superposés de sédimentation, magmatisme et métamorphisme, le plus ancien correspondant à la série de Neamţu et le plus jeune à la série de Corbu. La série de Corbu a été attribuée au Cambrien par comparaison avec les formations datées du synclinal Crnajka (Yougoslavie). En Yougoslavie on n'a pas pu séparer le Riphéen du Cambrien, mais on a aboutit à délimiter le Riphéo-Cambrien du Prériphéen, d'une part, et de l'Ordovicien de l'autre part. Il faut remarquer que sur le territoire roumain on a admis une discordance entre la série de Corbu et les séries sous-jacentes (P a v e l e s c u, 1959; D e s s i l a - C o d a r c e a , C o d a r c e a , 1968). L'âge cambrien de la série de Corbu est confirmé aussi, indirectement par la découverte d'une formation fossilifère d'âge ordovicien-silurien (S t ă n o i u , 1971), transgressive sur le complexe séricito-chloriteux de la série de Drăgşan (mis en parallèle avec la série de Corbu).

Nos recherches ont montré qu'entre les phyllites de Corbu et les gneiss de Neamţu il y a une fausse concordance, mise en évidence par le hiatus de métamorphisme et par la superposition directe des initialites des deux séries. La série de Neamţu serait censée se rattacher au cycle Prébaïkalien (Prériphéen) la série de Corbu et les phyllites de Vodna — — au cycle baïkalien (le Riphéo-Cambrien des géologues yougoslaves).

Les métagabbros de Plavişeviţa (,,les épigabbros de Plavişeviţa", C o d a r c e a , 1940) se constituent dans une bande assez étroite (400 m—3 km) entre la série de Corbu, à l'est, et les serpentinites de Tişoviţa, à l'ouest. Du point de vue pétrographique ces roches repré-

Institutul Geologic al României

sentent un complexe d'une grande variété, depuis les gabbros saussuritisés, ouralitisés et flasergabbros jusqu'à des types schisteux, entièrement transformés et recristallisés dans les conditions d'équilibre du faciès des schistes verts. Les métagabbros se placent géométriquement sur les phyllites de la série de Corbu et supportent les serpentinites. Toute cette zone est fort affectée par le métamorphisme dynamique.

Les serpentinites de Tișovița. Le massif d'ultrabasites serpentinisées épouse une forme de Y et se développe entre les métagabbros de Plavișevița à l'est, le gabbro de Iuți à l'ouest et le cristallin de Poiana Mraconia au nord et à l'ouest. Il est constitué surtout de serpentinites, auxquelles s'associent des séparations de pyroxénites (diallagite), troctolites, plagioclasites, filons de gabbros, granodiorites, tonalites, lamprophyres et porphyres. Les serpentinites se sont formées sur le compte des péridotites, parmi lesquels les roches dunitiques prédominaient. Elles sont traversées de fissures remplies à asbeste chrysotile, métaxite, garniérite et magnésite. Outre les roches filoniennes mentionnées (gabbros, tonalites etc.), on a récemment mis en évidence des roches du types des yssites (B e r c i a , B e r c i a, 1969), pareilles à celles connues dans les dunites d'Oural.

Dans l'évolution des ultrabasites, on a distingué les suivantes étapes : la formation des roches ultrabasiques, la serpentinisation et la métasomatose à temperature basse. Les études structurales sur la partie méridionale et occidentale du massif ont mis en évidence une structure primaire litée, suggérant la forme d'un lopolyte dissymétrique.

Les gabbros de Iuți se développent à l'ouest du massif de serpentinites, entre les localités de Tișovița, Svinița, Eibenthal et Baia Nouă. Vers l'ouest et le sud-ouest, les gabbros supportent les dépôts permo-carbonifères de la zone de Svinița. Localement, les gabbros conservent des restes de la couverture miocène. On est d'avis que les gabbros représentent probablement les produits du magmatisme pré-orogène de la phase bretonne (B e r c i a, B e r c i a, 1962). On reconnaît des gabbros pareils à ceux de Iuți dans le massif de Deli-Iovan de la Serbie du NE, considérés comme mis en place presque en même temps, au début de l'orogènèse varisque (T e r z i c, 1967). Du point de vue de la composition minéralogique, on peut distinguer de : gabbros à diallage (le type prédominant) et gabbros à olivine. Fréquemment apparaissent des séparations à forme de ,,schlieren'' (traînées) de pyroxénites et plagioclasites. Le massif est traversé par des filons d'aplites, lamprophyres et porphyres quartzifères. L'étude de la position des plans de rubans a mis en évidence une structure de dôme allongé, à grands pendages sur le bord de l'est. La liniation suit une direction NW, passant à WNE dans la partie septentrionale, à Eibenthal. On a distingué deux systèmes principaux de fissures primaires endocinétiques, accompagnés de filons : un système transversal (Q) et un autre — directionnel (S). Le granit d'Ogradena représente un pluton tardécinématique (granit potassique) allongé N—S, mis en place dans une voûte anticlinale dans les séries de Neamțu et de Vodna. Dans les gneiss de la série de Neamțu, les granits ont engendré de migmatites artéritiques et homogènes. Les zones périphériques gneissiques renferment des enclaves de schistes disposées parallèlement à la foliation des granits. Ces enclaves ont été affectées par le métamorphisme magmatique.

La foliation du granit, plus accusée dans les zones périphériques, est marquée aussi par des enclaves de schistes. Le pendage de la liniation est de 5°—15° vers le SW et parallèle à la direction de la structure majeure. On a mis en évidence des systèmes de fissures primaires Q et S et deux systèmes de fissures diagonales conjuguées, de cisaillement. Il s'ensuit que le granit d'Ogradena est arrivé au niveau exposé à présent au jour, après le métamorphisme régional des schistes cristallins affectés (pendant le Paléozoïque).

Les déterminations d'âge absolu (méthode K/Ar et Rb/Sr) (M î n z a t u et al., T i e p a c) ont donné des valeurs maxima de 247 — 345 m.a. pour la biotite, 266 — 291 m.a. pour la muscovite et de 218 m.a. pour le microcline. Si l'on considère les plus grandes valeurs acquises, il en résulte un âge carbonifère. Il faut mentionner que pour la plupart des granits de Serbie du NE on a obtenu des âges de 230 — 304 m.a. correspondant au Carbonifère supérieur et au Permien (D i v l j a n, D i v l j a n , 1967).

B) **Le cristallin d'Almaj**

Le cristallin d'Almaj abrite des métamorphites représentés par trois entités lithologiques, décrites en tant que séries : la série de Poiana Mraconia, la série de Ielova et la série de Toroniţa, constituant chacune l'étage structural inférieur des écailles à même nom (C o d a r c e a, 1940 ; C o d a r c e a et al., 1968). Sur le terriroire de la Yougoslavie le cristal-

Institutul Geologic al României

lin de l'unité d'Almaj correspond à la partie occidentale de la zone structurale de Stara Planina-Poreć.

La série de Poiana Mraconia est développée au nord et à l'ouest du massif de serpentinites et gabbros. La limite externe est marquée par une importante dislocation disjonctive (la ligne Mraconia), le long de laquelle les schistes cristallins chevauchent, de l'ouest vers l'est, le massif de serpentinites. Dans la partie W, le cristallin de Mraconia supporte les dépôts sédimentaires paléozoïques et mésozoïques de la zone de Svinița-Svinecea. Les formations de cette série sont représentées par une alternance intime de paragneiss micacés, gneiss amphiboliques, amphibolites, quartzites, gneiss quartzo-feldspathiques, migmatites, filons d'aplites, lamprophyres et porphyres quartzifères. L'épaisseur au jour de la succession de cette série est d'environ 4000 m. Le métamorphisme régional est de type barrovien, dans le faciès des amphibolites à almandin, le subfaciès disthène-almandin-muscovite (la coexistence dans les roches basiques de l'andésine avec l'épidote, l'almandin et la hornblende verte; l'association oligoclase-almandin-disthène et muscovite dans les roches métapélitiques; la présence des migmatites métamorphiques caractéristiques).

Sur le métamorphisme régional précambrien moyen se sont superposés des processus de métamorphisme régional et dynamique au cours des orogenèses baïkaliennes, hercyniennes et alpines. La foliation de stratification suit une direction NS à pendages vers l'ouest, se courbant graduellement jusqu'à une direction EW à pendages vers le N, dans la région d'Eibenthal.

La ligne Mraconia est une fracture profonde qui a constitué probablement la voie d'accès des magmas ultrabasiques et gabbroïdes pendant la phase bretonne (Dévonien supérieur). Il est possible que durant la phase sudète (Carbonifère moyen) la ligne eût gagné le caractère de chevauchement. En tout cas, le chevauchement est antécarbonifère supérieur (le Stéphanien surmonte en transgression la ligne tectonique).

La série de Ielova est développée à l'ouest de l'aire occupée par la série de Poiana Mraconia, constituant ensemble avec cette dernière le soubassement cristallin (l'étage structural inférieur) de la zone sédimentaire de Svinița-Svinecea. La limite septentrionale de la série de Ielova est marquée par une importante ligne tectonique, la ligne Rudăria, qui — dans cette région du Banat — sépare les formations du domaine gétique de celles du domaine danubien. Dans le voisinage de cette dislocation, sur 2 — 4 kilomètres, les roches de cette série ont été sujettes à un métamorphisme dynamique avancé (,,la zone de Ielova rétromorphisée'', Codarcea, 1937, 1940). À Drencova, les formations de la série de Ielova supportent en transgression des dépôts d'âge dévonien (Năstăseanu, Bițoianu, 1970).

La série de Ielova a été au début un empilement de dépôts volcano-sédimentaire, constitués de dépôts terrigènes à niveaux de roches magmatogènes basiques et ultrabasiques (tufs et tufites basiques associés aux ultrabasites et gabbros) produits du magmatisme initial. Les correspondants métamorphiques actuels sont: paragneiss micacés, migmatites, amphibolites, métagabbros, métaserpentinites, etc. Le métamorphisme régional de type barrovien a eu lieu dans le faciès des amphibolites à almandin. L'association oligoclase-almandin-biotite-muscovite dans les roches métapélitiques, hornblende vert-bleuâtre-andésine-épidote en métabasites, aussi bien que la présence de l'antophyllite dans les serpentinites, indiquent le subfaciès staurotide-almandin et probablement disthène-almandin-muscovite. Les formations de cette série ont été affectées par des phénomènes de rétromorphisme durant trois phases: rétromorphisme baïkalien (synchrone au métamorphisme progressif des séries de Corbu et Toroniţa), rétromorphisme hercynien (synchrone au métamorphisme des formations dévoniennes de Drencova) et rétromorphisme alpin.

La série de Toroniţa (,,Zone de Toronitza'', Codarcea, 1937, 1940) représente le soubassement cristallin des dépôts néogènes de la partie orientale du bassin de Sichevița. Cette série comporte une association de roches métapélitiques (phyllites séricito-chloriteuses), métapsammites (quartzites) et roches magmatogènes basiques (schistes verts tuffogènes basiques, métagabbros et amphibolites) métamorphisées dans la région dans le faciès des schistes verts. La constitution lithologique est pareille à celle de la série de Miniș. La série de Toroniţa est, évidemment, plus jeune que celle de Ielova, probablement de même âge que les séries riphéo-cambriennes de Corbu et de Miniș. A partir des matériaux présentés aux congrès géologiques carpato-balkaniques (1961, 1967) et au XXIII-ème congrès international (1968), nous avons tenté la corrélation des unités tectoniques et des lignes structurales du Banat avec celles de la Yougoslavie.

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la zone du lac d'accumulation des Portes de Fer (secteur roumain). D'après la carte géologique de la R.S.R. èchelle 1 :200.000 (simplifiée).
Formations sédimentaires : 1, Quaternaire ; 2,Néogène ; 3, Mésozoïque ; 4, Permien ; 5, Carbonifère. Magmatites : 6, Paléogène ; granodiorites ($\gamma\delta$) ; 7, Permien : rhyolites (p), basaltes (b) ; Carbonifère : 8, syénites à néphéline et cancrinite ; 9, granodiorites, diorites, 10, granites ; 11, métagabbros de Plavişeviţa ; 12, gabbros de Iuţi ; 13, pyroxénite (diallagite) ; 14, Dévonien supérieur (?) serpentines (dunites partiellement serpentinisées, serpentines cellulaires, serpentines antigoritiques lamellaires, serpentines talciques carbonatées, listvenites).
Formations métamorphiques : Unité de Locva : 15, Dévonien. Série de Leşcoviţa. Schistes tuffogènes magmatogènes basiques, métaacidites, schistes métapélitiques et métapsammitiques ; schistes à stilpnomélane ; 16, Silurien. Série de Locva. Schistes muscovito-chloritiques ± calcité, à porphyroblastes d'albite, quartzites, schistes tuffogènes basiques, gneiss albitiques. Unité de Semenic : 17, Précambrien supérieur-Paléozoïque inférieur. Série de Miniş. Phyllites séricitiques-chloritiques ± graphite, schistes quartzitiques carbonatiques, sernifites, métabasites, porphyroïdes ; 18, Précambrien moyen. Série de Sebeş-Lotru. Micaschistes, paragneiss micacés. Unité d'Almaj : 19, Dévonien supérieur. Série de Drencova : 20, Précambrien supérieur-Cambrien inférieur(?). Série de Toroniţa. Phyllites, quartzites, metabasites. Précambrien moyen. 21, Série de Ielova. Paragneiss, amphibolites métaserpentinites, migmatites ; 22, Série de Poiana Mraconia. Paragneiss micacés ± disthène, paragneiss quartzitiques, amphibolites, migmatites. Unité de Retezat-Ogradena. Précambrien supérieur-Cambrien inférieur : 23, Série de Vodna. Phyllites séricitiques-chloritiques ± albite ± graphite, calcaires, serpentines (schistes amphiboliques, skarns) ; 24, Série de Corbu. Schistes verts tuffogènes basiques, métaacidites, schistes séricitiques-chloritiques ± graphite, schistes graphiteux, calcaires ; 25, Précambrien moyen. Série de Neamţu. Gneiss psammitiques, amphibolites, migmatites. Unité de Paring et Unité de Coşuştea (le cristallin gétique des lambeaux de recouvrement Bahna et Portes de Fer) ; 26, Précambrien moyen. Série de Sebeş-Lotru. Paragneiss, micaschistes, gneiss quartzo-feldspathiques, amphibolites, migmatites.

Planche II

Cartodiagramme des éléments structuraux entre Gura Văii et Vîrciorova.
1, foliation des para-roches ; 2, foliation des migmatites ; 3, foliation des calcaires ; 4, axe B ; 5, axe β ; 6, pôle π ; 7, cercle π ; 8, nappe gétique ; 9, nappe de Severin.

Planche III

Coupe à travers le cristallin gétique aux Portes de Fer entre Slătinicul Mare et la vallée Virului. Quaternaire : dépôts alluviaux et colluviaux ; 2, nappe de Severin : Tithonique-Valanginien : couches de Sinaia. Nappe gétique : Précambrien moyen : série de Sebeş-Lotru : 3, mylonites ; 4, micaschistes ; 5, paragneiss biotitiques ; 6, paragneiss quartzitiques ; 7, amphibolites ; 8, gneiss quartzo-feldspathiques ; 9, ligne de charriage ; 10, faille.

Planche IV

A) Esquisse géologique du versant roumain du Danube entre Orşova et Vîrciorova.
1, Quaternaire : alluvions (a), terrasses (b) ; 2, Mésozoïque. Précambrien moyen. Série de Sebeş Lotru ; 3, mylonites ; 4, calcaires à silicates ; 5, gneiss quartzo-feldspathiques et amphibolites ; 6, paragneiss micacés et micaschistes ; 7, schistosité de stratification ; 8, liniations ; 9, axes de microplis ; 10, failles ; 11, tracé de la chaussée ; 12, tracé du chemin de fer ; 13, viaduc de la chaussée ; 14, viaduc du chemin de fer ; 15, tunnel.
B) Esquisse géologique du versant roumain du Danube entre la vallée Alibeg et la vallée Gornea.
1, Quaternaire : alluvions (a), terasses (b) ; 2, Néogène : Sédimentaire du bassin Sicheviţa ; 3, Mésozoïque : calcaires ; 4, Granit de Sicheviţa. Granits, granodiorites, tonalites. Précambrien supérieur-Cambrien inférieur. Série de Miniş : 5, mylonites ; 6, migmatites artéritiques ; 7, schistes quartzitiques séricitiques, schistes séricitiques-chloritiques à porphyroblastes d'albite ; 8, schistes micacés ± almandin, schistes quartzo-feldspathiques à porphyroblastes d'albite ; 9, schistes amphiboliques à structure ,,graben'' ; 10, schistosité de stratification ; 11, foliation primaire des granites ; 12, liniations

Institutul Geologic al României

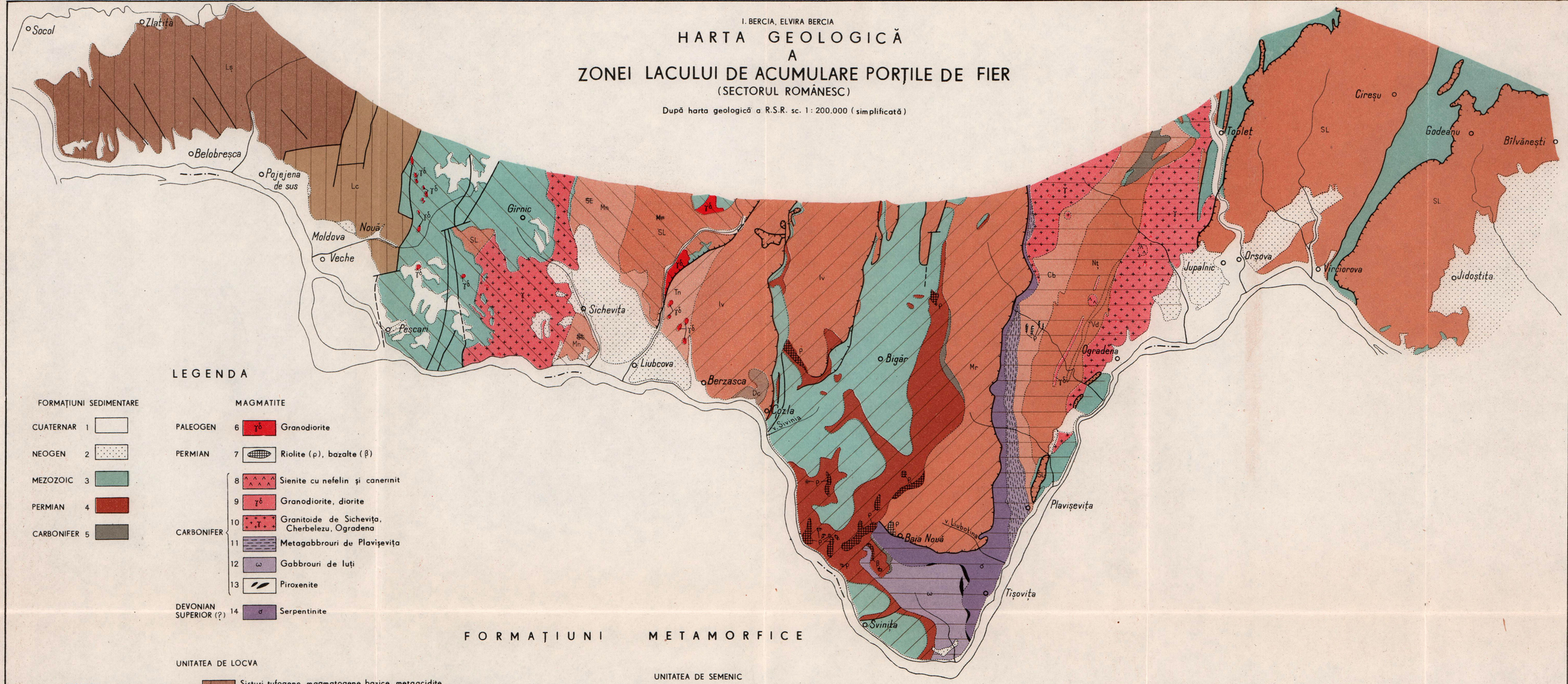
Institutul Geologic al României

I. BERCIA, ELVIRA BERCIA

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI LACULUI DE ACUMULARE PORȚILE DE FIER

(SECTORUL ROMÂNESC)

După harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 200.000 (simplificată)



LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR	1	
NEOGEN	2	
MEZOZOIC	3	
PERMIAN	4	
CARBONIFER	5	

MAGMATITE

PALEOGEN	6	γδ	Granodiorite
PERMIAN	7		Riolite (ρ), bazalte (β)
CARBONIFER	8		Sienite cu nefelin și canerinit
	9	γδ	Granodiorite, diorite
	10		Granitoide de Sichevița, Cherbelezu, Ogradena
	11		Metagabbrouri de Plavișevița
	12	ω	Gabbrouri de Iuți
	13		Piroxenite
DEVONIAN SUPERIOR (?)	14	σ	Serpentinite

FORMAȚIUNI METAMORFICE

UNITATEA DE LOCVA

DEVONIAN	SERIA DE LEȘCOVIȚA	15	Ls	Șisturi tufogene, magmatogene, bazice, metaacidite șisturi metapelitice și metapsamitice, șisturi cu stilpnomelan
SILURIAN	SERIA DE LOCVA	16	Lc	Șisturi muscovito-cloritice ± calcit cu porfiroblaste de albit, cuarțite, șisturi tufogene bazice, gnaise albitice

UNITATEA DE ALMAJ

DEVONIAN SUPERIOR	SERIA DE DRENCOVA	19	Dc	
CAMBRIAN INFERIOR PRECAMBRIAN SUPERIOR	SERIA DE TORONIȚA	20	Tn	Filite, cuarțite, metabazite
PRECAMBRIAN MEDIU	SERIA DE IELOVA	21	Iv	Paragnaise, amfibolite, metaserpentinite, migmatite
	SERIA DE POIANA MRACONIA	22	Mr	Paragnaise micacee ± disten, paragnaise cuarțitice, amfibolite, migmatite

UNITATEA DE SEMENIC

PALEOZOIC INFERIOR PRECAMBRIAN SUPERIOR	SERIA DE MINIȘ	17	Mn	Filite sericitice-cloritice ± grafit, șisturi cuarțitice carbonatice, sernifite, metabazite, porfiroide
PRECAMBRIAN MEDIU	SERIA DE SEBEȘ-LOTRU	18	SL	Micașisturi, paragnaise micacee

UNITATEA RETEZAT-OGRADENA

CAMBRIAN INFERIOR PRECAMBRIAN SUPERIOR	SERIA DE VODNA	23	Vd	Filite sericito-cloritoase ± albit ± grafit, calcare serpentinite, (șisturi amfibolice, skarne)
	SERIA DE CORBU	24	Cb	Șisturi verzi tufogene bazice, metaacidite, șisturi sericitice cloritice ± grafit, șisturi grafitoase, calcare
PRECAMBRIAN MEDIU	SERIA DE NEAMȚU	25	Nț	Gnaise psamitice, amfibolite, migmatite

UNITATEA DE PARÎNG ȘI UNITATEA DE COȘUSTEA (PETICELE BAHNA ȘI PORȚILE DE FIER)

PRECAMBRIAN MEDIU	SERIA DE SEBEȘ-LOTRU	26	SL	Paragnaise, micașisturi, gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite, migmatite

27 -------- Limită geologică normală

28 ····· Limită de transgresiune

29 ——— Falie

30 ⊓⊓⊓⊓ Linie de șariaj

Cartograf: Adriana Revecu

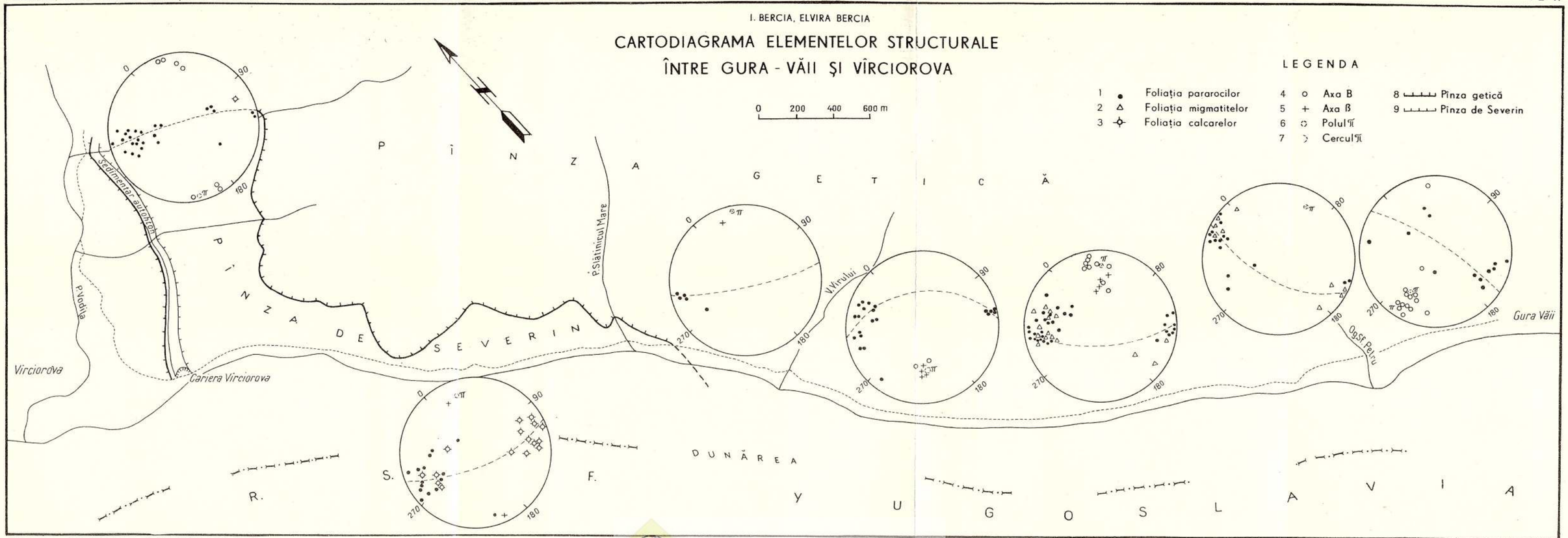
Imprim. Atel. Inst. Geologic

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC VOL. XLIII

Institutul Geologic al României

I. BERCIA, ELVIRA BERCIA

CARTODIAGRAMA ELEMENTELOR STRUCTURALE ÎNTRE GURA - VĂII ȘI VÎRCIOROVA

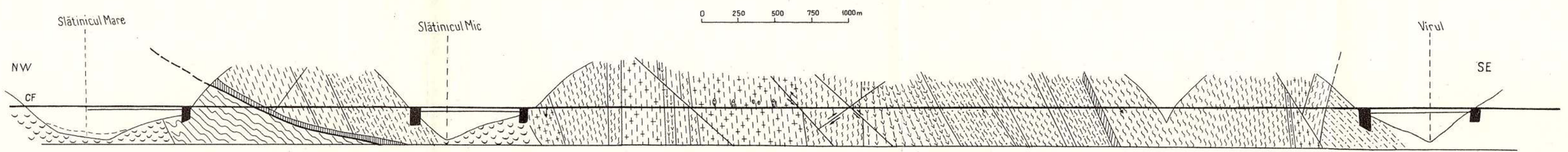


Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geologic

I. BERCIA, ELVIRA BERCIA

PROFIL PRIN CRISTALINUL GETIC LA PORȚILE DE FIER ÎNTRE SLĂTINICUL MARE ȘI V. VIRULUI



LEGENDA

PINZA GETICĂ

3 Milonite

CUATERNAR 1 Depozite aluviale și coluviale

PÎNZA DE SEVERIN

TITHONIC-VALANGINIAN 2 Strate de Sinaia

PRECAMBRIAN MEDIU SERIA DE SEBEȘ-LOTRU

4 Micașisturi
5 Paragnaise biotitice
6 Paragnaise cuarțitice
7 Amfibolite
8 Gnaise cuarțo-feldspatice

9 Linie de șariaj

10 Falie

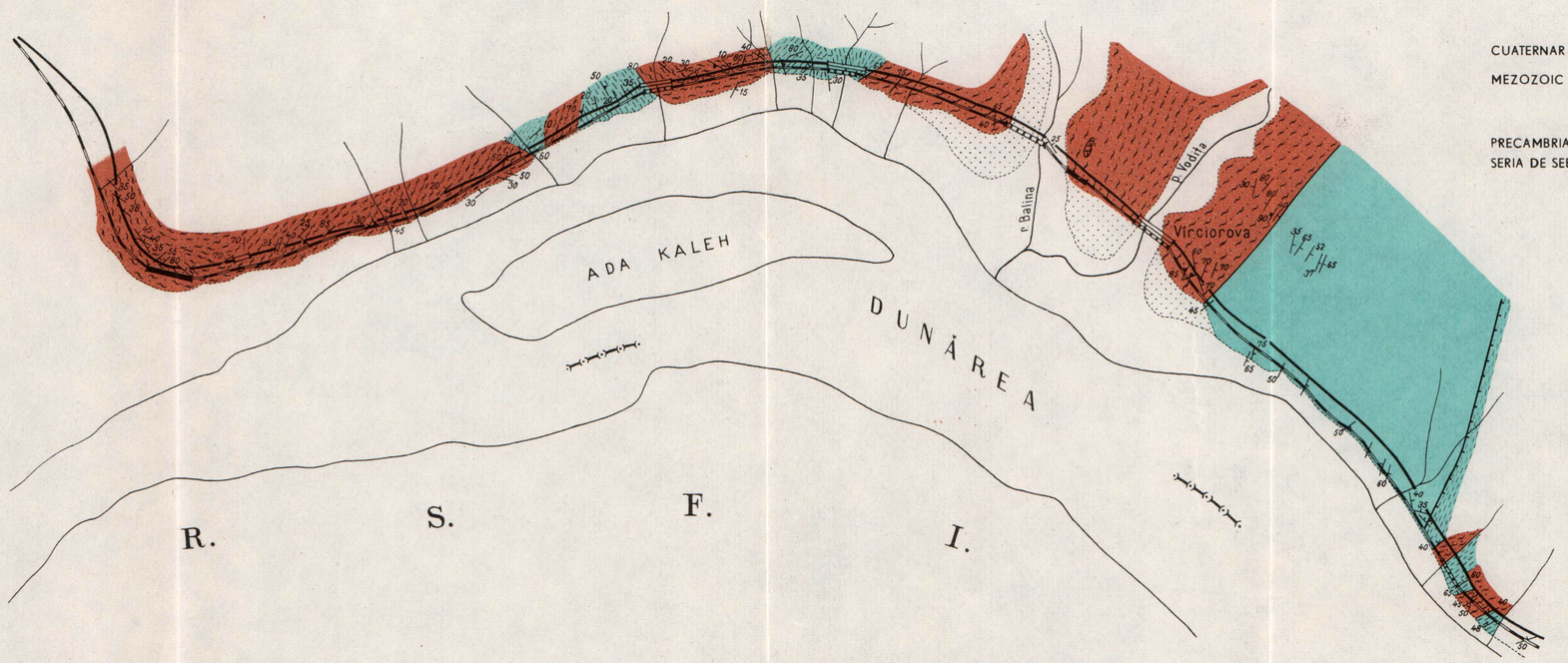
Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

I. BERCIA, ELVIRA BERCIA

A. SCHIȚA GEOLOGICĂ A VERSANTULUI ROMÂNESC AL DUNĂRII ÎNTRE ORȘOVA ȘI VÎRCIOROVA

0 200 400 600 800 m.



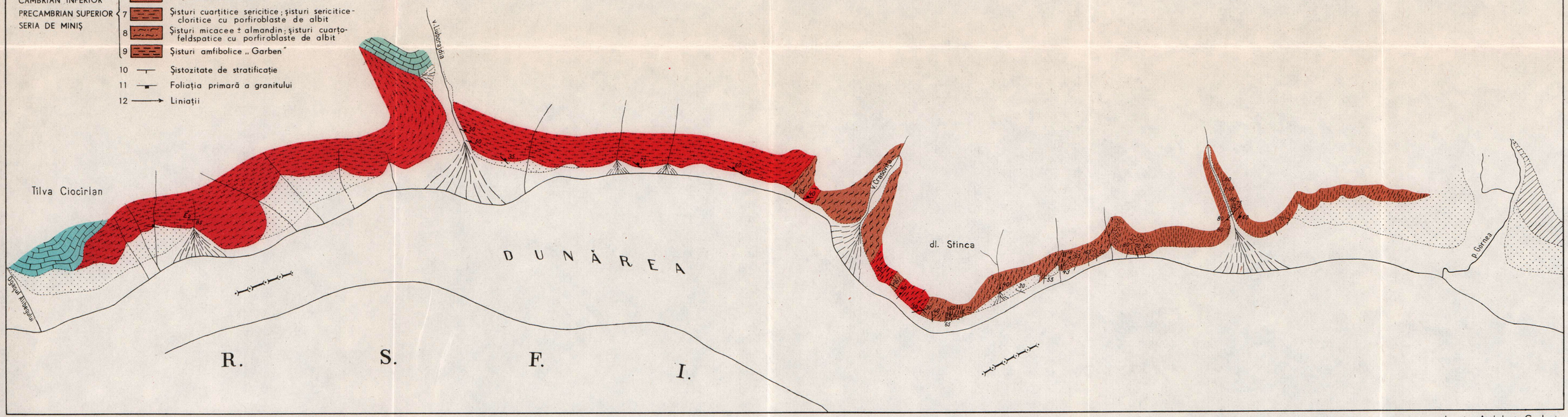
LEGENDA

CUATERNAR	1	Aluviuni a ; terase b.
MEZOZOIC	2	
PRECAMBRIAN MEDIU SERIA DE SEBEȘ-LOTRU	3	Milonite
	4	Calcare cu silicați
	5	Gnaise cuarțo-feldspatice și amfibolite
	6	Paragnaise micacee și micașisturi
	7	Șistozitate de stratificație
	8	Liniații
	9	Axe de microcute
	10	Falii
	11	Traseul șoselei
	12	Traseul căii ferate
	13	Viaduct al șoselei
	14	Viaduct al căii ferate
	15	Tunel

I. BERCIA, ELVIRA BERCIA

B. SCHIȚA GEOLOGICĂ A VERSANTULUI ROMÂNESC AL DUNĂRII ÎNTRE V. ALIBEG ȘI V. GORNEA

0 200 400 600 800 m.



LEGENDA

CUATERNAR	1	Aluviuni a.; terase b.
NEOGEN	2	Sedimentarul bazinului Sichevit
MEZOZOIC	3	Calcare
GRANITUL DE SICHEVIȚA	4	Granite, granodiorite, tonalite
CAMBRIAN INFERIOR PRECAMBRIAN SUPERIOR SERIA DE MINIȘ	5	Milonite
	6	Migmatite arteritice
	7	Șisturi cuarțitice sericitice; șisturi sericitice-cloritice cu porfiroblaste de albit
	8	Șisturi micacee ± almandin; șisturi cuarțo-feldspatice cu porfiroblaste de albit
	9	Șisturi amfibolice „Garben"
	10	Șistozitate de stratificație
	11	Foliația primară a granitului
	12	Liniații

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

STUDIUL GEOLOGIC ŞI PETROGRAFIC AL CRISTALINULUI DIN PARTEA SUDICĂ A MUNŢILOR POIANA RUSCĂ[1]

DE

OSKAR MAIER[2], IOAN SOLOMON[3], PETRE ZIMMERMANN[3], VOICHIŢA ZIMMERMANN[3]

Abstract

Geological and Petrographical Study of the Crystalline Schists in the Southern Part of the Poiana Ruscă Mountains. The crystalline schists in the Poiana Ruscă Mts have been formerly considered as belonging to two units known under the denomination of the mesometamorphic and epimetamorphic zones. These two units are separated by the Teliuc-Ghelar inverted fault. Both units were included in the Getic Realm.

These last years several lithostratigraphical complexes both in the epimetamorphic zone and in the mesometamorphic one were distinguished; there have also been determined the radiogenic age and the biostratigraphical one (on the basis of some phytoplanctonic rests). Thus the Paleozoic age for schists in the epimetamorphic zone and the Precambrian age for those of the mesometamorphic zone were established. In the south-eastern part of the massif (Tincova Area) some muscovite-biotite (chloritic) schists with oligoclase (albite) porphyroblasts, unconformably overlying the mesometamorphic schists, were evidenced.

Owing to a correlation between the oligoclase porphyroblast-bearing schists and the Locva Series, the Ordovician-Silurian age could be minutely stated. Within the Locva Massif the basic magmatic predominantly tuffaceous Lescoviţa Series is unconformably overlying the Locva Series. A correlation was established between the former and the basic tuffaceous magmatic complexes in the Poiana Ruscă Area assigned to the Devonian due to their palynological content and lithological resemblance.

Hence the authors of this work consider that the Precambrian crystalline schists are unconformably overlain by the Paleozoic crystalline schists (=Supergetic Crystalline). The latter represents a new geotectonic cycle differing from the cycles of the Getic Realm (*s.str.*), which probably came to an end during the Baikalian (Assyntian) foldings. The Supergetic Crystalline consists of following lithostratigraphical complexes:

(1) complex of sericite-chlorite phyllites (Poieni-Roşcani) = Lower Carboniferous;

(2) complex of sericite-chlorite schists with porphyroids (Upper Devonian);

(3) complex of basic tuffaceous schists and the complex of graphite schists = Middle and Lower Devonian;

[1] Lucrare susţinută în sesiunea de comunicări din 1970 a Întreprinderii Geologice de Prospecţiuni, Bucureşti.

[2] Institutul de Geologie şi Geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

[3] Întreprinderea Geologică de Prospecţiuni pentru Substanţe Minerale Solide. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

(4) complex of sericite-chlorite quartzitic schists and the complex of quartzites and graphite schists with intercalations of tuffaceous schists = Lower Paleozoic (Ordovician + + Silurian) Poiana Ruscă facies;

(5) complex of muscovite-chlorite schists with oligoclase/albite porphyroblasts (Tincova) = Ordovician-Silurian (Locva facies).

Between the complex of the Poieni-Roşcani phyllites and the Devonian complexes an unconformability does exist, and probably also between the Devonian complexes and the Ordovician-Silurian ones. In the region presented in this work the upper complex is missing.

Within the crystalline schists pertaining to the Getic Realm (*s.str.*) following lithostratigraphical complexes were distinguished:

(1) complex of quartzitic sericite schists and complex of micaceous schists with intercalations of amphibolic rocks: = Lower Cambrian + Infracambrian;

(2) complex of micaschists with almandine and the paragneiss complex with biotite = Middle and Upper Proterozoic.

An unconformity does probably exist between the Infracambrian complexes and the Proterozoic ones.

The metamorphism degree of the Supergetic Crystalline does not exceed the greenschist facies, however, one may observe among the complexes a variation of facies metamorphically grading from chlorite isograde into the almandine isograde. The metamorphic sequence is inverse in the sense that in the axis of synforms occur higher metamorphic schists (almandine isograde), while in the axis of antiforms the chlorite isograde is represented.

Within the Getic Crystalline (*s.str.*) the variation of the intensity of metamorphism is more wide-ranged, but the metamorphic sequence is still inverse. Thus in the axis of the Voislova-Silvaş antiform the complex of quartzitic-sericite schists (chlorite isograde) is successively overlain by complexes displaying an ever higher metamorphism degree up to the isograde of sillimanite, which approximately coincides with the axial zone of both major synforms.

As the age of the sequence is also inverse, the authors consider that the structure of the Getic Crystalline in the southern part of the Poiana Ruscă shows the features of a recumbent nappe — Poiana Ruscă Nappe of Baikalian age, whereas the Supergetic Crystalline represents an anticline recumbent northwards (Nădrag anticline) generated by the phase of Variscan foldings.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 67
Delimitarea geografică. 68
Istoricul cercetărilor geologice 68
Aspecte morfologice 76
Geologia şi petrografia regiunii 79
A) Şisturi cristaline 80
Ciclurile prebaicalian şi baicalian 82
Complexul paragnaiselor cu biotit 82
Complexul micaşisturilor cu almandin 89
Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice . . . 92
Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase 94
Magmatismul iniţial proterozoic şi infracambrian 95
Repartiţia faciesurilor metamorfismului regional în şisturile cristaline prebaicaliene şi baicaliene 104
Produse de anatexie şi migmatism 106
Substanţe minerale utile asociate formaţiunilor proterozoice şi infracambriene 121
Ciclul caledonian 124
Complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit 124
Ciclul varisc. 125
Complexul şisturilor grafitoase 125

Institutul Geologic al României

Complexul şisturilor tufogene bazice 126
Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide 130
Magmatismul iniţial paleozoic (devonian) 131
Repartiţia faciesurilor metamorfismului regional în şisturile cristaline varisce 140
Substanţe minerale utile asociate formaţiunilor paleozoice 143
Evoluţia tectonică a şisturilor cristalofiliene din partea sudică a munţilor Poiana Ruscă 144
Vîrsta formaţiunilor cristalofiliene 150
B) Formaţiuni sedimentare 152
C) Roci eruptive banatitice 155
Substanţe minerale utile asociate rocilor banatitice 164
Geologia economică 168

INTRODUCERE

În ultimii ani necesitatea alcătuirii unor lucrări geologice de sinteză, prin care să se analizeze şi să se coreleze multitudinea cunoştinţelor acumulate datorită cercetărilor de detaliu, s-a impus pentru tot mai multe regiuni ale ţării.

Atenţia a fost îndreptată în special spre regiunile cu premise geologice favorabile găsirii unor acumulări de substanţe minerale utile.

În munţii Poiana Ruscă zăcăminte de fier sînt cunoscute de peste două milenii. Urme ale vechilor lucrări miniere şi ale cuptoarelor pentru topit minereul întrebuinţate de daci şi mai tîrziu de romani s-au păstrat pînă în secolul trecut, cînd prezenţa lor a fost consemnată de cercetătorii vremii.

După o lungă perioadă de activitate redusă, spre mijlocul secolului trecut, mineritul şi odată cu el primele cercetări geologice au început să capete o amploare deosebită.

De la primele cercetări şi pînă astăzi cunoştinţele geologice au progresat continuu. În acest lung interval de timp şi îndeosebi în ultima perioadă (1958-1968) s-a ajuns la acumularea unui volum impresionant de date, majoritatea cu caracter complex privind stratonomia, microtectonica, micropaleontologia, geofizica şi geochimia formaţiunilor cristaline la care se adaugă observaţiile geologice obţinute prin foraje şi lucrări miniere.

În lucrarea de faţă autorii îşi propun ca prin analizarea acestor date să obţină o imagine de ansamblu, unitară, pentru geologia şisturilor cristaline situate în jumătatea sudică a munţilor Poiana Ruscă.

De asemenea prin analizarea premiselor geologice şi metalogenetice se va studia potenţialul economic al regiunii în vederea stabilirii unei prognoze geologice.

Pentru elaborarea lucrării ne-am folosit de rezultatele prospecţiunilor detaliate (scara 1 : 10.000 şi 1 : 5.000) efectuate de autori între anii 1961—1968. De un real ajutor ne-au fost şi lucrările anterioare, efectuate în colaborare (P a v e l e s c u et al., 1964) şi cele de geofizică şi geochimie.

Institutul Geologic al României

DELIMITARE GEOGRAFICĂ

Regiunea montană cuprinsă între valea Bistrei şi valea Mureşului se caracterizează prin creste nu prea înalte, acoperite în majoritatea cazurilor cu păşuni. Acestei regiuni i s-a atribuit foarte sugestiv denumirea de munţii Poiana Ruscă.

Munţii Poiana Ruscă situaţi la curbura sud-vestică a Carpaţilor Meridionali alcătuiesc o punte de legătură între lanţul Carpatic şi Munţii Apuseni, de care sînt despărţiţi numai prin culoarele văii Bistra şi a Mureşului.

În contrast cu aceste zone, la est şi vest, bazinele sedimentare ale Haţegului, Streiului şi Caransebeşului alcătuiesc depresiuni ce separă munţii Poiana Ruscă de munţii Sebeşului şi Retezatului, respectiv de munţii Semenicului.

Zona la care se referă lucrarea este situată în partea sudică a masivului Poiana Ruscă şi se delimitează astfel : spre nord la paralela localităţii Teliuc, spre sud limita se trasează în lungul văilor Zeicani şi Bistra, spre est între Teliuc şi Sarmisegetuza, la limita cu depozitele sedimentare ale bazinului Strei şi Haţeg, iar spre vest la limita cu depozitele sedimentare ale bazinului Caransebeş.

Aria astfel delimitată cuprinde aproximativ 1200 kmp din care aproape o treime revin bazinului sedimentar intramontan Rusca Montană-Lunca Cernii.

ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Zona sudică ca şi restul masivului Poiana Ruscă a constituit obiectul de studiu geologic pentru numeroşi cercetători, datorită zăcămintelor de fier cît şi celorlalte substanţe minerale utile.

Primele informaţii cu caracter geologic sînt menţionate la începutul secolului trecut, iar una dintre lucrările cu privire la geologia Transilvaniei, publicată în anul 1863 de către H a u e r şi S t a c h e, se referă şi la masivul Poiana Ruscă.

Date informative cu privire la geologia masivului le găsim tot din această perioadă în lucrările lui S t u r (1863), H a u e r (1865) şi P o š e p n i (1871).

În anul 1882 L o c z y prezintă o hartă parţială a masivului care va fi utilizată în anul 1905 de N o p c s a, pentru întocmirea unei hărţi de sinteză a munţilor Poiana Ruscă.

După anul 1900 s-au publicat mai multe lucrări privind geologia zonei sudice a masivului, dintre care amintim în primul rînd cele ale lui S c h a f a r z i k (1907). Acesta consideră că în cadrul şisturilor cristaline situate între Bucova şi vîrful Padeş se pot separa două grupe : roci bogate în mice şi filite, străpunse de filoane şi stok-uri de granitoide şi porfirite. După S c h a f a r z i k minereurile de fier din sudul masivului ar fi legate de intruziunea granodioritelor, care prin metamorfism regional ar fi provocat formarea magnetitului de la Faţa Turcului şi Stîrminosu, iar prin metamorfism de contact zăcămintele de la Valea Fierului, Criva şi Băuţar.

Institutul Geologic al României

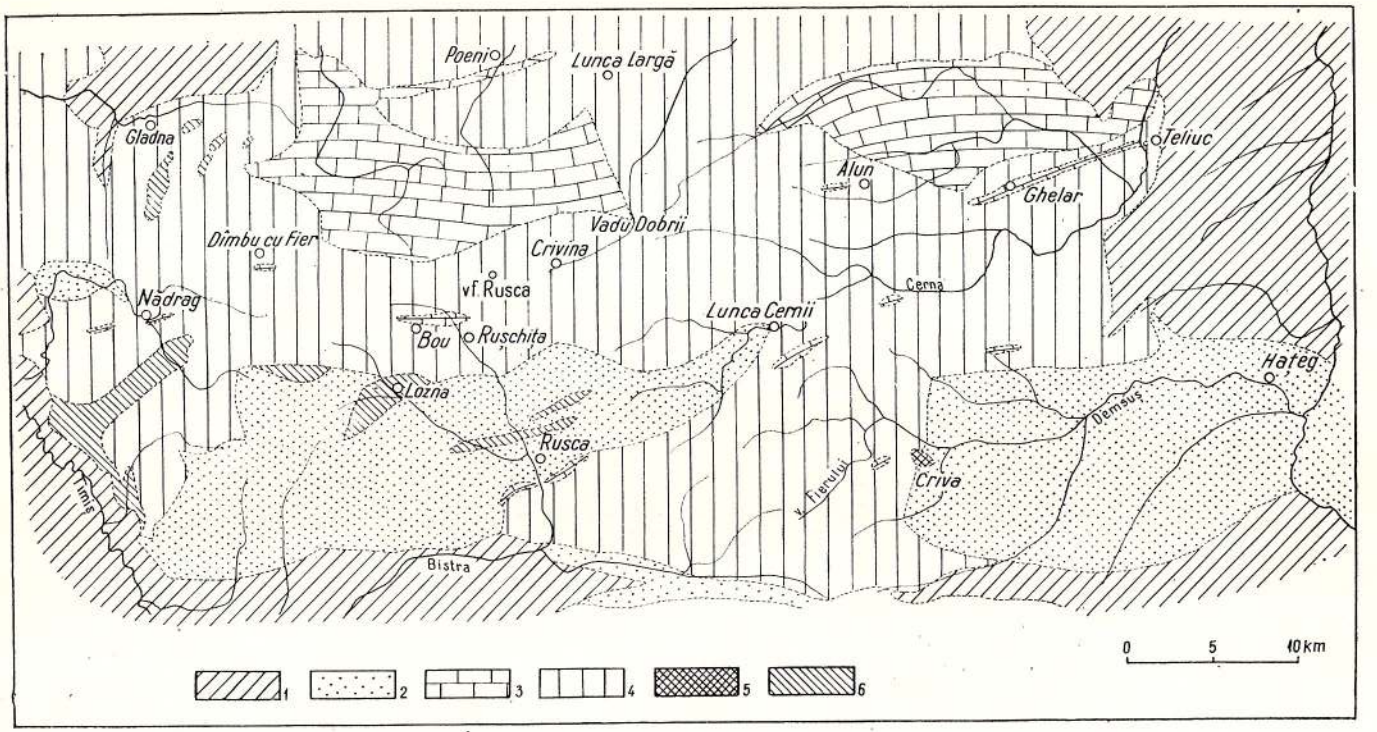


Fig. 1. — Harta geologică a masivului Poiana Ruscă prezentată de W. Hotz în anul 1909.
1, Terţiar; 2, Cretacic;, 3 calcare; 4, gnaise şi micaşisturi; 5, granit; 6, corpuri eruptive cretacic-superioare.
Carte géologique du massif de Poiana Ruscă présentée par W. Hotz en 1909.
1, Tertiaire; 2, Crétacé; 3, calcaires; 4, gneiss et micaschistes; 5, granite; 6, corps éruptifs crétacé-supérieurs.

Institutul Geologic al României

În anul 1909 H o t z întocmește harta de sinteză și trasează un profil între Hunedoara și Bucova în care calcarele de la Hunedoara sînt legate cu cele din valea Cernii și sînt considerate de vîrstă probabil triasică. Lucrarea cuprinde o descriere amănunțită a mineralizațiilor și a exploatării de pe Valea Fierului (fig. 1).

La Tincova prospecțiuni pentru fier sînt efectuate în 1910 de către D. P e t r o v i c s.

Începînd din anul 1932 regiunea Rusca Montană a constituit obiectul cercetărilor efectuate de C a n t u n i a r i (1937, 1941) care deosebește o serie mezozonală inferioară și o serie epizonală superioară. Șisturile cristaline sînt considerate prin analogie de vîrstă devoniană, metamorfozate în timpul orogenezei hercinice (Paleozoic superior). Tot C a n t u n i a r i în anul 1940 face un studiu geologic-tehnic al carierei de marmură de la Ruschița.

După 1940 cercetările geologice în masivul Poiana Ruscă au un caracter modern incluzînd studii petrografice detaliate și concluzii noi asupra tectonicii, genezei șisturilor cristaline și a zăcămintelor de fier.

Astfel în 1942 C o d a r c e a și P e t r u l i a n (R. 1943) emit pentru prima dată ipoteza originii sedimentare a minereurilor de fier, precizînd legătura dintre gradul de metamorfism regional și tipul de minereu.

Aceeași geneză este atribuită magnetitului din șisturile mezometamorfice de către G h i k a - B u d e ș t i (R. 1944) care susține originea sedimentară și a amfibolitelor în apropierea cărora este situat minereul.

Primele orizontări în șisturile cristaline, după criterii petrografice și gradul de metamorfism, sînt făcute între anii 1946—1947 de către P a p i u (1956) care separă în șisturile epizonale din nord două serii cristaline diferite: seria filitelor de Padeș și o serie superioară detritogenă, sincronă cu calcarele dolomitice recifale.

În aceeași perioadă G i u ș c ă (R. 1947) efectuează un studiu detaliat al resurselor miniere cantonate în partea sud-vestică a masivului, prin care se ajunge și la o clasificare a zăcămintelor în patru grupe. Acest studiu este completat în anul 1949 (G i u ș c ă et al., 1956) cu date asupra prezenței în regiune a două serii cristaline: epizonală și mezozonală, aflate în raporturi de șariaj. Șariajul șisturilor mezozonale a avut loc de la sud spre nord cu o amploare de cca 12 km în regiunea Nădrag. Acest șariaj este considerat ca fiind legat de mișcările hercinice. Cu aceeași ocazie în banatite sînt separate andezite granodioritice, porfire granodioritice, dacite, diorite piroxenice, porfire dioritice și trachite.

Între anii 1951-1955 P a v e l e s c u (1954, 1955, 1958 a, 1958 b) a studiat partea centrală și sud-estică a masivului descriind amănunțit principalele tipuri de roci pe care le grupează în complexe litologice și după gradul de metamorfism. Rocile complexului amfibolic sînt considerate ca provenind dintr-un material sedimentar marnos. Formarea complexului feldspatic este legată de injectarea unor soluții aplito-pegmatitice în lungul unor zone de fractură. În complexul micaceu se remarcă prezența andaluzitului în următoarea parageneză: biotit+muscovit+andaluzit + disten + granat + cuarț. În zona Boița-Mesteacăn este remarcată prezența unei serii de tranziție de la faciesul amfibolitic spre faciesul

Institutul Geologic al României

şisturilor verzi. Se remarcă poziţia anormală de încălecare a şisturilor de tip mezozonal peste cele de tip epizonal, îndeosebi la Ruschiţa (P a v e l e s c u , 1958 a). Aici într-o primă fază de mişcare, încălecarea a fost însoţită de laminarea flancurilor inverse a cutelor, iar într-o a doua fază a fost scoasă la zi, în fereastră tectonică, epizona din regiunea Nădrag-Ruschiţa.

Studiile asupra şisturilor cristaline sînt însoţite de observaţii asupra rocilor banatitice şi a metamorfismului de contact legat de acesta (1954).

În 1951 zona cu pegmatite dintre Voislova şi Bucova a fost studiată de către G h e r a s i (R. 1951) care a ajuns la concluzia că pegmatitele din bazinul văii Micota şi Văii Fierului prezintă interes economic şi pot fi cercetate în continuare cu lucrări miniere.

În 1953 C i o r n e i (R. 1952) a prospectat regiunea Tincova pentru minereuri neferoase, remarcînd totodată că între şisturile epizonale şi cele mezozonale din regiune există o tranziţie metamorfică. Spre sudul regiunii autorul deosebeşte şisturi epizonale care trec spre un tip intermediar de şisturi cu biotit, tranziţie explicată prin existenţa unor fenomene de diaftoreză. Mineralizaţiile din apropierea corpului granodioritic sînt considerate pirometasomatice şi hidrotermale.

În 1955 S u p e r c e a n u (1956) menţionează la contactul rocilor banatitice cu şisturile cristaline prezenţa scheelitului.

Între anii 1956-1957 G h e r a s e (R. 1956, 1957) iar în 1958 P î r v u l e s c u (R. 1958) continuă explorarea regiunii printr-un volum însemnat de lucrări miniere, ocazie cu care sînt puse în evidenţă mineralizaţii cu oxizi de fier, cuprifere, plumbo-zincifere şi cu scheelit în skarne şi roci hidrotermalizate.

După anul 1958 cercetările geologice în munţii Poiana Ruscă capătă un nou aspect datorită introducerii metodelor de cartare stratigrafică a şisturilor cristaline şi studiului complex petrogenetic al acestora şi al zăcămintelor de fier (M a i e r et al., 1964, 1969 ; P a v e l e s c u et al., 1964 ; K r ä u t n e r et al., 1969).

Cu prilejul primelor cercetări microtectonice de la noi din ţară, B e r c i a şi B e r c i a (1964) determină în şisturile cristaline din regiunea Teliuc-Ghelar o singură fază de mişcări cu simetrie triclinică. La est de meridianul localităţilor Govăjdia-Ghelar, autorii evidenţiază prezenţa unei linii de zero a afundărilor axiale. În privinţa timpului cutării şisturilor cristaline şi a zăcămintelor cu minereu de fier, autorii ajung la concluzia că ea a avut loc într-o singură fază.

În 1960 regiunea central-sudică a masivului face obiectul studiilor întreprinse de P a v e l e s c u et al. (R. 1960, 1964) în urma cărora şisturile cristaline din regiunea Ruschiţa sînt atribuite la două mari unităţi tectonice : unitatea mezometamorfică şi unitatea epimetamorfică.

În cadrul unităţii mezometamorfice se separă un complex inferior şi altul superior alcătuit din două orizonturi. Unitatea epimetamorfică este orizontată stratigrafic în trei complexe corelabile cu cele din zona centrală a masivului (M a i e r et al., 1964) şi anume : complexul şisturilor grafitoase, complexul şisturilor verzi tufogene cu patru orizonturi şi complexul şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice superioare.

Institutul Geologic al României

În această regiune cercetările au urmărit în special structura disjunctivă a şisturilor cristaline corelată cu orizontarea stratigrafică a acestora. Şisturile mezometamorfice vin în contact cu cele epimetamorfice prin intermediul faliei Cherghes-Ruschiţa ; acestea din urmă sînt puternic compartimentate tectonic. Se precizează că zăcămintele de fier sînt localizate în complexul şisturilor verzi tufogene. Fără a se putea stabili o corespondenţă stratigrafică între cele două mari unităţi tectonice, se apreciază totuşi că ambele unităţi au suferit acelaşi metamorfism regional în condiţii de facies metamorfic diferite, în lungul unor suprafeţe izograde ce se urmăresc la nivele diferite în cadrul aceluiaşi orizont stratigrafic (complexul şisturilor verzi tufogene). Lucrarea este însoţită de harta geologică cu orizontarea şisturilor cristaline, de o hartă a repartiţiei faciesurilor epimetamorfice şi una tectonică.

În zona sudică a masivului cercetările geologice au fost reluate în anul 1961 la Nădrag de Maier, Solomon, Vasilescu (R. 1961), Maier, Solomon, 1967; iar la Tincova de către Neacşu, Zimmermann şi Zimmermann (R. 1961), Dincă, Zimmermann (1964).

La Nădrag, autorii menţionaţi (R. 1961) separă o serie de şisturi cristaline epimetamorfice şi o serie de tranziţie spre roci mezometamorfice, care după criterii petrografice şi poziţia lor stratigrafică ar putea să reprezinte nivelul mediu al complexului şisturilor tufogene. Structural, şisturile cristaline epimetamorfice şi cele mai intens metamorfozate de la Nădrag (seria de tranziţie) datorită unor subîmpingeri dinspre nord alcătuiesc o cută anticlinală culcată, constituită la rîndul ei într-un fals sinclinal şi anticlinal. „Aproape de fruntea cutei anticlinale culcate, aceasta este retezată de o falie direcţională conformă, mai precis de o serie de asemenea falii, care au dat naştere milonitelor şi cataclazitelor ce se extind cu o grosime de cca 1 km pe direcţia est-vest, aproximativ paralel şi în apropierea văii Nădragului".

Pentru prima dată sînt cartate în regiune şi studiate roci eruptive metamorfozate atribuite la două grupe : grupa rocilor intermediare şi acide şi grupa rocilor bazice şi ultrabazice. Ulterior, Kräutner et al. (1969) consideră că rocile acide sînt keratofire cuarţifere şi le paralelizează cu porfiroidele de Pietrosu din Carpaţii Orientali.

În urma unui studiu geochimic al rocilor eruptive metamorfozate de la Nădrag efectuat în anul 1966, Maier, Solomon (1967) consideră că rocile metaeruptive de la Nădrag s-au format pe seama unor porfire granodioritice şi dolerite.

Rocile banatitice din regiune sînt reprezentate prin microdiorite cu piroxeni, porfire dioritice, andezite şi granodiorite. Succesiunea punerii în loc a banatitelor este schiţată prin cîteva observaţii asupra relaţiilor dintre acestea şi sedimentele cretacic-superioare. Andezitele cu hornblendă situate la nord de Crivina sînt mai noi decît gresiile cretacice care stau transgresiv peste şisturile cristaline şi sînt străbătute de andezite. Concomitent cu depunerea complexului de piroclastite danniene are loc şi curgerea unor lave andezitice negricioase cu plagioclaz şi hornblendă. În granodiorite au fost observate enclave de roci bazice dioritice parţial digerate.

Institutul Geologic al României

Zona Tincova-Căvăran a fost studiată detaliat de către N e a c ş u, Z i m m e r m a n n şi Z i m m e r m a n n (R. 1961), care deosebesc o serie de şisturi epizonale cu un grad de metamorfism mai ridicat şi o serie mezozonală. În cadrul primei serii sînt descrise amănunţit roci atribuite la trei tipuri de faciesuri microlitologice iniţiale : argilo-grezos, carbonatic şi tufogen tufitogen. În seria epizonală sînt localizate zăcămintele de siderit de pe valea Negrii. Şisturile acestei serii sînt atribuite complexului şisturilor verzi tufogene.

În seria mezozonală au fost separate două complexe : un complex al gnaiselor şi paragnaiselor şi un complex al micaşisturilor retromorfozate cu porfiroblaste de feldspat. Contactul între seria mezozonală şi cea epizonală are loc în lungul unui plan tectonic cu înclinări sudice. De asemenea şi cele două complexe ale seriei mezozonale sînt separate printr-un plan tectonic direcţional. Tot în lungul unei falii direcţionale are loc accesul magmelor banatitice în zona văii Ştâmbrucului-văii Costenicului.

În cadrul rocilor eruptive banatitice, după succesiunea de formare, au fost separate grupul rocilor efuzive bazice (andezite bazaltice, andezite piroxenice, asociate cu aglomeratele şi tufurile lor), grupul rocilor acide intrusive şi hipoabisice (diorite, diorite cuarţifere, granodiorite, microdiorite, diorite porfirice, granodiorite porfirice şi aplite granodioritice) şi grupul rocilor efuzive (andezite, dacite, riodacite şi riolite).

Pe lîngă observaţiile de teren, microscopice şi microstructurale, se fac aprecieri şi asupra chimismului rocilor banatitice. Cu aceeaşi ocazie se descriu rocile transformate din aureola de contact a corpurilor banatitice (skarne, corneene şi roci hidrotermalizate).

În vederea întocmirii hărţilor geologice la scara 1 : 200.000, partea vestică a masivului face obiectul cercetărilor efectuate de K r ă u t n e r et al. (R. 1964, 1969), care separă în regiunea Tincova-Nădrag cele două unităţi ale cristalinului: unitatea mezometamorfică şi unitatea epimetamorfică (P a v e l e s c u et al., 1964 ; M a i e r et al., 1969).

Stiva de şisturi mezometamorfice este împărţită în trei complexe : un complex alcătuit predominant din micaşisturi, un complex median al rocilor magmatice şi un complex de micaşisturi şi şisturi cuarţitice biotitice.

În cadrul unităţii epimetamorfice sînt separate trei serii : două terigene (seria de Bătrîna şi seria de Padeş) şi una mediană tufogenă (seria vulcanogenă bazică). Şisturile din zona sudică a masivului sînt atribuite seriei tufogene (seria vulcanogenă bazică) şi seriei terigene superioare (seria de Padeş). Regiunea este compartimentată tectonic, încît orizontarea stratigrafică se face pe compartimente. Seria vulcanogenă bazică este întîlnită în compartimentul de pe valea Negrii, valea Lupului la Jdioara şi valea Fîntînilor, iar seria terigenă superioară ocupă restul suprafeţei cercetate.

La Nădrag, rocile mai intens metamorfozate (seria de Nădrag) sînt considerate, în poziţie normală, ca aparţinînd flancului sudic al anticlinoriului Arănieş-Poieni, compartimentat printr-un sistem de falii direcţionale, însoţite la nord şi la sud de Nădrag de roci milonitice. Între rocile mai slab metamorfozate şi rocile acestui compartiment, după autorii citaţi, nu există tranziţii metamorfice.

Institutul Geologic al României

Punctul de plecare al orizontării şisturilor cristaline mezometamorfice îl constituie cercetările efectuate de către M a i e r et al. între anii 1961-1964 (R. 1962, R. 1963, R. 1964) în zona sudică a masivului, continuate în anii următori (1965-1968) prin studii de sinteză (R. 1965, R. 1966, R. 1967) (M a i e r et al., 1969).

În anul 1962 (R. 1962) prin cercetarea şisturilor mezometamorfice între Voislova şi Lunca Cernii se ajunge la orizontarea acestora după principii stratigrafice în patru complexe deosebite ca alcătuire petrografică şi grad de metamorfism. De la partea inferioară a stivei s-au separat: complexul şisturilor şi filitelor clorito-sericitoase; complexul şisturilor cuarţito-cloritoase cu biotit; complexul şisturilor muscovito-cloritoase cu granat; complexul şisturilor cuarţito-feldspatice, biotito-muscovitice.

În cadrul complexului şisturilor cuarţito-feldspatice, biotito-muscovitice o mare parte din rocile amfibolice au fost separate ca roci eruptive bazice şi ultrabazice metamorfozate.

Rocile feldspatice sînt considerate ca provenind prin metasomatoză potasică selectivă, legată de procesele de anatexie. Fenomenul de injecţie ar putea fi asociat în regiune, unora dintre pegmatite şi corpuri de gnaise granitice şi gnaise granodioritice.

Se stabileşte că zăcămintele de fier din zona sudică a masivului sînt situate în complexul şisturilor cuarţito-feldspatice, biotito-muscovitice cu numeroase intercalaţii de roci amfibolice (dintre care cel puţin o parte sînt sigur de origine eruptivă), încît se poate aprecia cu destulă certitudine că originea acestor minereuri este sedimentar-vulcanogenă.

Sînt descrise principalele structuri plicative, punîndu-se în evidenţă două cute majore: sinclinalul Băuţar-Ştei şi anticlinalul Voislova-Lunca Cernii.

În anul următor (R. 1963) orizontarea şisturilor cristaline este continuată între Lunca Cernii şi bazinul Haţegului, punîndu-se în evidenţă succesiunea metamorfică anormală a complexelor separate anterior (R. 1962), precum şi faptul că feldspatizarea se limitează la aria de răspîndire a complexului actualmente cu poziţie superioară. În regiune sînt descrise fenomene ale metamorfismului de dislocaţie şi ale metamorfismului regresiv, care afectează în special complexul micaşisturilor cu granaţi. Se precizează că şisturile din regiune sînt rezultatul unui metamorfism progresiv normal peste care s-a suprapus într-o fază ulterioară un retromorfism.

Sectorul sud-estic al masivului a fost cercetat detaliat în anul 1964, încheindu-se astfel orizontarea şisturilor cristaline mezometamorfice la scara întregului masiv.

Cu această ocazie s-a arătat că zona sudică a masivului este alcătuită din blocuri tectonice, diferit afectate de procese de retromorfism, blocul Haşdeu-Silvaş intens retromorfozat, prins între două blocuri rigide, competente tectonic, Ştei-Voislova şi valea Cernii.

Lucrările de sinteză efectuate în anii următori (R. 1965, R. 1966, R. 1967) (M a i e r et al., 1969) reunesc datele geologice cunoscute, reuşindu-se astfel să se realizeze o imagine unitară a părţii sudice a masivului Poiana Ruscă. Din punct de vedere stratigrafic şisturile cristaline mezometamorfice şi epimetamorfice sînt atribuite la patru complexe a căror

Institutul Geologic al României

succesiune stratigrafică normală este următoarea : complexul paragnaiselor cu biotit, cu două orizonturi : orizontul detritogen inferior şi orizontul magmatogen-detritogen superior ; complexul micaşisturilor cu granaţi ; complexul şisturilor actinolitice ; complexul filitelor sericito-cuarţitice cu clorit.

Ca fenomen ulterior metamorfismului regional, feldspatizarea este considerată rezultatul metasomatozei potasice legată probabil de prezenţa gnaiselor granitice din axul celor două sinclinale : Băuţar-Ştei şi Lunca Cernii-Haşdeu.

Se precizează că sedimentele iniţiale ale geosinclinalului din Poiana Ruscă au fost supuse metamorfismului regional în faciesul almandin-amfibolitic şi faciesul de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-epidot-almandin.

În zona mediană a masivului, regiunea situată între valea Ruschiţei şi valea Negrii a făcut obiectul cercetărilor întreprinse de Z i m m e r m a n n şi Z i m m e r m a n n între anii 1962 şi 1963 (R. 1962, R. 1963). Şisturile cristaline sînt atribuite complexului şisturilor tufogene, rocile fiind afiliate la două faciesuri metamorfice : faciesul de şisturi verzi şi faciesul albit-epidot-amfibolitic. În acest complex sînt repartizate la anumite nivele concentraţii cu minereu de fier. Rocile banatitice sînt grupate pe tipuri descrise amănunţit împreună cu fenomenele de contact şi hidrotermale ce le însoţesc. Cu acest prilej autorii descriu două generaţii de dyke-uri andezitice banatitice şi separă cartografic brecia danniană situată la limita dintre cristalinul epimetamorfic şi bazinul sedimentar Rusca Montană. S-a observat frecvent o distribuţie zonară a mineralizaţiilor legate de banatite.

În lucrările mai recente (K r ă u t n e r et al., 1969) care privesc stratigrafia formaţiunilor cristaline din „unitatea epimetamorfică", sînt făcute şi unele consideraţii asupra „unităţii mezometamorfice" dintre care remarcăm încadrarea şisturilor cristaline în trei subunităţi tectonice, delimitate prin dislocaţiile direcţionale : Lingina-Căvăran, Boiţa-Lunca Cernii şi Băuţar-Valea Fierului.

Prezenţa zăcămintelor de fier, sulfuri polimetalice şi roci utile în partea sudică a masivului, a determinat cercetarea regiunii prin numeroase lucrări miniere cu caracter de prospectare, explorare şi exploatare. Dintre acestea amintim pe cele executate de către TPEDMN la Tincova (R. 1956, R. 1957, R. 1958), lucrările ISEM din regiunea Ruschiţa, Pîrîul cu Raci, vîrful Boul, valea Negrii şi valea Lozna (R. 1961, R. 1967); cele executate de Ministerul Minelor pentru extinderea exploatării de la Ruschiţa (Pb, Zn), cît şi a carierei de marmură. Lucrările de la Băuţar (R. 1956), Stîrminosu (R. 1952), Lunca Cernii (R. 1965), precum şi cele de la Boiţa (1952) şi de la Tincova au fost executate în vederea măririi rezervelor de minereu.

Cercetările geologice din ultimii ani au fost însoţite de ridicări geofizice şi geochimice de detaliu. Magnetometric, zona sudică a masivului Poiana Ruscă a fost acoperită aproape în întregime prin lucrările executate de B ă r b a t la Ruschiţa (1952), de către C o s t e s c u (R. 1950) şi I o n e s c u (R. 1959) la Nădrag şi Tincova şi de P o p e s c u - B r ă d e t la Ruschiţa (R. 1959). Cristalinul mezometamorfic din partea sud-estică a masivului a fost acoperit prin lucrările lui Ş t e f ă n c i u c

Institutul Geologic al României

la Băuţar-Valea Fierului (R. 1958) şi de Pescky la Lunca Cernii şi Haşdeu (R. 1967).

Zona dintre Tincova şi Ruschiţa în care sînt situate corpurile banatitice însoţite de mineralizaţii au fost prospectate geochimic de către Buracu (R. 1965, R. 1962, R. 1959) şi Benea (R. 1963) între anii 1955-1963.

Formaţiunile sedimentare care limitează masivul, precum şi cele aparţinînd bazinului Rusca Montană şi Haţeg au fost studiate de numeroşi cercetători. Primele date geologice privind stratigrafia şi tectonica formaţiunilor sedimentare din bazinul Rusca Montană-Lunca Cernii aparţin geologilor austro-ungari: Loczy, Nopcsa, Schafarzik, urmate de cercetările lui Cantuniari (1937, 1941), Cernea (1948), Mamulea (1955) şi recent de Dincă, Georgescu şi Georgescu (R. 1961, R. 1962, R. 1963).

Pentru bazinul Haţegului se cunosc lucrările lui Halaváts, Nopcsa, Laufer, urmate de cele ale lui Mamulea şi recent de lucrările lui Iliescu et al. (R. 1960).

Dintre lucrările mai recente asupra geologiei bazinului Caransebeş amintim pe cele aparţinînd lui Marinescu (R. 1967) şi Iliescu et al. (R. 1967).

ASPECTE MORFOLOGICE

Priviţi de pe crestele Retezatului, munţii Poiana Ruscă apar ca o platformă joasă, uniformă şi uşor vălurită, cu cîteva proeminenţe contrastante, situate spre mijlocul masivului.

Dinspre marginile masivului, altitudinile culmilor principale cresc treptat spre zona centrală, unde se întîlnesc înălţimi de peste 1300 m.

Morfologic, masivul Poiana Ruscă are caracterul unei platforme peneplenizate. Procesul de peneplenizare a avut loc înaintea Pannonianului, deoarece sedimentele acestuia transgredă peste şisturile cristaline şi rocile sedimentare mai vechi.

Ulterior Pannonianului, o ridicare epirogenetică în etape succesive a determinat stabilirea mai multor cicluri de eroziune scoase în evidenţă prin dispunerea în trepte a reliefului actual.

În partea mediană a masivului se individualizează culmea Padeş-Rusca, care se continuă spre nord-vest prin vîrful Dăii-vîrful Brainului pînă la Hăuzeşti. Spre est din vîrful Rusca se continuă o creastă mai scurtă spre vîrful Aredei, creastă ce se pierde treptat în bazinul hidrografic al văii Vadului.

În zona centrală a masivului sînt localizate vîrfurile cele mai înalte din masiv: vîrful Padeş (1337 m), vîrful Rusca (1356 m), vîrful Cîrlenţiu (1230 m) ş.a. Vîrful Padeş are un aspect teşit, cu pante line spre sud şi cu un abrupt mai pronunţat pe clina nordică (fig. 2).

Treptat din culmile principale se desprind spre sud din vîrful Padeş culmea Fîntînilor-Socetu şi culmea Boului. Spre extremitatea estică a zonei din vîrful Aredei se individualizează spre nord culmea Naneşului care se continuă pînă în apropiere de localitatea Haşdeu.

Institutul Geologic al României

Partea mediană-estică a masivului, dinspre Vadu Dobrii spre Teliuc şi valea Cernii prezintă un aspect morfologic mai unitar, cu creste alungite, sinuoase, separate prin văi cu versanţi puternic înclinaţi. Aici sînt localizate crestele de la Poienița Voinii, Meria şi Goleş.

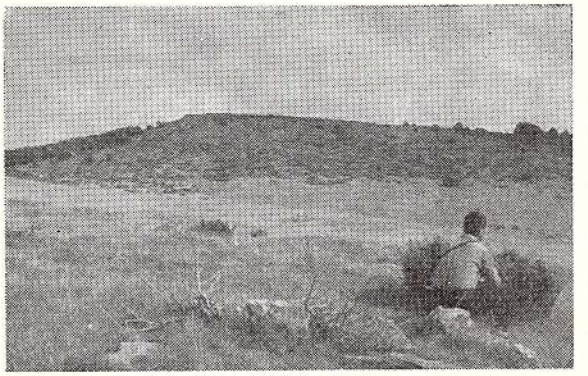


Fig. 2. — Vîrful Padeş.
Sommet de Padeş.

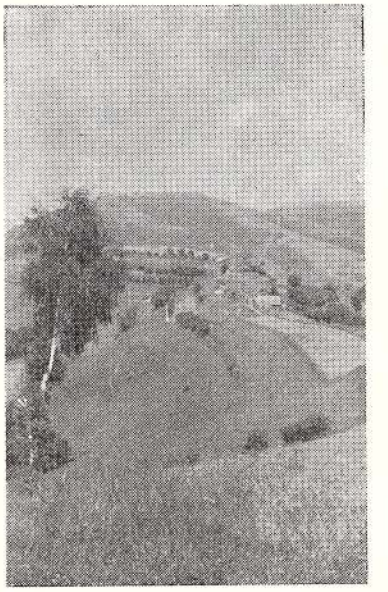


Fig. 3. — Şaua Titiana.
Selle de Titiana. →

Între partea mediană şi cea sudică a masivului este localizat bazinul sedimentar Rusca Montană-Lunca Cernii, care împreună cu valea Cernii spre est separă o subunitate morfologică, alcătuită parţial din şisturi cristaline. Nucleul muntos al acestei regiuni este localizat în vîrful Măgura (1183 m) din care spre vest se desprinde prin şaua Titiana (fig. 3) culmea Haşdeului şi culmea Mesteacănului, care se continuă pînă la extremitatea estică a masivului, la Silvaş.

Spre vest din vîrful Măgura se desprinde o culme lungă care se continuă pînă în bazinul văii Ruschiţa, la Voislova.

În partea vestică a masivului, spre Tincova, din creasta Fîntînilor se desprind mai multe culmi secundare, ale căror ramificaţii se pierd treptat spre bazinul Rusca Montană şi valea Timişului.

Reţeaua hidrografică în zona sudică a masivului este drenată de trei rîuri principale : Cerna, Streiul şi Timişul.

Cerna împreună cu Streiul drenează jumătatea estică a masivului.

Fiecare dintre văile amintite au un bazin hidrografic dezvoltat în care sînt adunate apele văii Bordului, văii Bîlii, văii Vălariţa, Negoiului şi văii Haşdeului (afluenţi ai văii Cernii), respectiv pe cele ale văilor Măşcaşului, Fierului, Poieni, Răchitova şi Boiţa.

Institutul Geologic al României

Partea sudică a masivului este drenată de valea Bistrei prin afluenții săi principali : valea Micota și valea Bistra Montană (cu afluenții ei: valea Morii, valea Padeșului și valea Loznei).



Fig. 4. — Cheile Cernii.
Gorges de la Cerna.

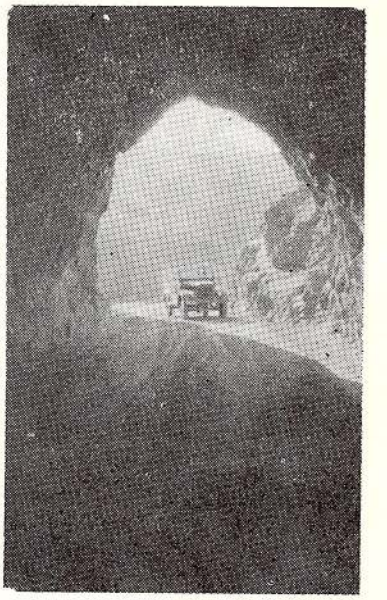


Fig. 5. — Cheile Cernii.
Gorges de la Cerna. →

La Caransebeș, valea Bistra confluează cu valea Timișului, care spre nord colectează în continuare apele văii Tincova și văii Nădrag precum și ale afluenților mai mici, situați pe pantele vestice ale masivului.

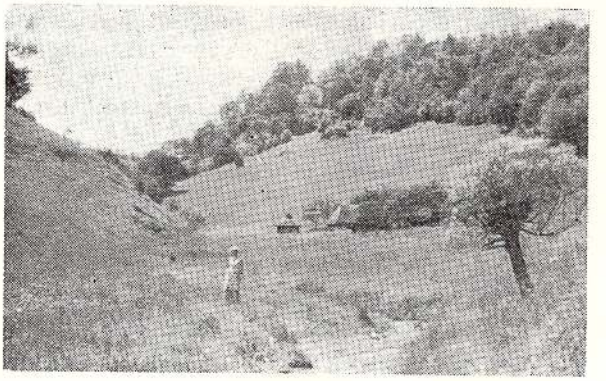


Fig. 6. — Valea Ableului.
Vallée de l'Ableu.

Caracterele morfologice ale regiunii reflectă uneori structura geologică și deosebirile petrografice din cadrul formațiunii cristalofiliene sau dintre această formațiune și formațiunile sedimentare și eruptive. Direcția cursurilor de apă respectă direcția marilor fracturi și ale structurii plicative majore (valea Cernii, valea Negoiului ș.a.). Aceeași vale (de

Institutul Geologic al României

ex. valea Cernii) este largă şi meandrată cînd curge prin bazinul sedimentar Rusca Montană, dar formează chei pe porţiunea în care străbate gnaisele oculare (cheile Cernii, fig. 4,5).

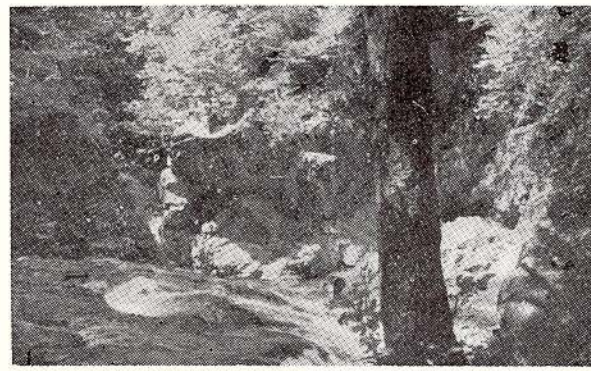


Fig.7. — Mici cascade în banatitele de pe valea Cornetului.
Petites chutes d'eau dans les banatites de la vallée du Cornetu.

Unele văi sînt colmatate în regiunea de izvoare (valea Ableului, fig. 6, valea Bordului ş.a.).

Aria de răspîndire a gnaiselor oculare între Lunca Cernii şi Haşdeu se remarcă prin creste ascuţite, crenelate, contrastînd cu culmile lungi, rotunjite formate din paragnaise cu biotit. Limita dintre depozitele sedimentare şi formaţiunile cristaline este de obicei marcată printr-un prag morfologic (versantul drept al văii Cernii) accentuat uneori de prezenţa unei falii (versant stîng al văii Răchitova). În zonele cu roci banatitice (valea Cornetului) se formează mici căderi de apă (fig. 7). În zonele calcaroase (Ruschiţa), se observă dispariţii ale pîraielor şi reapariţii sub formă de izbucuri („Şapte Izvoare").

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA REGIUNII

Zona sudică a munţilor Poiana Ruscă este alcătuită în mare parte (două treimi din suprafaţă) din şisturi cristaline slab pînă la intens metamorfozate.

În est, sud şi vest şisturile cristaline sînt acoperite de formaţiunile sedimentare, transgresive ale bazinelor Haţegului, Rusca Montană-Lunca Cernii şi Caransebeş-Lugoj.

Atît şisturile cristaline cît şi formaţiunile sedimentare mezozoice şi paleogene sînt străbătute de filoane şi corpuri intrusive de roci banatitice. La contactul acestora au avut loc fenomene de transformare a rocilor iniţiale în corneene şi skarne de diferite tipuri. În legătură genetică cu banatitele se cunosc mineralizaţii de fier, cuprifere, de sulfuri polimetalice şi auro-argentifere.

Institutul Geologic al României

A) ŞISTURI CRISTALINE

Orizontarea şisturilor cristaline pe baze litologice şi a relaţiilor geometrice, începută cu un deceniu în urmă în zona epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, a fost extinsă începînd cu anul 1962 şi asupra zonei mezometamorfice a masivului.

Pe măsura acumulării datelor privitoare la vîrsta şisturilor cristaline s-a încercat un nou pas în perfecţionarea cartării acestora, prin încadrarea diferitelor complexe stratigrafice în marile cicluri geotectonice, în baza schemelor evoluţiei unui geosinclinal acceptate în prezent. Acest lucru este posibil în măsura în care cercetările petrologice aprofundate permit să se recunoască în actualele şisturi cristaline formaţiunile iniţiale pe seama cărora s-au format. O importanţă deosebită se acordă în acest sens rocilor amfibolice ca produse posibile ale magmatismului iniţial al unui geosinclinal. Considerăm necesar să atragem atenţia aici asupra faptului, că în determinarea naturii iniţiale a acestor roci şi în stabilirea unor manifestări ale unui magmatism iniţial, nu se procedează întotdeauna cu suficient discernămînt.

În primul rînd este necesar să se facă o diagnosticare atentă a rocilor, în baza criteriilor geologico-structurale, mineralogice şi petrochimice. Apoi, ar trebui să se examineze critic dacă asociaţia de ortoroci este caracteristică pentru magmatismul iniţial. Nu orice nivel de roci bazice poate fi considerat ca dovadă a începutului unui nou ciclu geosinclinal; în evoluţia unui geosinclinal se pot admite şi se cunosc şi cazuri de recurenţă.

În cele ce urmează, încercăm o repartizare a diferitelor complexe stratigrafice atît ale cristalinului „zonei mezometamorfice" cît şi ale cristalinului „zonei epimetamorfice" din jumătatea sudică a masivului Poiana Ruscă, la mai multe cicluri geotectonice. Această grupare pe cicluri se sprijină pe principiile enunţate şi are în vedere datele existente la ora actuală, privind vîrsta formaţiunilor cristalofiliene din Poiana Ruscă.

Aceste date pot fi rezumate astfel:

Cristalinul epimetamorfic din zona mediană şi cea nordică a masivului Poiana Ruscă a fost orizontat deosebindu-se următoarele complexe stratigrafice, enumerate de sus în jos:

Complexul filitelor sericito-cloritoase;
Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide;
Complexul şisturilor tufogene bazice (cu trei orizonturi);
Complexul şisturilor grafitoase;
Complexul şisturilor cuarţitice sericito-cloritoase;
Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene (Maier et al., 1969).

Masa dolomitelor de Hunedoara şi a dolomitelor de Luncani se îndinţează cu complexul şisturilor tufogene bazice şi cu partea bazală a complexului superior. Este posibil ca recifogeneza să fi început înaintea sedimentării complexului şisturilor tufogene bazice.

Institutul Geologic al României

Evoluţia concepţiilor asupra vîrstei maselor de dolomite a cunoscut fluctuaţii deosebite şi a mai fost prezentată de noi cu altă ocazie (M a i e r et al., 1968). Dintre ipotezele formulate, cea mai argumentată (P a p i u et al., 1963) consideră că dolomitele de Hunedoara şi cele de Luncani sînt rezultatul activităţii biologice a unor corali şi că vîrsta lor este siluriană putînd ajunge şi în Devonian.

Determinările palinologice pe probe colectate din partea bazală a complexului superior filitic au pus în evidenţă prezenţa unor spori evoluaţi, a căror vîrstă este considerată carbonifer-inferioară (determinări efectuate de I l i e s c u).

Asociaţiile petrografice din complexul şisturilor tufogene bazice, situate imediat sub complexul filitelor, sînt asemănătoare cu cele din Devonianul mediu în facies renan, al cuvetei Lahn şi Dill. Acest complex în care nu lipseşte nici minereul de fier se deosebeşte de Devonianul amintit cu care îl paralelizăm, prin faptul că este metamorfozat regional.

În concluzie am considerat că vîrsta complexului şisturilor tufogene bazice şi a unor părţi ale dolomitelor cu care se îndinţează este Devonian mediu. Partea superioară a dolomitului de Luncani, îndinţată cu partea bazală a complexului şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide o atribuiam Devonianului superior-Carboniferului inferior (M a i e r et al., 1968).

În această idee cele trei complexe superioare împreună cu complexul şisturilor grafitoase aparţin ciclului tectonic varisc; celelalte două complexe subiacente, ar fi mai vechi decît Devonianul mediu. Ele ar putea aparţine Paleozoicului inferior, însă ar putea fi în parte şi mai vechi; în cadrul lor nu a fost surprinsă nici o discordanţă metamorfică, iar continuitatea pe o mare suprafaţă a complexelor nu pledează pentru existenţa unei lacune stratigrafice.

Complexul şisturilor tufogene bazice este decroşat, la vest de Vadu Dobrii, de către falia Cherghes-Ruschiţa spre sud-vest (P a v e l e s c u et al., 1964) şi îl regăsim în împrejurimile localităţii Ruschiţa. De aici el poate fi urmărit spre vest pînă la limita şisturilor cristaline ale masivului Poiana Ruscă cu depozitele sedimentare ale bazinului pannonic, între localităţile Tincova şi Nădrag.

La sud-vest de Ezeriş, complexul şisturilor tufogene bazice reapare de sub depozitele pannoniene ale bazinului Caransebeş şi poate fi urmărit spre sud cu unele discontinuităţi, pînă în munţii Locva.

În Locva sub complexul şisturilor tufogene apare complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit (M a i e r, 1971). Reîntorcîndu-ne pe acelaşi traseu, reîntîlnim complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit în insula cristalină Oraviţa-Ocna de Fier. La extremitatea nordică a acestei insule complexul dispare sub depozitele sedimentare şi se reîntîlneşte în Poiana Ruscă la nord de Căvăran stînd peste gnaisele oculare (complexul paragnaiselor cu biotit). El apare cu aceeaşi poziţie şi în micuţa insulă cristalină a Brebului.

Astfel se face legătura între complexele „zonei epimetamorfice" şi complexele „zonei mezometamorfice"; relaţiile sînt de discordanţă stratigrafică şi metamorfică.

Institutul Geologic al României

Din situaţia astfel prezentată rezultă că complexele stratigrafice ale „zonei mezometamorfice" aparţin unui alt ciclu geotectonic. Vîrsta formaţiunilor mezometamorfice poate fi considerată prin comparaţie cu formaţiuni asemănătoare din alte regiuni ca fiind proterozoică şi infracambriană. Partea superioară mai slab metamorfozată a stivei s-ar putea să ajungă pînă în Cambrian.

Ele aparţin aşadar ciclurilor geotectonice prebaicalian şi baicalian, dar deoarece pînă în prezent nu au putut fi evidenţiate relaţii de discordanţă, formaţiunile aparţinînd celor două cicluri vor fi discutate în cele ce urmează în cadrul aceluiaşi capitol.

Ţinînd cont de existenţa rocilor bazice metamorfozate aparţinînd unor serii ofiolitice, de consideraţiile de vîrstă şi de relaţiile geometrice, complexele separate în zona sudică a masivului Poiana Ruscă au fost atribuite ciclurilor prebaicalian, baicalian, caledonian şi varisc.

Ciclurile prebaicalian şi baicalian

Stratigrafia şi petrografia şisturilor cristaline proterozoice şi infracambriene. Ciclurilor geotectonice prebaicalian şi baicalian le-au fost atribuite cele patru complexe separate în „zona mezometamorfică" a masivului Poiana Ruscă şi anume:

Complexul paragnaiselor cu biotit;
Complexul micaşisturilor cu almandin;
Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice;
Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase.

Separarea complexelor s-a făcut pe baze litostratigrafice.

Complexul paragnaiselor cu biotit

Acesta este complexul cu răspîndirea cea mai largă în partea sudică a masivului.

Începînd din vest complexul poate fi urmărit de la limita cu sedimentele bazinului Caransebeş spre nord-est pînă la valea Strîmba. La est de această vale, complexul dispare sub depozitele daniene ale bazinului Rusca Montană. În acest sector, complexul paragnaiselor cu biotit este bine deschis pe Valea Mică, valea Vălişoara şi valea Strîmba.

La est de falia Cherghes-Ruschiţa, complexul reapare în sectorul situat la nord de bazinul Rusca Montană între Ruschiţa şi Haşdeu, pe valea Miclăuşului, valea Lăturoasa, valea Bordului, pîrîul Hireancului şi pe ceilalţi afluenţi stîngi ai văii Cerna, pe valea Bîlii, valea Cernii şi pe valea Vălariţa. Complexul poate fi urmărit spre est pînă la limita cu bazinul Streiului.

Complexul paragnaiselor cu biotit se reîntîlneşte de asemenea la sud de bazinul Rusca Montană, între valea Micota şi Bistra Montană (Voislova) şi limita cu bazinul Haţegului.

Complexul paragnaiselor cu biotit este format dintr-un pachet gros de şisturi, în bază predominant terigene, iar la partea superioară preponderent de origine magmatogenă.

Institutul Geologic al României

Această grupare este caracteristică şi se menţine cu unele variaţii de facies litologic, pe toată aria de răspîndire a complexului, ceea ce ne-a determinat să separăm două orizonturi: orizontul detritogen inferior; orizontul magmatogen-detritogen superior.

Între cele două orizonturi limita nu este netă.

Orizontul detritogen inferior. Aşa cum s-a amintit mai sus, cu acest orizont, a cărui parte bazală nu o cunoaştem, începe succesiunea şisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Partea superioară a orizontului nu este riguros definită, ea a fost trasată la apariţia rocilor amfibolice în stiva şisturilor cristaline.

Orizontul detritogen inferior se întîlneşte în partea sud-vestică a masivului, în zona Tincova-vîrful Poeţi, unde are o grosime apreciabilă. Pe valea Vălişoara şi la obîrşia văii Strîmba, se întîlnesc profile bine deschise în acest orizont. La est de falia Chergheş-Ruschiţa, orizontul detritogen inferior se dezvoltă între localităţile Lunca Cernii de Jos, Meria, Goleş, Lingina, fiind bine deschis pe valea Bîlii, valea Cernii etc. La sud-est de bazinul Rusca Montană orizontul detritogen inferior a fost separat la obîrşia văii Loznişoara şi între valea Ruschiţei şi bazinul superior al văii Micota alcătuind flancurile pseudoanticlinalului Voislova-Silvaş. El apare de asemenea între vîrful Cireşului şi satul Ştei unde suportă transgresiv sedimentele bazinului Haţeg.

Grosimea cunoscută a orizontului este cuprinsă între 1500-1800 m, avînd o dezvoltare maximă în zonele de la Tincova, Voislova şi Goleş. La alcătuirea sa petrografică participă roci cu un grad avansat de metamorfism, asociate cu roci migmatice şi cu produse de anatexie. În cadrul orizontului inferior au fost separate următoarele tipuri petrografice: paragnaise cu biotit ± sillimanit ± disten, micaşisturi cu almandin, calcare cristaline, roci amfibolice, roci metaeruptive, anatexite şi migmatite.

Paragnaisele cu biotit ± sillimanit ± disten. Paragnaisele cu biotit reprezintă fondul petrografic al orizontului inferior. Macroscopic aceste roci sînt uşor de identificat prin aspectul lor granular caracteristic, datorat participării în cantitate mare a feldspatului şi cuarţului, cît şi în cantitate mai mică a biotitului. Ceea ce atrage atenţia este distribuţia ritmică a unor benzi de feldspat plagioclaz şi cuarţ, cu benzi de biotit, mai rar biotit şi muscovit. Această alternanţă conduce la desfacerea paragnaiselor în plăci cu grosimi decimetrice, caracteristice.

Tipul comun este reprezentat prin paragnaise cu textură evident orientată şi o structură granoblastică pînă la lepidoblastică (în varietăţile mai bogate în mineralele micacee).

În secţiuni, pe lîngă cuarţ, feldspat, plagioclaz, biotit şi muscovit se mai observă prezenţa cloritului, epidotului, titanitului şi magnetitului.

Unele paragnaise ale orizontului inferior, datorită prezenţei sillimanitului şi distenului sînt indicatoare preţioase ale faciesului metamorfic căruia îi aparţine.

Institutul Geologic al României

Feldspatul plagioclaz, de cele mai multe ori maclat polisintetic, este de compoziția unui albit bazic spre oligoclaz și a cristalizat probabil pe seama feldspatului primar din sedimentele inițiale (grauwacke).

Cuarțul formează aglomerări de cristale cu contururi neregulate, intim asociate cu feldspatul plagioclaz. Unele cristale de cuarț cu contururi angulare și subangulare reprezintă elementele litice din sedimentul inițial, altele însă, care sînt incluse în feldspatul plagioclaz au un contur rotunjit datorită proceselor de resorbție.

Biotitul se găsește dispus de-a lungul unor plane discontinue, separînd benzile de feldspat și cuarț. Este un biotit brun, de temperatură înaltă, cu margini decolorate. Alt aspect destul de răspîndit în stiva paragnaiselor îl prezintă biotitul cu incluziuni de sagenit și zircon. Cu totul izolat se întîlnesc biotite secundare cu dimensiuni mici, orientate diferit de foliația rocii. Dispunerea acestora are loc de-a lungul unor mici fisuri oblice față de foliație.

Muscovitul se asociază cu biotitul în paiete lamelare submilimetrice subliniind textura orientată a rocilor.

Sillimanitul a fost întîlnit în varietatea de fibrolit, mai frecvent în paragnaisele bogate în biotit (valea Poenărească, valea Criva, valea Lingina și valea Vălișoara). În zonele marginale ale cristalelor de sillimanit se observă uneori un agregat pîslos de pinit (pl. II, fig. 1).

Distenul apare sub forma unor cristale bine dezvoltate ajungînd pînă la 3-4 mm. A fost pus în evidență atît în orizontul detritogen inferior (valea Vălișoara, valea Stîrna Mărgănească) cît și în paragnaisele din orizontul magmatogen-detritogen superior. Ca și în cazul sillimanitului, periferia cristalelor de disten este înlocuită de pinit.

Staurolitul, alături de sillimanit și disten, completează suita mineralelor tipomorfe ale faciesului almandin-amfibolitic. Staurolitul se dezvoltă în granule izometrice, alteori alungite și este întîlnit mai ales în paragnaisele biotito-muscovitice cu granat de pe valea Vălișoara, valea Vîrciorovelu Mare, valea Ariilor, pîrîul Căpriorul, valea Chiciora și altele.

În unele varietăți de paragnaise cu biotit se întîlnește almandinul, frecvent fisurat și cloritizat pe fisuri. Mineralele accesorii apar în procente reduse și sînt reprezentate prin apatit, zircon, magnetit și titanit. Mineralele secundare observate sînt: biotit, clorit, sericit, pinit și hidroxizi de fier.

Paragenezele observate sînt: oligoclaz-cuarț-biotit±sillimanit, oligoclaz-cuarț-biotit-muscovit±granat; oligoclaz-cuarț-biotit-disten+staurolit și cuarț-oligoclaz-muscovit-biotit-almandin.

Micașisturi cu almandin. În orizontul detritogen inferior, pe lîngă paragnaisele cu biotit și sillimanit, se întîlnesc destul de rar intercalații de micașisturi cu almandin. Ele pot fi observate în bazinul văii Densușului (valea Lacuri), pe valea Micota și pîrîul Băuțărănesc, formînd nivele discontinue cu grosimi de ordinul zecilor de metri.

Studiul secțiunilor subțiri evidențiază o textură șistoasă și structură granolepidoblastică.

Institutul Geologic al României

Muscovitul este un component principal al rocii şi împreună cu biotitul care apare subordonat, formează benzi discontinue, subliniind foliaţia rocii.

Între planele de minerale micacee se dezvoltă benzi paralele şi sub paralele de cuarţ. Feldspatul plagioclaz este de compoziţia albit-oligoclazului şi se întîlneşte cu totul sporadic.

TABELUL 1

Compoziţia modală (%) a paragnaiselor

	Paragnaise cu biotit	Paragnaise cu almandin	Paragnaise cu staurolit
Plagioclaz	25—55	15—35	15—28
Cuarţ	15—35	15—30	12—35
Staurolit	—	0—1	1—3
Disten	—	—	3—5
Muscovit	0—15	0—18	0—26
Biotit	3—10	0—8	2—10
Almandin	0—5	3—12	5—10
Zoizit	0—1	—	—
Apatit	0,5—1	0,5—2	0—1
Zircon	0—1	0—1	0—1
Minerale opace	0—1,5	0—1,2	0—1,5

Granatul se dezvoltă porfiroblastic, cu dimensiuni cuprinse între 2 şi 4 mm. Uneori granatul (almandin) este spart, aplatizat şi cloritizat pe fisuri.

Între micaşisturile cu almandin şi paragnaisele cu biotit există treceri petrografice continue.

În stadiul premetamorfic micaşisturile cu almandin au reprezentat episoade terigene aluminoase pînă la hiperaluminoase.

Paragenezele: muscovit-cuarţ-biotit-almandin; muscovit-cuarţ-oligoclaz-biotit-almandin şi muscovit-cuarţ-biotit-staurolit-almandin.

TABELUL 2

Compoziţia modală (%) a micaşisturilor

	Micaşisturi cu staurolit şi almandin	Micaşisturi cu almandin
Muscovit	15—25	15—28
Cuarţ	13—28	26—43
Biotit	20—38	15—25
Almandin	2—18	2—12
Plagioclaz	2—18	0—16
Staurolit	1—12	0—1
Titanit	0—1	0—1
Minerale opace	0—2	0—5

Institutul Geologic al României

Calcare cristaline. Carbonatite metamorfozate se cunosc în partea de nord-est a masivului în vecinătatea satului Lingina și pe un afluent stîng al văii Lacuri. Ele formează intercalații discontinue cu grosimi ce nu depășesc 12 m.

Calcarele cristaline au o structură masivă, ușor orientată și o textură granoblastică. În zonele de margine se observă treceri spre calcare șistoase și șisturi calcaroase.

Parageneze : calcit-cuarț-muscovit și cuarț-calcit-muscovit.

Roci amfibolice. Paragnaisele cu biotit din orizontul inferior se asociază uneori cu amfibolite, care provin atît din roci de origine endogenă cît și din roci de origine sedimentară. Deosebirea ortoamfibolitelor de paraamfibolite este uneori dificilă.

Pe baza criteriilor structurale și mineralogice am considerat a fi paraamfibolite; amfibolitele cu granat, amfibolitele cu biotit și șisturile amfibolice, iar ortoamfibolite acelea la care structurile și mineralele relicte indică formarea lor pe seama unor roci magmatice.

Amfibolitele cu granat se întîlnesc în partea de nord a regiunii, în bazinul văii Coman și la limita superioară a orizontului, pe valea Bîlii. Amfibolul este reprezentat prin hornblendă verde dispusă în planul șistozității metamorfice. Abundența hornblendei ilustrează de cele mai multe ori o structură nematoblastică. Între planele cu amfiboli întîlnim cuarțul a cărei abundență confirmă originea sedimentogenă.

Granatul se dezvoltă în porfiroblaste și este reprezentat printr-un almandin. Menționăm prezența cloritului ca produs de transformare a granatului și amfibolului. Această stare de dezechilibru nu a fost recunoscută la toate rocile studiate din acest orizont.

Amfibolitele cu biotit sînt răspîndite pe dealul Carpenului, valea Vălarița și valea Bilii. Biotitul se repartizează în lungul planelor de șistozitate permițînd rocii să se desfacă în pachete decimetrice. Aspectele microscopice sînt apropiate de cele prezentate pentru amfibolitele cu granat, de care se deosebesc numai prin prezența biotitului.

Șisturi amfibolice. Acolo unde sedimentele inițiale conțineau frecvente intercalații de argile marnoase, prin metamorfism au luat naștere alternanțe intime de șisturi muscovito-cuarțitice cu granat, șisturi biotito-muscovitice cu șisturi amfibolice. Aceste alternanțe, frecvent întîlnite în ambele orizonturi ale complexului au o dezvoltare mai pronunțată pe valea Măgurii, afluenții din stînga ai văii Lacuri, valea Micota, valea Ciula și altele. Șisturile sînt alcătuite din hornblendă, epidot, cuarț, feldspat și biotit.

Roci metaeruptive. Dintre rocile amfibolice o parte au fost atribuite rocilor eruptive bazice metamorfozate. Criteriile de separare au fost macroscopice: aspectul masiv al rocii și forma lenticulară a corpurilor eruptive, microscopice: relicte de structuri și minerale endogene și petrochimice: diverși parametri calculați indică originea magmatică (paragraful „Magmatismul inițial proterozoic și infracambrian").

Anatexite și migmatite. Legat de fenomene de ultrametamorfism, la partea inferioară a stivei de roci metamorfozate, se

Institutul Geologic al României

întîlnesc produsele unor procese de anatexie şi migmatism, reprezentate prin gnaise granitice, gnaise granodioritice, migmatite metatectice şi migmatite metablastice. Un studiu detaliat al acestor roci este expus în paragraful intitulat „Produse de anatexie şi migmatism".

Orizontul magmatogen-detritogen superior. Peste orizontul detritogen inferior, urmează orizontul magmatogen-detritogen superior, caracterizat prin abundenţa rocilor de origine endogenă. Asocierea cu roci metaeruptive bazice conferă orizontului un pronunţat caracter magmatogen, oferindu-ne posibilitatea separării lui ca o entitate stratonomică cu răspîndire în întreaga parte sudică a masivului Poiana Ruscă.

Limita superioară a orizontului a fost trasată la nivelul unei intercalaţii de amfibolite cu dezvoltare regională, iar unde aceasta lipseşte, la apariţia micaşisturilor cu almandin din complexul următor.

Orizontul magmatogen-detritogen superior se întîlneşte în partea de vest a masivului, în regiunea Tincova-vîrful Poeţi, sub forma unei zone cu orientarea generală vest-sud-vest—est-nord-est, însoţind orizontul detritogen inferior.

În partea mediană a masivului, orizontul magmatogen-detritogen se recunoaşte sub forma unei benzi care începe în vest, de la Ruschiţa, se continuă prin Lunca Cernii de Sus, dealul Boroslava pînă în valea Vălariţa, unde este întrerupt tectonic.

O altă zonă de apariţie a orizontului este în partea de sud-est a masivului, unde are o dezvoltare mare. În bazinul văii Stîrminosu orizontul formează un fals perianticlinal, bine deschis în zona lucrărilor pentru minereu de fier.

Mai la sud, orizontul magmatogen-detritogen superior este bine reprezentat pe o suprafaţă întinsă, începînd de la Băuţarul inferior, valea Bistra Bucovei şi pînă la Criva, pe rama de vest a bazinului Haţeg.

Grosimea orizontului este cuprinsă între 1000-1600 m, avînd cea mai mare dezvoltare în regiunea Băuţarul inferior-Criva.

Orizontul magmatogen-detritogen superior este constituit în mare parte din roci asemănătoare cu cele descrise în orizontul detritogen inferior.

Dintre principalele tipuri de roci care participă la alcătuirea complexului amintim: paragnaise cu biotit şi almandin ± disten ± staurolit; şisturi muscovito-biotitice cu almandin; cuarţite albe cu muscovit; calcare cristaline; metatufite cristaloclastice; roci magmatogene (bazice şi ultrabazice) metamorfozate.

Dintre rocile terigene cea mai mare răspîndire o au şi în acest orizont, paragnaisele cu biotit, care nu se deosebesc de cele din orizontul inferior.

Paragnaisele cu textura orientată au structura granolepidoblastică şi sînt constituite predominant din feldspat plagioclaz, cuarţ, biotit la care se asociază uneori almandinul; prezenţa granatului şi îmbogăţirea în minerale micacee anunţă caracterele complexului următor, al micaşisturilor cu almandin.

De reţinut sînt indicii de polimetamorfism, cum ar fi cloritizarea biotitului şi a granatului (mult mai evidenţi ca în orizontul inferior).

Institutul Geologic al României

De asemenea se remarcă prezența staurolitului și distenului, minerale adesea transformate în pinit (pl. II, fig. 2, 3).

Parageneze: oligoclaz acid-cuarț-biotit-almandin; oligoclaz-biotit-cuarț±staurolit; oligoclaz-biotit-cuarț±disten și cuarț-biotit-almandin-oligoclaz.

Șisturi muscovitice cu almandin. Șisturile muscovitice cu almandin au fost separate ca intercalații între paragnaisele cu biotit și almandin. Ele se găsesc în bazinul văii Poenărească a văii Florușului și pe valea Lacuri.

Șisturile muscovitice cu almandin atrag atenția prin dezvoltarea largă a muscovitului și granatului care contrastează cu dezvoltarea redusă a acestor minerale în orizontul detritogen inferior.

Se remarcă în intercalațiile de șisturi muscovitice cu almandin, prezența granatului aplatizat și cloritizat în zonele cu retromorfism accentuat.

Cuarțite cu muscovit. Aceste roci se întîlnesc pe afluenții din dreapta ai văii Hireancu și sub vîrful Cireșu formînd intercalații lentiliforme, discontinue. Grosimea acestor cuarțite nu depășește 200 m. Ele au reprezentat stadiul premetamorfic, psamite intraformaționale. În alte regiuni cuarțitele mai conțin pe lîngă muscovit, biotit și granat cu dimensiuni reduse.

Calcare cristaline. În orizontul magmatogen-detritogen superior, roci carbonatice metamorfozate se găsesc intercalate între paragnaise spre partea bazală a orizontului.

Ele formează separații lentiliforme sau strate cu dimensiuni reduse în bazinul văii Miclăușului, valea Lăturoasa, valea Bordului și afluenții văii Cerna, la Lunca Cernii, precum și în Valea Fierului pe culmea dintre valea Florușului și valea Poenărească, la sud-vest de vîrful Marmonului și la nord de Băuțarul superior.

Calcarele cristaline sînt de culoare albă zaharoidă și sînt lipsite de o șistozitate evidentă. În alte cazuri se observă o ușoară rubanare. La contactul calcarelor cristaline cu pegmatite s-au format skarne de reacție.

Metatufite cristaloclastice. În bazinul văii Remetea pe culmea Marmonului și în bazinul de recepție al văii Poenărească, apare o rocă de culoare închisă, cenușie, cu spărtură neregulată în care la microscop se observă prezența unor fenocristale de feldspat plagioclaz și cuarț. Aceste roci au fost atribuite tufitelor cristaloclastice metamorfozate. Grosimea intercalațiilor este de ordinul zecilor de metri, uneori mai redusă. Tufitele cristaloclastice metamorfozate se găsesc localizate exclusiv în orizontul magmatogen-detritogen superior.

Studiul în secțiuni subțiri efectuat asupra acestor roci relevă prezența unor cristale idiomorfe de feldspat și cuarț distribuite într-o masă a cărei origine terigenă a fost dovedită de compoziția chimică. Proiecția parametrilor Niggli ai acestor roci în tetraedrul de concentrație *al-fm-c-alk* se face în cîmpul sedimentelor reziduale.

Astfel s-a determinat în aceeași rocă participarea unui material de origine endogenă și a unui material de proveniență sedimentară, meta-

Institutul Geologic al României

Analiza chimică a probei nr. 5192 din culmea Marmonului

		Parametrii Niggli			
SiO_2	59,73				
Al_2O_3	20,76	*si*	= 215	*ti*	= 2,4
Fe_2O_3	8,32	*al*	= 44	*k*	= 0,5
TiO_2	0,90	*fm*	= 41	*mg*	= 0,4
CaO	2,65	*c*	= 10	*c/fm*	= 0,26
MgO	3,50	*alk*	= 5		
Na_2O	0,67				
K_2O	1,08				
P_2O_5	0,12				
$H_2O^{105°}$	1,50				
$H_2O^{1000°}$	3,56				
Total	102,79	Analist : V. C u ţ a			

morfozate împreună cu stiva de şisturi în care sînt cuprinse. Caracterul sedimentogen mai este sugerat şi de o granoclasare relictă bine conservată în metatufitele cristaloclastice. Ele sînt constituite din plane de cuarţ ce alternează cu plane de muscovit, biotit şi clorit, printre care se întîlnesc cristalele de feldspat plagioclaz, cuarţ şi porfiroblaste de granat, cristalizate în timpul proceselor de metamorfism.

R o c i m a g m a t o g e n e m e t a m o r f o z a t e. Rocile metaeruptive în cadrul orizontului superior al paragnaiselor alcătuiesc o entitate petrografică specifică magmatismului ofiolitic.

Atît ultrabazitele (peridotite) cît şi rocile bazice (gabbrouri, diorite, cuarţdiorite etc.) metamorfozate au format obiectul studiului inclus în paragraful „Magmatismul iniţial prebaicalian".

Treapta de metamorfism care afectează orizontul magmatogen-detritogen superior cuprinde izogradul sillimanit-disten pentru zona mai profundă din sud-estul masivului Poiana Ruscă şi al distenului pentru celelalte regiuni. La partea superioară a complexului se anunţă şi izogradul staurolit-almandin.

C o m p l e x u l m i c a ş i s t u r i l o r c u a l m a n d i n

Peste complexul paragnaiselor cu biotit, urmează complexul micaşisturilor cu almandin, a cărui limită superioară o constituie un şist amfibolic, uneori asociat cu calcare cristaline. Acest nivel reper din acoperişul complexului nu a putut fi separat continuu decît în zona Lunca Cerniі-Răchitova, pe flancul sudic al antiformului Voislova-Silvaş. Pe flancul nordic al acestuia limita superioară a complexului urmăreşte acelaşi nivel stratigrafic, marcat din loc în loc de şisturile amfibolice.

Complexul micaşisturilor cu almandin se caracterizează printr-o mare monotonie petrografică şi printr-o dezvoltare spaţială largă, fapt care a făcut posibilă folosirea lui ca un reper sigur în stratonomia şisturilor cristaline.

În partea de vest a masivului, complexul se întîlneşte bine deschis, în profilul văii Strîmba, venind în contact tectonic cu şisturile epimetamorfice ale „anticlinalului Nădrag". În partea de mijloc şi de est a masi-

Institutul Geologic al României

vului se pot separa două zone în care apare complexul micașisturilor cu almandin. Prima zonă începe de la nord-est de Ruschița și se continuă pînă în valea Vălarița, alcătuind flancul nordic al sinformului Macoiva-Lunca Cernii.

A doua zonă formează periclinul și flancurile antiformului Voislova-Sviţaș, în sectorul cuprins între localitățile Negoi-Răchitova la sud și Dăbîca-Lingina la nord.

Din acest complex sînt descrise următoarele tipuri petrografice: micașisturi cu almandin, cuarțite cu muscovit ± biotit ± granat; calcare cristaline și roci amfibolice.

M i c a ș i s t u r i c u a l m a n d i n. Micașisturile cu almandin reprezintă tipul de rocă ce predomină în alcătuirea complexului. Macroscopic se recunosc cu ușurință datorită porfiroblastelor de almandin de culoare brună — brună-roșiatică a căror dimensiune poate atinge uneori 1 cm (Taţa).

P a v e l e s c u (1955) descrie la Taţa sub numele de „kinzigite" micașisturi în care granatul participă pînă la 70-90% din totalul mineralelor.

Studiul microscopic confirmă textura orientată și structura granoblastică pînă la lepidogranoblastică a acestor șisturi. Fondul rocii este constituit din muscovit larg cristalizat (3-6 mm), asociat cu cuarțul, mai rar feldspatul plagioclaz (9-22% An), în care granatul este totdeauna prezent.

Cloritul este aproape nelipsit și se formează pe seama granatului și a lamelelor de biotit. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit, zircon și magnetit.

Prin îmbogățirea în cuarț, micașisturile cu almandin trec la șisturi cuarțitice cu muscovit și almandin. Această schimbare are loc uneori pe distanțe de cîțiva centimetri, alcătuind alternanțe de benzi mai cuarțitice cu benzi mai foioase, ce trădează o mare instabilitate în perioada premetamorfică, de sedimentare ritmică (fig. 8, 9).

În unele micașisturi s-a observat staurolitul, care spre partea superioară a acestei stive dispare, lăsînd loc paragenezelor cu muscovit, almandin, albit și cuarț.

Parageneze: muscovit-cuarț-biotit-almandin-staurolit și cuarț-albit-oligoclaz-muscovit-almandin.

C u a r ţ i t e c u m u s c o v i t ± b i o t i t ± g r a n a t. În partea de nord a regiunii studiate, la obîrșia văii Hireancului au fost separate două nivele de cuarțite, ce se urmăresc spre vest pînă în planul faliei Cherghes-Ruschița.

Cuarțitele prezintă o structură granoblastică și o textură masivă pînă la slab orientată. Ele sînt constituite din granule izometrice de cuarț, pe lîngă acestea apar cristale de plagioclaz și foițe de muscovit și biotit. Numai în rare cazuri se întîlnesc și cristale mărunte de almandin, roșcat, cu contururi geometrice.

Cuarțitele se întîlnesc destul de rar în complexul micașisturilor cu almandin și marchează în evoluția premetamorfică, prezența unor gresii microconglomeratice intraformaționale. Între cuarțite și micașistu-

Institutul Geologic al României

rile cu almandin există o concordanţă metamorfică şi de sedimentare evidentă.

Calcare cristaline. Ca şi cuarţitele, calcarele cristaline sînt rare în acest complex. Semnalăm prezenţa unor calcare în bazinul văii Răchitova şi la Lingina. Grosimea lor este cuprinsă între 2 şi 15 m, iar extinderea pe direcţie este de 100 m, respectiv 300 m.

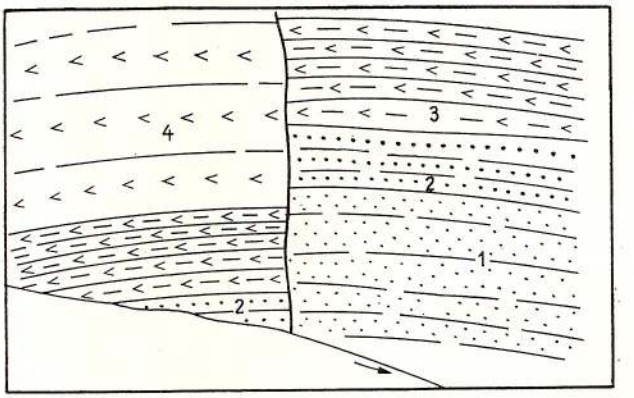


Fig. 8.— Sedimentare ritmică. Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice. Valea Ogrăzii.

1, cuartite gălbui în plăci; 2, şisturi cuarţito-calcaroase, amfibolice; 3, şisturi amfibolo-biotitice; 4, şisturi amfibolice, calcaroase. Dimensiunile aflorimentului 3,5 m/2m.

Sédimentation rythmique. Le complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques. Valea Ogrăzii.

1, quartzites jaunâtres en plaques; 2, schistes quartzito-calcaires, amphiboliques; 3, schistes amphibolo-biotitiques; 4, schistes amphiboliques, calcaires. Les dimensions de l'affleurement 3,5 m/2m.

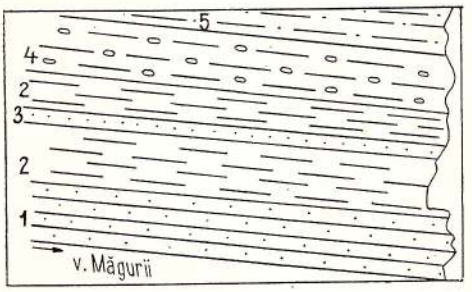


Fig. 9. — Microritmuri în complexul micaşisturilor cu almandin.

1, şisturi cuarţitice cu biotit; 2, şisturi biotitice; 3, cuarţite; 4, şisturi biotito-muscovitice cu almandin; 5, şisturi biotito-cuarţitice.

Microrythmes dans le complexe des micaschistes à almandin.

1, schistes quartzitiques à biotite; 2, schistes biotitiques; 3, quartzites; 4, schistes biotito-muscovitiques à almandin; 5, schistes biotito-quartzitiques.

Carbonatitele metamorfozate de la Lingina sînt uşor limonitizate şi au fost cercetate pentru minereuri de fier.

Roci amfibolice. Prezenţa rocilor amfibolice este cu totul sporadică. Le întîlnim ca intercalaţii în micaşisturile cu granat, avînd grosimi de ordinul zecilor de metri, iar extinderea de cîţiva km.

Cele mai importante apariţii de roci amfibolice sînt cele de pe culmea ce separă valea Cernii de valea Bîlii sub vîrful Măgura, pe afluenţii din dreapta ai văii Cerna, la Taţa şi în bazinul văii Răchitova.

Amfibolitele se caracterizează prin abundenţa hornblendei de culoare verde şi a cuarţului pe lîngă care întîlnim cu totul sporadic, feldspat plagioclaz, zoizit, magnetit, zircon şi apatit. Abundenţa cuarţului şi lipsa feldspatului ne face să le considerăm ca paraamfibolite.

Institutul Geologic al României

Şisturile cristaline ale complexului micaşisturilor cu almandin au fost metamorfozate în condiţiile subfaciesului staurolit-almandin al faciesului amfibolit-almandinic, cu treceri spre partea superioară a complexului la subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-almandin al faciesului şisturilor verzi.

Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice

Al treilea complex în succesiunea litostratigrafică a stivei de şisturi din sudul masivului Poiana Ruscă îl constituie complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice.

Complexul se situează peste complexul micaşisturilor cu almandin de care se separă (de cele mai multe ori) printr-un nivel de roci amfibolice, unde s-a trasat limita inferioară.

Partea superioară a complexului este marcată de asociaţia petrografică caracteristică formată din calcare+şisturi amfibolice. Această asociaţie cu extindere mare a constituit un valoros reper în delimitarea complexului.

Aria de răspîndire a complexului se limitează la partea de est a masivului între Lunca Cernii-Silvaşul de Sus, unde formează flancurile şi periclinul unui antiform. Profilele caracteristice ale complexului pot fi urmărite în bazinul văii Răchitova, văii Haşdeu şi al văii Măşcaşului. Grosimea normală a complexului este variabilă: ea atinge 300-400 m pe flancul nordic al cutei şi 450-500 m pe flancul sudic.

Principalele tipuri de roci care alcătuiesc acest complex sînt: şisturi muscovito-biotitice cu granat, calcare cristaline, calcare dolomitice şi dolomite, roci amfibolice.

Şisturi muscovito-biotitice cu granat. Şisturile muscovito-biotitice cu granat participă preponderent la alcătuirea complexului şi se deosebesc de micaşisturile din complexul inferior printr-un grad mai coborît de cristalinitate. Observaţiile microscopice confirmă acest fapt chiar în cazul cînd structura rocii mai păstrează încă urme evident ale granoclasării din timpul sedimentării. Şisturile sînt constituite din benzi paralele de cuarţ litic (nerecristalizat) şi albit ce alternează ritmic cu benzi constituite din muscovit şi biotit. Granatul are dimensiuni reduse (1-3 mm) şi de cele mai multe ori este fisurat şi intens cloritizat. Aceeaşi transformare în clorit poate fi observată şi la biotit. Spre partea superioară a complexului, granatul devine din ce în ce mai rar, iar pe lîngă muscovit apare sericitul.

Parageneze: cuarţ-albit-muscovit-biotit-granat şi cuarţ-albit-muscovit-biotit.

Calcare cristaline, calcare dolomitice şi dolomite. Rocile carbonatice metamorfozate se întîlnesc la diferite nivele, unde formează intercalaţii cu grosimi de ordinul metrilor pînă la zeci de metri. Cea mai importantă intercalaţie de roci carbonatice este reprezentată prin calcarul cristalin care delimitează partea superioară a complexului.

Institutul Geologic al României

În zona periclinală a antiformului Voislova-Silvaş, de la Lunca Cernii, calcarele albe-cenuşii ating o grosime de cca 150-180 m, efilîndu-se treptat spre est, pe flancul nordic al cutei, în valea Ableului unde calcarele sînt înlocuite complet prin şisturi calcaroase şi pe cel sudic (pîrîul Curiaculuí, fig. 10) unde calcarele se îndinţează cu şisturi cristaline.

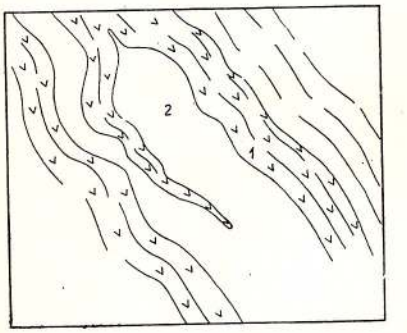


Fig. 10. — Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice; îndinţarea şisturilor actinolitice tufogene (1) cu calcarul alb cristalin (2) din nivelul reper de la limita superioară. Pîrîul Curiacului.

Complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques; enchevêtrement des schistes actinolitiques tuffogènes (1) avec le calcaire blanc cristallin (2) du niveau repère de la limite supérieure. Ruisseau du Curiac.

Observaţiile de teren arată că în timpul metamorfismului calcarul a avut un rol de ecran în propagarea undei metamorfice. Acolo unde acesta lipseşte, tranziţia spre complexul superior se face gradat, iar acolo unde grosimea lui este mare, termenii de tranziţie lipsesc.

Lentile de calcar alb se întîlnesc frecvent pe creasta Ableului, unde sînt asociate cu şisturi cuarţitice carbonatice (sideritice) impregnate cu magnetit şi pirită. Din studiul secţiunilor subţiri reiese că o parte din cuarţ a participat la alcătuirea rocii iniţiale, iar o mare cantitate de cuarţ a invadat roca pe fisuri, ulterior, înlocuind în unele cazuri carbonatul. Pirita şi ulterior magnetitul pătrund în rocă în timpul unor procese postmetamorfice.

În zona Boiţa, pe flancul sudic al antiformului Voislova-Silvaş, se întîlneşte un dolomit silicios, care se dezvoltă în vecinătatea limitei cu sedimentarul. Sub aceste dolomite mai mult sau mai puţin silicioase se dezvoltă un calcar cu aspect masiv, uneori brecios, însoţit de cuarţite rubanate, roci cu care se asociază minereul piritos de la Boiţa. Părţile silicioase ale acestei zone cu roci carbonatice sînt considerate de K r ă u t n e r ca reprezentînd cuarţite secundare, provenite din coloizi de protecţie (K r ă u t n e r , 1965).

Nivelul de calcare cristaline asociate zăcămîntului metamorfozat de pirită de la Boiţa reapare spre vest de exploatarea minieră sub forma unor intercalaţii discontinue care au putut fi identificate pînă în valea Măşcaşului.

Pe flancul de nord al antiformului Voislova-Silvaş acest nivel de calcare îşi are echivalentul în calcarele situate pe valea Peştilor şi valea Lingina.

Parageneze : cuarţ-calcit±magnetit ; cuarţ-calcit-sericit ; cuarţ-dolomit-calcit-magnetit şi cuarţ-dolomit.

Institutul Geologic al României

Roci amfibolice. Rocile amfibolice formează în cadrul complexului două orizonturi cu caractere petrografice distincte. Orizontul inferior este alcătuit din şisturi amfibolice carbonatice cu sau fără granat. La microscop se observă că păturelele constituite din hornblendă

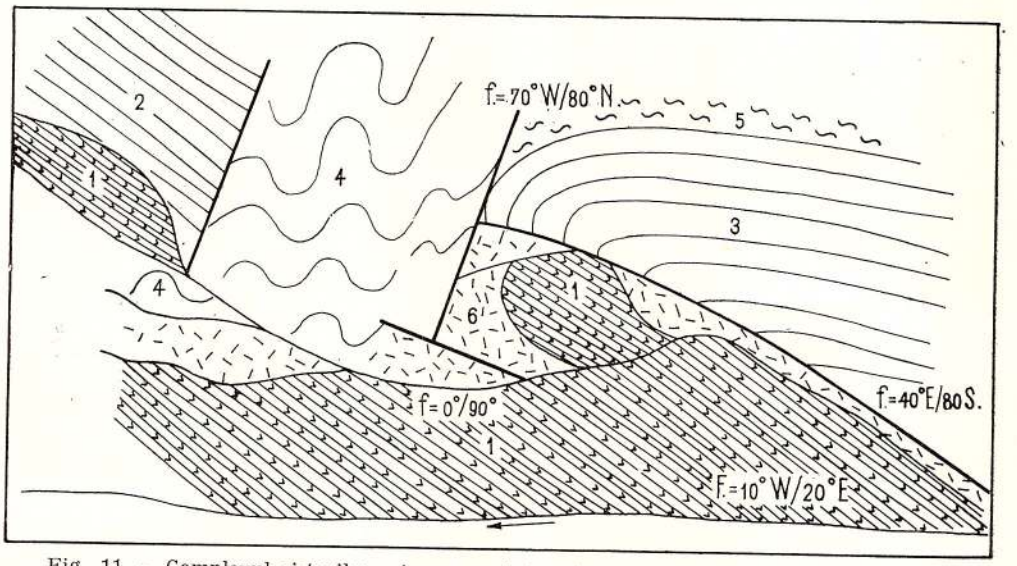


Fig. 11. — Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice. Zonă intens tectonizată.

1, amfibolite feldspatice; 2, şisturi cuartito-grafitoase muscovitice; 3, şisturi muscovitice cu granat şi grafit; 4, şisturi grafitoase; 5, şisturi muscovitice cu grafit; 6, brecie tectonică. f = falie, F = foliaţie.

Complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques. Zone intensément tectonisée.

1, amphibolites feldspathiques; 2, schistes quartzito-graphiteux à grenat et graphite; 4, schistes graphiteux; 5, schistes muscovitiques à graphite; 6, brèche tectonique. f = faille, F = foliation.

verde sînt întrerupte de păturele subţiri de cuarţ şi calcit. Tipul acesta de şist amfibolic provine probabil dintr-o rocă iniţial marno-grezoasă (fig. 11).

Orizontul superior aflorează pe valea Ableului şi în continuare spre E la Boiţa, unde se caracterizează printr-o alternanţă intimă de şisturi amfibolice cu aspect tufogen (cu sau fără magnetit), cu calcare şi şisturi sericito-cuarţitice.

Metamorfozarea acestui complex a avut loc la nivelul faciesului de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-almandin.

Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase

Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase se situează în succesiune stratigrafică normală peste complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice şi reprezintă stiva de şisturi cu care se încheie succesiunea complexelor din partea sudică a masivului Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

Limita inferioară a complexului este bine marcată de nivelul calcarului cristalin asociat cu roci amfibolice descrise anterior. Limita superioară nu o cunoaştem. Grosimea vizibilă a acestui complex poate ajunge pînă la 1500 m.

Zona în care se întîlneşte complexul se situează în partea de E a masivului, între Lunca Cernii şi Silvaşul de Sus, constituind zona de ax a antiformului Voislova-Silvaş.

La alcătuirea complexului participă predominant şisturi slab metamorfozate, a căror origine premetamorfică a fost net detritogenă, sporadic, întîlnindu-se carbonatite metamorfozate şi şisturi actinolitice.

Şisturi sericito-cuarţitice ± biotit. Şisturile sericito-cuarţitice alcătuiesc fondul petrografic al complexului şi sînt caracterizate printr-o textură orientată şi o structură granolepidoblastică. Sericitul din rocă se dezvoltă alături de o mică incoloră cu culori de birefringenţă mai scăzute. Nu este exclus ca acest mineral micaceu să reprezinte o varietate de sericit.

De reţinut este faptul că biotitul se dezvoltă în cristale mai mari pe planele foliaţiei metamorfice, frecvent întîlnindu-se transformat în clorit. Acelaşi fenomen se observă şi în cazul granatului, care se întîlneşte cu totul sporadic în şisturile cuarţitice cu sericit şi biotit.

Parageneze: cuarţ-albit-muscovit-biotit±granat; cuarţ-albit-muscovit; cuarţ-muscovit-biotit şi cuarţ-sericit-muscovit.

Şisturi sericito-cloritoase. Aceste roci se întîlnesc ca intercalaţii cu grosime şi extindere redusă. Prezenţa lor este trădată de culoarea caracteristică datorită limonitizării magnetitului, care pigmentează roca. Cloritul este în mod evident primar. Uneori se observă păturele carbonatice cu clorit, albit şi magnetit care amintesc de episoade tufitice în evoluţia lor premetamorfică.

Parageneze: cuarţ-muscovit-clorit; şi cuarţ-albit-muscovit-clorit.

La alcătuirea complexului participă, datorită numeroaselor asociaţii mineralogice dintre cuarţ, albit, sericit, clorit, biotit şi granat, şi alte varietăţi de roci: şisturi cuarţitice, cloritice cu biotit şi granat; şisturi cuarţito-feldspatice cloritoase; şisturi cuarţo-sericitoase; şisturi cuarţitice clorito-sericitoase.

Calcare cristaline. Calcare cristaline metamorfozate se întîlnesc pe valea Taţa avînd grosimi cuprinse între 2-4 m. Caracterul lor ferifer (ankeritic) a dus la formarea unei zone de alteraţie hipergenă cu limonit. Încercările de explorare ale acestor iviri s-au oprit datorită caracterului local al mineralizaţiei.

Metamorfozarea acestui complex a avut loc în condiţiile faciesului de şisturi verzi, cu o trecere continuă de la subfaciesul cuarţ-albit-epidot-biotit la subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Magmatismul iniţial proterozoic şi infracambrian

La descrierea complexelor pe care le considerăm de vîrstă proterozoică am arătat că în cadrul complexului paragnaiselor cu biotit,

Institutul Geologic al României

rocile amfibolice apar relativ frecvent ajungînd să predomine în orizontul superior. În complexul micaşisturilor cu almandin, ortoamfibolitele sînt relativ mai rare. În complexul şisturilor muscovitice cu intercalaţii amfibolice o bună parte din amfibolite reprezintă roci eruptive bazice. Ele ajung pînă la baza complexului şisturilor cuarţitice sericitoase.

Asociaţia amfibolitelor, dintre care majoritatea sînt roci endogene şi a tufurilor bazice metamorfozate, cu roci ultrabazice de asemenea metamorfozate regional, poate fi considerată ca aparţinînd unui complex ofiolitic reprezentînd magmatismul iniţial al unei arii de sedimentare de tip eugeosinclinal.

Prezenţa rocilor metaeruptive bazice în două complexe distanţate în scara stratigrafică sugerează existenţa în evoluţia tectono-magmatică, a două momente de magmatism bazic precambrian, corespunzătoare evoluţiei a două geosinclinale, unul prebaicalian şi celălalt baicalian.

Rocile eruptive metamorfozate ale ciclurilor tectono-magmatice prebaicalian şi baicalian au caracter bazic şi ultrabazic. Au fost separate : metaperidotite, metagabbrouri, metadolerite şi metadiorite.

Roci ultrabazice metamorfozate

Rocile eruptive ultrabazice metamorfozate au o răspîndire relativ restrînsă în cadrul orizontului superior al complexului paragnaiselor cu biotit.

Ele apar sub forma unor corpuri lenticulare alungite, concordante cu paragnaisele între care se intercalează.

După compoziţia lor mineralogică se pot deosebi mai multe varietăţi aparţinînd însă toate grupei peridotitelor. Astfel se pot distinge peridotitele propriu-zise cu grad de serpentinizare foarte variat şi peridotite cu piroxeni de tipul wehrlitelor.

M e t a p e r i d o t i t e. Pe valea Florușului şi pe un afluent stîng al acesteia, pe un afluent stîng al Bistrei (între Bucova şi Băuţar) şi într-o deschidere în marginea şoselei (comuna Bucova) au fost întîlnite mai multe corpuri, cu dimensiuni metrice pînă la ordinul sutelor de metri, de ultramafite metamorfozate regional. Efectele metamorfismului regional asupra acestor roci sînt relativ slabe, în schimb transformările autometamorfice au atins intensităţi foarte variate astfel că se întîlnesc tranziţii gradate de la o rocă aproape exclusiv olivinică (dunit) pînă la serpentinitele apodunitice. Pentru nici o altă grupă de roci nu este mai evidentă constatarea lui W i l l i a m s : ... "all roks are transitional members of serries... ... clear-cut boundaries are not to be expected".

Acolo unde serpentinizarea nu este decît incipientă, olivina proaspătă este străbătută de cristale lungi de tremolit. Pe fisuri se observă formarea serpentinitului. În unele secţiuni se observă structura celulară caracteristică transformării olivinei în antigorit.

Spre periferia corpurilor lenticulare, olivina se păstrează sub formă de resturi între snopii de tremolit. Pe valea Rămetea şi în deschiderea din comuna Bucova, roca este şistoasă şi este formată din tremolit şi talc. În cîteva corpuri mici serpentinizarea este completă.

Institutul Geologic al României

În afara mineralelor citate se constată uneori prezenţa bastitului, a unei mice magneziene şi a magnetitului xenomorf. Asociaţia olivinei cu magnetitul xenomorf sugerează o structură siderolitică a rocii, înainte de serpentinizare.

Analiza planimetrică a secţiunii nr. 5195 (valea Floruşului-Băuţar) relevă următoarea compoziţie modală (%):

Olivină	32
Amfibol	12
Crisotil-antigorit	10
Calcit	3
Talc	34
Minerale opace	9

Aceeaşi rocă a fost analizată chimic (analist Suzi Iliescu) cu următorul rezultat:

Compoziţia chimică a probei nr. 5195—valea Floruşului-Băuţar (Poiana Ruscă)

SiO_2	44,00
Al_2O_3	2,61
Fe_2O_3	4,37
TiO_2	urme
FeO	5,20
CaO	2,10
MgO	34,00
MnO	0,07
K_2O	0,60
Na_2O	0,65
S	0,23
P_2O_5	0,13
H_2O^{-105}	urme
H_2O^{+105}	5,59
CO_2	0,20
Total	99,75

Parametrii Niggli

si	= 70	*k*	= 0,35
al	= 2,5	*mg*	= 0,87
fm	= 92,3	$\frac{c}{fm}$	= 0,04
c	= 3,5	*qz*	= −36,8
alk	= 1,7	*T*	= 0,8
		t	= 2,7

Indicaţiile pe care le dau aceşti parametri privitor la compoziţia mineralogică a rocii sînt în concordanţă cu compoziţia modală. Parametrul *qz* puternic negativ indică absenţa cuarţului. $T = 0,8$ reprezintă o valoare neglijabilă a excesului de alumină. De asemenea $k.2alk = 1,2$ şi $(1\text{-}k)2alk = 2,2$ ar corespunde unei cantităţi foarte mici de plagioclaz normativ. Menţionăm că în secţiune nu a fost observat plagioclazul.

În cazul acestei roci, date fiind transformările în condiţiile metamorfismului regional, relativ slabe, originea endogenă este mai evidentă.

În proiecţia tetraedrică, parametrii *al-alk* se plasează net în cîmpul eruptiv (fig. 12). Cu toate acestea, încadrarea rocii într-unul din tipurile magmatice ale lui Niggli este foarte dificilă, dat fiind valoarea foarte mare a parametrului *fm*.

În diagrama *ti-mg* se pune în evidenţă o corelare pozitivă cu metagabbrourile din regiune.

Metawehrlite. Tot în orizontul superior al complexului paragnaiselor cu biotit, pe valea Mărului (Zeicani) s-a întîlnit o rocă dură de

Institutul Geologic al României

culoare neagră, în care se disting cu ochiul liber cristale de piroxeni. La microscop se observă pe lîngă olivină, dialag, tremolit, antigorit, muscovit şi spineli (pl. II, fig. 4).

Structura relictă de rocă intrusivă se păstrează destul de bine. Compoziţia modală este corespunzătoare unei roci wehrlitice.

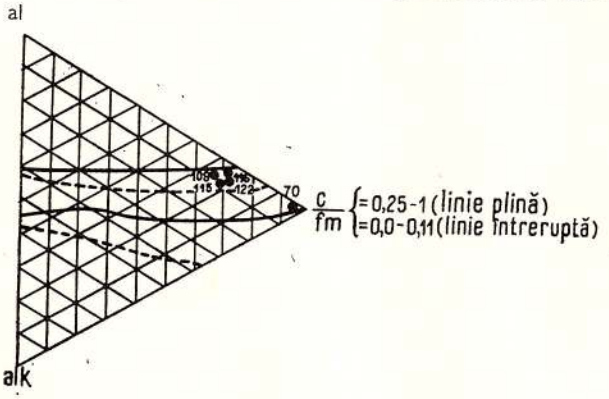


Fig. 12. — Proiecţia rocilor metaeruptive bazice şi ultrabazice în tetraedrul *al-fm-c-alk*.

Projéction des roches métaéruptives basiques et ultrabasiques dans le tétraèdre *al-fm-c-alk*.

Olivina apare ca relicte pe cale de transformare în antigorit în timp ce cristalele de dialag sînt frecvent pseudomorfozate de tremolit. Magnetitul este ca şi la serpentinitele apodunitice, xenomorf.

Compoziţia modală (%) a serpentinitului apowehrlitic nr. 3484

Olivină	34
Piroxeni	3
Amfiboli	4
Crisotil + antigorit	42
Spineli	5
Minerale opace	9
Sericit + muscovit + talc	3

Roci bazice metamorfozate

În afara rocilor metaeruptive ultrabazice, apar în complexul paragnaiselor cu biotit, în special în orizontul superior, roci amfibolice a căror origine endogenă este evidenţiată de compoziţia modală, structuri relicte şi chimism. La descrierea complexelor am menţionat că există totuşi şi amfibolite lipsite de indicii clare ale unei provenienţe endogene unele din ele avînd o compoziţie mineralogică apropiată de a pararocilor. Amintim aici că atît Ghika-Budeşti (1944) cît şi Pavelescu (1952) considerau că amfibolitele din această regiune s-au format prin metamorfozarea unor marne.

Au fost separate următoarele tipuri de roci: metagabbrouri, metadolerite, metatufuri şi metatufite.

Metagabbrouri. Spre deosebire de metaperidotitele pe care nu le-am întîlnit decît în partea de sud-est a masivului, între Băuţar şi

Institutul Geologic al României

Bucova, metagabbrourile au fost cartate în toată aria ocupată de orizontul superior al complexului paragnaiselor cu biotit în zonele Tincova,

TABELUL 3

Compoziţia chimică a unor metagabbrouri din Poiana Ruscă de sud

	Proba nr. 415 (valea Stîrnişoara)	Proba nr. 566 (pîriul Tăului)	Proba nr. 1550 (valea Vijului)	Proba nr. 5197 (valea Floruşului)
SiO_2	47,10	45,75	47,50	50,11
Al_2O_3	15,30	17,70	14,90	14,38
Fe_2O_3	12,75	15,35	12,36	2,76
FeO	2,20	1,30	1,95	12,66
MgO	5,60	4,25	6,35	0,07
MnO	0,10	0,10	0,10	3,50
CaO	9,10	8,25	6,70	11,50
Na_2O	1,65	3,37	3,67	1,86
K_2O	0,65	0,60	0,60	0,77
TiO_2	2,05	2,35	3,50	1,52
P_2O_5	0,17	0,65	0,39	0,22
S			0,03	urme
$H_2O^{-105°}$	0,30	0,24	0,31	urme
$H_2O^{+105°}$	2,16	0,71	1,28	0,74
Pierdere la calcinare	2,90	1,10	1,45	0,24
Total	99,13	100,62	99,61	100,10

TABELUL 4

Parametrii Niggli

	415	566	1550	5197	Gabbrou, Niemi-Lavia
si	116	109	115	122	105,6
al	22,2	24,9	21,3	20,6	22,75
fm	48,9	45,5	51,8	43,7	46,96
c	24,0	21,0	17,4	30,1	26,30
alk	4,9	8,6	9,5	5,6	3,99
ti	3,7	4,3	6,4	2,8	—
k	0,2	0,1	0,1	0,2	0,17
mg	0,40	0,33	0,44	0,3	0,37
$\frac{c}{fm}$	0,5	0,46	0,34	0,69	0,56
p	0,14	0,71	0,43	0,18	—
qz	−3,6	−25	−23	0	−12,00
T	17,3	16	11,8	15	18,76
t	−6,7	− 4,7	− 5,6	−15,1	− 7,54

Lunca Cernii, valea Stîrminosului şi Băuţar-Criva. Ele mai apar sporadic şi în complexul micaşisturilor cu almandin şi la partea inferioară a complexului şisturilor cuarţitice-sericitoase în zona Prislop-Boiţa.

Institutul Geologic al României

Hornblenda şi plagioclazul se disting cu ochiul liber iar în secţiuni subţiri se observă tendinţa spre idiomorfie şi structura gabbroidă relictă. Plagioclazul este bazic. Titanitul este prezent în cantitate relativ mare. Magnetitul apare sporadic diseminat în masa rocii (pl. III, fig. 1).

Prin simpla comparare a analizelor chimice constatăm următoarele caracteristici: SiO_2 este cuprins între 45—50 procente gravimetrice;

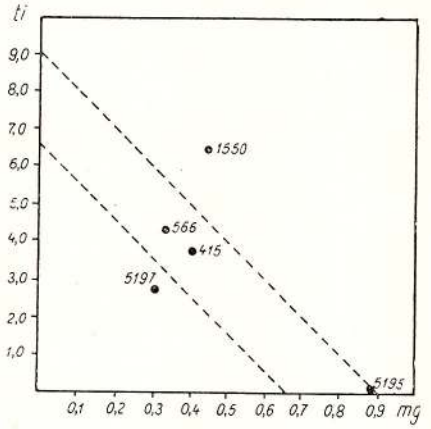


Fig. 13. — Variaţia parametrului *ti* în funcţie de *mg* la rocile metaeruptive bazice şi ultrabazice din Poiana Ruscă de sud.

Variation du paramètre *ti* en fonction de *mg* des roches métaéruptives basiques et ultrabasiques de Poiana Ruscă méridionale.

Na_2O nu depăşeşte 4%, iar K_2O este mai puţin de 1%. Există o corelare destul de bună a oxizilor, pentru a susţine originea endogenă a rocilor.

După parametrii Niggli cele trei eşantioane analizate se încadrează în tipul magmatic gabbroid-piroxenic pînă la hawaitic. Compararea directă cu un gabbrou de la Niemi-Lavia (Finlanda) arată o concordanţă remarcabilă cu parametrii Niggli ai metagabbroului nr. 415 (tab. 4).

În proiecţia tetraedrică, cele patru roci analizate se plasează grupat în cîmpul eruptiv.

Diagrama *ti-mg* evidenţiază o bună corelare a metaperidotitelor (nr. 5195) cu metagabbrourile (nr. 415 şi 566). O poziţie diferită o ocupă metagabbroul 1550 care are valoarea „*ti*" mare pentru o valoare „*mg*" relativ mică (fig. 13).

Suma $ti + 10\ mg$ hotărîtoare (F a b r i e s, 1963) pentru originea endogenă a rocilor metamorfozate este pentru cele patru metagabbrouri următoarea:

	415	566	1550	5197
$ti + 10\ mg$	7,7	7,6	10,8	5,8

Aceste valori constituie un argument în plus pentru originea lor magmatică.

Parametrii Niggli ne permit să tragem de asemenea unele concluzii privitoare la compoziţia mineralogică, iar compararea cu compoziţia reală confirmă originea magmatică a acestor roci.

Institutul Geologic al României

Astfel, se observă în tabelul 4 că la rocile analizate parametrul *qz* este negativ. Aceasta înseamnă că rocile sînt lipsite de cuarţ liber. În cazul metagabbroului 415 valoarea lui *qz* este însă uşor negativă ceea ce în cazul prezenţei hornblendei aluminoase, a biotitului etc. admite şi prezenţa unei cantităţi mici de cuarţ. Într-adevăr roca este un gabbrou cu biotit şi conţine foarte puţin cuarţ. Celelalte două roci sînt lipsite de cuarţ.

TABELUL 5

Compoziţia modală (%) a unor metagabbrouri din Poiana Ruscă de sud

Nr. probei	506	10397	5197
Amfiboli	50,5	67,9	67,0
Feldspat	37,1	15,4	18,0
Cuarţ	—	5,9	9,0
Biotit	—	—	2,0
Epidot (zoizit)	9,1	—	—
Titanit	2,4	2,1	4,0
Apatit	0,9	1,9	—

Prezenţa plagioclazului este sugerată de valorile destul de mari ale lui *T*. În privinţa naturii plagioclazului se poate calcula un plagioclaz normativ cu cca 60% An pentru 415, 48% An pentru 566 şi 38% An pentru 1550. Compoziţia actuală a plagioclazului nu este însă aceasta, în general ne găsim în prezenţa unui plagioclaz mai acid. Calciul liberat se păstrează uneori sub formă de calcit în interiorul cristalului de plagioclaz (secţiunea 566) sau a recristalizat sub formă de epidot (zoizit).

Valorile negative ale parametrului *t* concordă cu originea magmatică a rocii iniţiale.

M e t a d o l e r i t e. Pe pîrîul Chiciora, afluent al văii Lătoroasa, şi în alte cîteva locuri am întîlnit o rocă amfibolică faneritică cu structura intersertală foarte bine conservată. Roca este formată din hornblendă verde-albăstruie idiomorfă, biotit brun-roşcat, plagioclaz alotriomorf ocupînd interstiţiile şi titanit granular.

Amfibolul poate înlocui fenocristale relicte, idiomorfe, cu habitusul cristalelor de augit, avînd însă o birefringenţă scăzută. Epidotul este prezent în cantitate mai mare.

M e t a d i o r i t e. Metadioritele au o răspîndire mai mare iar separarea lor pe teren a fost uneori îngreuiată de fenomenele intense de migmatizare care se suprapun peste roca iniţială.

Grosimea metadioritelor metamorfozate este frecvent cuprinsă între 30 m şi 100 m. Pe direcţie pot fi urmărite pe distanţe ce depăşesc uneori cîteva sute de metri.

Cea mai mare răspîndire a metadioritelor se cunoaşte în orizontul magmatogen-detritogen superior al complexului paragnaiselor cu biotit.

Institutul Geologic al României

Macroscopic, roca are o structură granonematoblastică subliniată de orientarea cristalelor de hornblendă, la care se adaugă feldspatul plagioclaz, cuarţul şi uneori biotitul. Caracterul de rocă eruptivă rezultă din structura relictă intrusivă şi din aspectul plagioclazilor (macle complexe, idiomorfism, pl. III, fig. 2). Pe lîngă criteriile de mai sus, adăugăm cantitatea mare de titanit (2-3%), proprie rocilor magmatice bazice şi intermediare. Conţinutul în cuarţ şi amfibol este variabil încît se realizează tranziţii spre roci metagabbrodioritice.

Compoziţia modală (%) a metadioritelor

Amfiboli	35-55
Plagioclaz	20-55
Cuarţ	0-10
Biotit	0-7
Granat	0-5
Titanit	3-12
Minerale opace	1-6

Metatufuri şi metatufite bazice. În geosinclinalele prebaicaliene şi baicaliene, tufurile bazice s-au dezvoltat atît în complexul paragnaiselor cu biotit cît şi în complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice.

În complexul paragnaiselor cu biotit se întîlnesc metatufuri şi metatufite bazice, mai frecvente, în orizontul superior din zona Tincova, în bazinul văii Cernii precum şi în zona Băuţar-Poieni.

Macroscopic au aspectul unor şisturi cu amfiboli în care distingem hornblendă, cuarţ, biotit şi clorit. Prezenţa mineralelor micacee le conferă o textură pronunţat şistoasă. Metatufurile bazice sînt mai greu de separat în zonele intens migmatizate.

Hornblenda este de obicei verde-albăstruie, plagioclazul are un conţinut în anortit ce nu depăşeşte 12%, cuarţul apare subordonat.

Prin participarea materialului terigen, alături de cel de origine endogenă, tufurile trec la tufite, care prin metamorfism mai conservă uneori elemente litice din fracţiunea detritogenă. Un alt caracter al metatufitelor bazice este asocierea hornblendei cu biotitul şi uneori cu muscovitul.

În zona de sud a masivului, la vest de localitatea Poieni, metatufurile şi metatufitele bazice se asociază într-o alternanţă intimă, încît cartografic sînt greu de separat. Grosimea acestei alternanţe în zona de la vest de Poieni sugerează o activitate intensă a magmatismului iniţial la acest nivel.

Metatufurile din complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice sînt reprezentate prin şisturi amfibolice. Grosimea acestor metatufuri nu depăşeşte 100 m şi reprezintă un adevărat reper în orizontarea terenurilor cristaline.

Metatufurile pot fi urmărite fără întrerupere de la Silvaş-Boiţa-Lunca Cernii, pînă la Dăbîca-Lingina, marcînd flancurile antiformului Voislova-Silvaş.

Institutul Geologic al României

Macroscopic şisturile amfibolice se caracterizează prin culoarea verde—verde-albăstruie şi o abundenţă a fisurilor de tip *ac* care permit o separare în plăci cu dimensiuni centimetrice.

Studiul microscopic pune în evidenţă o structură nematoblastică. Mineralele componente sînt : hornblenda actinolitică, cuarţ, epidot, zoizit

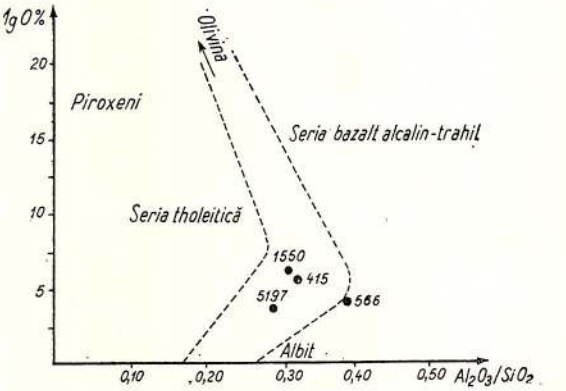


Fig. 14. — Diagrama diferenţierii rocilor metaeruptive bazice din Poiana Ruscă de sud.

Diagramme de la différenciation des roches métaéruptives basiques de Poiana Ruscă méridionale.

pe lîngă care întîlnim granule de magnetit şi titanit. Originea endogenă a acestor roci se deduce din compoziţia mineralogică. Pe flancul de nord al antiformului Lunca Cernii-Silvaş, zoizitul este mult mai abundent putînd să ajungă uneori pînă la 30% din totalul mineralelor. Metamorfismul acestor tufuri s-a făcut la nivelul faciesului de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-epidot-almandin, asociaţie critică recunoscută în şisturile pelitice înconjurătoare.

Asociaţia de roci ultrabazice şi bazice descrisă are caracterul unei formaţiuni ofiolitice reprezentînd magmatismul iniţial al geosinclinalului proterozoic. Urmărind distribuţia acestor roci în complexele separate, ajungem la concluzia că manifestările magmatice au atins paroxismul în timpul sedimentării a ceea ce numim acum complexul paragnaiselor cu biotit. Manifestări sporadice ale magmatismului ofiolitic au mai avut loc şi în timpul sedimentării formaţiunilor flişoide din care au rezultat şisturile complexului micaşisturilor cu almandin. După depunerea acestora, are loc o recurenţă a magmatismului bazic odată cu sedimentarea pelitelor din care au rezultat rocile complexului şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice, pe care îl atribuim împreună cu complexul supraiacent, Infracambrianului putînd să ajungă pînă în Cambrianul inferior.

Am amintit că în diagrama *ti-mg* se constată o bună corelaţie între două din metagabbrourile şi metaperidotitul analizate chimic. Alte două metagabbrouri se proiectează în această diagramă în puncte situate excentric.

O altă diagramă imaginată de M u r a t a (1960) în care pe abscisă este notat raportul procentelor gravimetrice ale Al_2O_3/SiO_2, iar în ordonată MgO, permite separarea seriilor toleitice de cele alcalin-bazaltice (fig. 14).

Institutul Geologic al României

Rocile bazice de care ne ocupăm se proiectează net în domeniul seriilor bazaltelor aluminoase cu tendință spre cele alcalin-bazaltice. Metaperidotitul se proiectează în afara diagramei, în prelungirea domeniului cu olivină.

Consanguinitatea acestor roci ni se pare astfel argumentată, cu toate deosebirile compoziţiilor mineralogice actuale.

Repartiţia faciesurilor metamorfismului regional în şisturile cristaline prebaicaliene şi baicaliene

Şisturile cristaline din partea de sud a masivului Poiana Ruscă alcătuiesc o succesiune metamorfică completă.

Paragenezele caracteristice faciesurilor şi subfaciesurilor metamorfice ale unor sedimente argiloase ne-au permis să conturăm ariile de răspîndire a şisturilor cu grade diferite de metamorfism.

Există aici o trecere continuă de la metamorfismul intens la un metamorfism mai slab ; toate treptele caracteristice fiind prezente. Succesiunea metamorfică este însă inversă ; fenomen care are un caracter regional.

Au putut fi deosebite zone de ocurenţă a sillimanitului, distenului, staurolitului, almandinului, biotitului şi cloritului în parageneze caracteristice faciesurilor metamorfice almandin-amfibolit şi de şisturi verzi.

Am atribuit subfaciesului sillimanit-almandin-ortoclaz şisturile cristaline cuprinse între Băuţarul inferior-Ştei (pl. XIV) şi bazinul văii Poieni, unde au dezvoltarea cea mai mare. Tot la acest subfacies se încadrează şi rocile cu sillimanit de la nord de Lingina şi din bazinul văii Vălişoara.

Din punct de vedere stratonomic izogradul sillimanitului include selectiv complexul paragnaiselor cu biotit, cuprinzînd orizontul inferior şi numai o parte din orizontul superior (zona Băuţarul inferior-Ştei-Poieni). Paralel cu formarea mineralelor tipomorfe subfaciesului, rocile amfibolice se acomodează acestei trepte de metamorfism.

Prin dispariţia sillimanitului, în partea superioară a stivei îşi fac apariţia şisturile în care nu s-au putut separa distinct zona cu disten şi zona cu staurolit. Asocierea uneori intimă a acestor minerale ne-a determinat să trasăm un cîmp metamorfic comun, caracterizat prin prezenţa ambelor subfaciesuri (disten-almandin-muscovit şi staurolit-almandin).

Formarea staurolitului în aceeaşi zonă cu distenul este condiţionată, după Winkler (1965), de chimismul iniţial al sedimentelor, caracterizat printr-un exces de Fe_2O, simţitor mai mare decît MgO. În acest caz subfaciesul $B_{2.1}$ şi $B_{2.2}$ nu pot fi separate. Apariţia biotitului alături de staurolit, disten şi almandin (pe valea Vălişoara) se explică printr-un exces de MgO.

Acest subfacies comprehensiv se poate întîlni la scara masivului, fiind mai larg dezvoltat în zona antiformului Voislova-Silvaş, la nivelul complexului paragnaiselor cu biotit.

Subfaciesul staurolit-almandin ($B_{2.1}$) îşi anunţă prezenţa odată cu dispariţia distenului, cuprinzînd o parte din orizontul magmatogen-detritogen superior şi aproape în întregime complexul micaşisturilor cu al-

Institutul Geologic al României

mandin. La acest cîmp metamorfic se limitează condiţiile termodinamice caracteristice faciesului almandin-amfibolitic.

Faciesul şisturilor verzi afectează complexele dispuse geometric sub şisturile metamorfozate în condiţiile subfaciesului staurolit-almandin, într-o tranziţie metamorfică continuă, începînd cu subfaciesul cuarţ-albit-epidot-almandin şi încheind cu subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit. Răspîndirea acestuia din urmă se limitează la complexul din sîmburele antiformului Voislova-Silvaş.

La nivelul subfaciesului cuarţ-albit-epidot-almandin sînt metamorfozate şisturile situate la partea superioară a complexului micaşisturilor cu almandin şi complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice. Paragenezele minerale descrise atestă metamorfozarea lor în condiţiile subfaciesului de mai sus.

Urmează subfaciesul cuarţ-albit-epidot-biotit al cărui izograd inferior se suprapune peste limita superioară stratigrafică a complexului şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice. Şisturile cuarţitice cu muscovit şi biotit aparţinînd acestui subfacies sînt distribuite pe flancurile antiformului Voislova-Silvaş.

În zona axială a acestei structuri au fost deosebite şisturi cu un grad coborît de metamorfism, care pot fi încadrate în faciesul şisturilor verzi, subfaciesul cuarţ-albit-muscovit-clorit.

În concluzie, şisturile cristaline din partea de sud a masivului Poiana Ruscă (ciclurile precambriene) reprezintă o stivă de roci metamorfozate progresiv, în condiţii mergînd de la partea inferioară a faciesului almandin-amfibolit şi pînă la partea superioară a faciesului de şisturi verzi.

Limita dintre cele două faciesuri şi limitele dintre subfaciesuri nu sînt nete şi în general nu se suprapun peste limitele stratigrafice. Intensitatea metamorfismului exprimată prin paragenezele minerale descreşte pe verticală de la formaţiunile situate în prezent la partea superioară spre cele situate geometric la partea inferioară a stivei de şisturi cristaline. Suprafaţa înfăşurătoare are alura structurilor plicative majore. Astfel găsim aproximativ în axul pseudosinclinalului Băuţar-Criva şi Maciova-Lunca Cernii şisturi metamorfozate în subfaciesul sillimanit-almandin-ortoclaz, în timp ce în sîmburele pseudoanticlinalului Voislova-Silvaş se întîlnesc şisturi aparţinînd subfaciesului cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Metamorfozarea sedimentelor şi a rocilor endogene proterozoice şi a celor infracambriene considerăm că a avut loc în timpul orogenezei prebaicaliene şi baicaliene.

În alte faze de metamorfism, de intensitate mai redusă, legate de orogeneza caledoniană şi de cea variscă, şisturile intens metamorfozate în orogeneza prebaicaliană şi baicaliană au suferit un retromorfism pronunţat. În Poiana Ruscă de sud efectele acestui retromorfism au un caracter regional şi afectează mai puternic complexele cu un grad de metamorfism mai ridicat, ca fiind cele mai puţin adaptate la noile condiţii.

Institutul Geologic al României

Produse de anatexie și migmatism

Am rezervat un capitol special pentru rocile feldspatice, produse în condițiile de anatexie și migmatism, deoarece ele formează o grupă importantă, în cadrul șisturilor cristaline din regiune. Aceste roci feldspatice sînt legate de zonele profunde ale metamorfismului regional și în consecință le întîlnim numai la nivelul complexului paragnaiselor cu biotit și sporadic la nivelul complexului micașisturilor cu almandin, marcînd astfel prin dezvoltarea lor zonele axiale ale structurilor.

Rocile rezultate prin procesele de anatexie și migmatism sînt dispuse în două structuri plicative principale, care coincid parțial cu aria de dezvoltare a complexului paragnaiselor cu biotit și a complexului micașisturilor cu almandin.

Sectorul din nord începe de la Tincova, în vestul masivului, și se continuă prin vîrful Poieți, unde după o întrerupere datorită bazinului sedimentar Rusca Montană-Lunca Cernii, reapare între Lunca Cernii și Hașdeu. Sectorul sudic se dezvoltă între Băuțar și Criva.

Dintre rocile care au rezultat în condițiile amintite mai sus vom descrie : granitoide anatectice ; migmatite metablastice ; migmatite metatectice și pegmatite.

Granitoide anatectice

Granitoidele anatectice se întîlnesc cu precădere în zona cuprinsă între Băuțarul inferior și Criva și cu totul izolat pe valea Vălișoara. Aceeași răspîndire sporadică o au granitoidele anatectice și în partea nordică, unde un mic corp (fig. 15) a fost întîlnit pe valea Vălarița (P a v e l e s c u,

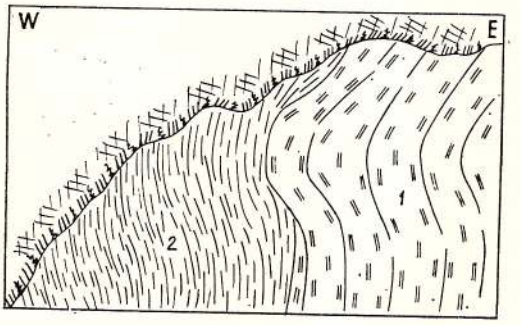


Fig. 15. — Contact între gnaisele granitoide (1) și gnaisele slab feldspatizate muscovito-biotitice (2) pe valeaVălarița. Dimensiunile aflorimentului 30 m/8 m.

Contact entre gneiss granitoïdes (1) et les gneiss faiblement feldspathisés muscovito-biotitiques (2) dans la vallée de la Vălariţa. Les dimensions de l'affleurement : 30 m/8 m.

1955). Tot în acest sector un element puțin rulat de gnais granitoid a fost găsit la Cheile Cernii. Macroscopic, se deosebesc printr-o structură hipidiomorf-granulară și textură slab orientată ; roca este formată predominant din feldspat plagioclaz de culoare albă, mai rar alb-roz, cuarț și biotit.

Uneori de la aspectul granular se trece local la benzi paralele, discontinue, care se termină în pană. Această terminație sugerează originea

Institutul Geologic al României

migmatică a gnaiselor. Granitoidele de acest tip sînt concordante cu stiva de şisturi în care sînt cuprinse.

Observaţiile în secţiuni subţiri indică prezenţa unui plagioclaz, larg cristalizat, uneori maclat, de compoziţia unui albit sau a unui oligoclaz (An $< 30\%$) de origine litică, slab sericitizat. Între cele două generaţii de feldspat se observă structuri de reacţie metasomatică. În procente mai scăzute apar cristale de feldspat potasic reprezentate prin microclin. Cuarţul cu aspect pavimentos este recristalizat şi ocupă spaţiile dintre cristalele de plagioclaz. Uneori plagioclazul albitic înglobează cuarţ semiangular din paleosoma rocii. Biotitul se întîlneşte sporadic, ca paiete cu o vagă orientare metamorfică. Cu totul izolat se observă o decolorare a biotitului şi uneori transformarea lui în clorit. Se mai întîlneşte apatitul, zirconul, epidotul şi magnetitul.

În extremitatea de est a şisturilor cristaline mezometamorfice, în apropierea localităţii Criva, precum şi în bazinul văii Nedelcului şi al văii Micota, au fost puse în evidenţă granitoide leucocrate cu textură slab orientată. Aspectul orientat, deşi nu este prea evident, ne-a determinat să descriem aceste granitoide sub numele de „gnaise granitoide" (R. 1963).

Ca urmare a faptului că în vecinătatea localităţii Criva, aceste granitoide, uşor discordante, au o dezvoltare mai mare, vom descrie toate apariţiile sub numele de „granitoidul de Criva".

Granitoidul de Criva a fost considerat de Schafarzik (1908) şi de Hotz (1909), ca o intruziune banatitică, punct de vedere infirmat de cercetările ulterioare (Ghika-Budeşti, R. 1949; Pavelescu, 1955).

Macroscopic, granitoidul atrage atenţia prin granulaţia mare a feldspatului de culoare alb-roz. La limita dintre granule poate fi observat biotitul intens cloritizat şi uneori cuarţul. Mărimea componenţilor (feldspat, cuarţ) atinge în mod frecvent 8-12 mm. Dimensiunea mare a cristalelor de feldspat poate fi observată în zonele de intensă alterare, unde granitoidul se transformă într-un „gruss" cu granulaţie mare constituit din elemente de formă izometrică sau eliptică.

Studiul secţiunilor subţiri confirmă prezenţa unei structuri hipidiomorf-granulare şi o textură masivă, pînă la slab orientată.

Mineralele sînt predominant reprezentate prin microclin, plagioclaz şi cuarţ. Relaţiile dintre feldspatul plagioclaz (albit) şi microclin sugerează raporturile dintre paleosomă şi neosomă. Deşi feldspatul plagioclaz, intens alterat, se conservă într-o structură echigranulară cu aspect aplitic, el reprezintă de fapt paleosoma rocii iniţiale, înglobată prin creşterea cristalelor de microclin în noul ansamblu granitoid. Feldspatul plagioclaz al paleosomei are o bordură albitică limpede, sincronă cu vîrsta de formare a microclinului (pl. III, fig. 4).

Feldspatul potasic se cunoaşte sub două forme de prezentare; una de metablaste constituite din mai mulţi indivizi şi alta de filonaşe în care se observă cristale echigranulare. Ambele generaţii de microclin se găsesc în aceleaşi raporturi cu paleosoma, formînd structuri tipice.

Institutul Geologic al României

Mineralele colorate sînt alcătuite din biotit, adesea cloritizat, prezent în proporţie de pînă la 10% din totalul mineralelor, epidot, clorit. Mai recunoaştem prezenţa calcitului şi sericitului.

TABELUL 6

Compoziţia modală (%) a granitoidului de Criva

	Proba nr. 300 valea Poieni	Proba nr. 794 valea Nedelcului	Compoziţia medie
Cuarţ	34,0	26,0	30,0
Plagioclaz	44,0	36,0	40,0
Microclin	11,0	30,0	21,0
Biotit (clorit)	9,0	6,0	8,0
Minerale opace	0,9	0,5	0,5
Minerale accesorii	1,3	2,0	3,0

Recalculînd raportul dintre mineralele leucocrate din compoziţia medie obţinem :

Cuarţ	Plagioclaz	Microclin
33	44	23

Se observă o variaţie procentuală destul de mare a diferitelor componente. Acest lucru apare normal în urma rezultatelor experimentale obţinute în ultimul timp pentru rocile granitoide.

TABELUL 7

Compoziţia chimică a granitoidului de Criva

	Proba nr. 6110 pîrîul Măzărichii (Băuţar)	Proba nr. 7420 Criva
SiO_2	66,85	67,95
Al_2O_3	14,48	16,75
Fe_2O_3	2,57	0,20
FeO	2,28	1,60
MnO	0,18	0,15
MgO	1,10	1,10
CaO	3,08	2,80
Na_2O	2,90	2,12
K_2O	3,85	4,41
TiO_2	1,10	0,95
P_2O_5	0,20	0,14
S	—	0,53
CO_2	0,18	0,22
H_2O	0,80	0,76
Total	99,57	99,58

Institutul Geologic al României

Parametrii Niggli

Proba nr. 6110				Proba nr. 7420			
si	= 283	*ti*	= 3,6	*si*	= 325	*ti*	= 3,5
al	= 36,0	*k*	= 0,39	*al*	= 47,2	*k*	= 0,57
fm	= 23,7	*m*	= 0,29	*fm*	= 15,3	*mg*	= 0,51
c	= 13,8	*qz*	= 76,2	*c*	= 14,4	*qz*	= 157
alk	= 26,7	*T*	= 9,3	*alk*	= 23,1	*T*	= 24,1
c/fm	= −0,58	*l*	= −4,5	*c/fm*	= 0,94	*l*	= 9,7

Proba cu numărul 6110 are o compoziţie granitică adamelitică. Valoarea negativă a parametrului *t* sugerează originea magmatică. În tetraedrul *al*, *fm*, *c*, *alk* se proiectează net în domeniul eruptiv.

A doua analiză (7420) se proiectează la limita dintre domeniul eruptiv şi cel al sedimentelor argiloase. Parametrul *t* indică un uşor exces de alumină, ceea ce poate fi interpretat în sensul unei participări a materialului sedimentar (paleosoma) la alcătuirea rocii.

Mineralele normative leucocrate participă în următoarele procente gravimetrice :

Q	Ab	Or	An	
23	39	25	12	(nr. 6110)
33	23	31	13	(nr. 7420)

Compoziţia normativă este comparabilă ca ordin de mărime cu cea modală. Compoziţia modală este în proporţii apropiate de compoziţiile eutectice. Se constată la mineralele normative o abatere a lui Q şi An de la compoziţiile eutectice stabilite experimental de P l a t e n, 1965 (citat de W i n k l e r, 1965).

Nici media aritmetică a compoziţiei modale a celor două roci analizate nu reprezintă un rezultat mai favorabil şi nu ne lămureşte asupra cauzei valorilor aberante ale cuarţului şi anortitului.

Dacă facem abstracţie de valoarea An şi recalculăm celelalte trei componente obţinem :

Proba nr. 7420	Compoziţia eutectică experimentală (W i n k l e r, 1965)
Q : Ab : Or	Q : Ab : Or
38 : 26 : 36	43 : 21 : 36

Acest raport al feldspaţilor alcalini şi al cuarţului este foarte apropiat de compoziţiile eutectice obţinute experimental la o temperatură de 695°C şi P_{H_2O} = 2000 bari.

Diferenţele nu prea mari se pot datora fie presiunii H_2O diferită care influenţează după cum au arătat T u t t l e şi B o w e n (1958) compoziţia eutectică, fie faptului că o bună parte a rocii analizate reprezintă compoziţia iniţială a paragnaisului (paleosoma) din care provin. Aceasta iese în evidenţă în special în privinţa An şi concordă cu observaţiile microscopice consemnate mai înainte : o parte a plagioclazului are caracter litic.

Institutul Geologic al României

Relaţiile dintre mineralele leucocrate şi ale acestora cu mineralele de culoare închisă, observate în teren la scara aflorimentului şi în laborator, la scara secţiunilor subţiri sînt caracteristice rocilor migmatice. Asociaţia granitoidului de Criva cu roci tipic migmatice (venite, agmatite etc.) şi cu metamorfite cu sillimanit nu este întîmplătoare, sau pentru a-l cita

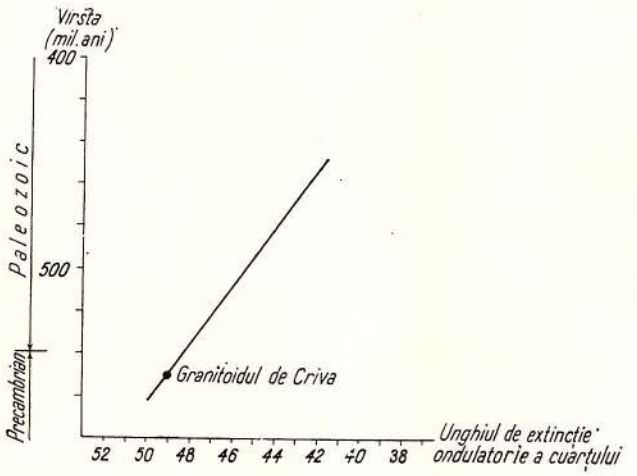


Fig. 16. — Vîrsta relativă a granitoidului de Criva determinată prin metoda extincţiei, ondulatorie a cuarţului.

Âge relatif du granitoïde de Criva déterminé par la méthode de l'extinction ondulatoire de quartz.

pe Read (1957) "... the associatition of metamorphites, migmatites and granites, must mean something".

Interpretarea acestor asociaţii de roci şi a relaţiilor dintre ele trebuie să ţină cont de faptul că raportul dintre mineralele componente leucocrate este cel corespunzător unei compoziţii eutectice.

În concluzie, granitoidul de Criva s-a format prin anatexia paragnaiselor cu biotit. Experimental, s-a dovedit că anatexia este posibilă la temperaturi şi presiuni corespunzătoare condiţiilor termodinamice ale faciesului amfibolitic. Reamintim că atît granitoidul de Criva cît şi celelalte roci migmatice sînt legate spaţial de aria de răspîndire a complexului paragnaiselor cu biotit, metamorfozat în faciesul amfibolitic, că între diferitele tipuri de roci migmatice există tranziţii.

Procesul de anatexie a avut loc după metamorfismul regional, într-o fază imediat următoare, probabil în timpul fazei cinematice a orogenezei prebaicaliene. Relaţiile dintre minerale şi unele relaţii spaţiale între roci relevă două etape ale procesului de anatexie.

Vîrsta granitoidelor de Criva. Date potasiu/argon obţinute prin analiza unor probe provenite din granitoide de Criva indică o cifră de 329 milioane ani (analist Filipescu). Acest moment corespunde în scara timpului (Kulp) cu Carboniferul, moment corespunzător încheierii ciclului tectono-magmatic varisc. De la această dată (320 mil. ani), granitoidul de Criva nu a mai fost deranjat de mişcări mai noi.

Institutul Geologic al României

Unghiul de extincţie ondulatorie a cuarţului măsurat pe mai multe granule este de 49°. În diagrama din figura 16 acest unghi indică o vîrstă de 540 milioane ani ceea ce ar corespunde vîrstei regenerării baicaliene.

Migmatite metablastice

În această grupă de roci includem două tipuri principale de migmatite asociate cu roci mai puţin feldspatizate : gnaise oculare şi gnaise granulare.

Gnaise oculare. Gnaisele oculare se dezvoltă cu precădere în complexul paragnaiselor cu biotit, marcînd aliniamente ce pot fi urmărite pe distanţe de kilometri. Zona cea mai unitară şi care oferă profile bine deschise se situează între Tincova şi vîrful Poieţi, spre est între Lunca Cernii şi Haşdeu (fig. 17).

În sud-estul masivului Poiana Ruscă, migmatitele metablastice alcătuiesc intercalaţii cu extindere mai mică în zona cuprinsă între Băuţarul inferior şi Criva.

În migmatite se disting două generaţii de metablaste formate în condiţii de temperatură şi presiune diferită: prima generaţie o reprezintă metablastele oculare predominant calcosodice, subordonat potasice dispuse

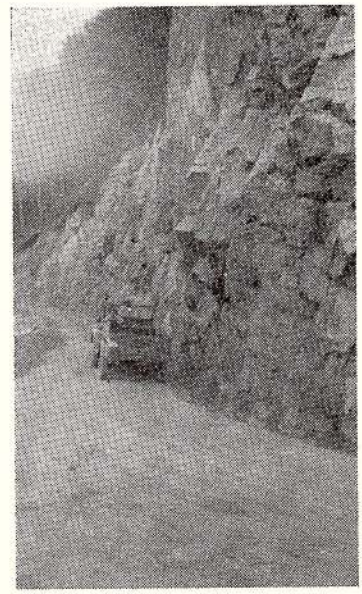


Fig. 17. — Gnaise oculare lîngă tunelul rutier din versantul drept al văii Cerna.

Geniss oeillés près du tunnel routier dans le versant droit de la vallée de la Cerna.

concordant cu şistozitatea metamorfică, a doua generaţie este reprezentată prin cristaloblaste de feldspat potasic cu contururi idiomorfe ce se dispun discordant faţă de foliaţia metamorfică.

Prima generaţie de migmatite metablastice, concordante cu şisturile cristaline se asociază cu întreaga suită de roci feldspatice cunoscute în masiv.

Institutul Geologic al României

Migmatitele metablastice sînt constituite din ochiuri mari de plagioclaz şi de feldspat potasic de culoare albă, alb-roz, cu dimensiuni cuprinse între 1-10 cm situate într-un înveliş cu o cristalinitate medie format din cuarţ, plagioclaz, biotit şi muscovit. Metablastele de formă eliptică se dispun cu dimensiunea mare în sensul foliaţiei metamorfice (fig. 18).



Fig.18. — Gnais biotito-muscovitic (1) cu oceli mari de feldspat (2).
Gneiss biotito-muscovitique (1) à grands ocelli de feldspath (2).

A doua generaţie este mai bine reprezentată în partea de vest a masivului, unde pe Valea Mică au fost întîlnite metablaste cu contur idiomorf, avînd dimensiuni cuprinse între 3-6 cm cu dezvoltare discordantă în raport cu foliaţia paragnaiselor. Vîrsta acestor metablaste de feldspat potasic, care se dezvoltă pe direcţia fisurilor de forfecare, este ulterioară vîrstei de formare a migmatitelor care cresc în planul şistozităţii metamorfice.

Studiul secţiunilor subţiri al migmatitelor metablastice din prima generaţie confirmă prin prezenţa feldspatului plagioclaz, a cuarţului şi granatului că dezvoltarea lor a avut loc pe fondul paragnaiselor cu biotit. Această constatare presupune că o mare parte din materialul constitutiv al metablastelor a provenit din feldspatul iniţial, reprezentat prin albit-oligoclaz iar o altă parte a provenit din mobilizarea şi migrarea anatectică a unor soluţii mai profunde.

Compoziţia diferită a soluţiilor feldspatice a dus în condiţiile unui metamorfism avansat la formarea unor migmatite metablastice, predominant calcosodice şi subordonat la migmatite cu metablaste de compoziţie potasică.

Institutul Geologic al României

Metablastele de compoziţie calco-sodică din prima generaţie se caracterizează printr-o dezvoltare granulară a feldspatului plagioclaz, asociat cu cuarţul.

Feldspatul plagioclaz iniţial din paragnaise prezintă de cele mai multe ori o zonă centrală pigmentată cu minerale argiloase şi este de compoziţia unui albit bazic (14% An) înconjurat de o coroană de albit proaspăt. În aceste coroane de reacţie de compoziţie albitică, se observă uneori structuri mirmekitice care confirmă ipoteza unor schimburi metasomatice.

În jurul metablastelor se observă un înveliş cu textură granoblastică pînă la lepidogranoblastică format din cuarţ, albit bazic, biotit, granat şi muscovit.

Menţionăm faptul că unele muscovite, a căror dezvoltare este diferită de şistozitatea generală a migmatitelor, pot reprezenta minerale mai tinere, formate probabil pe fondul unui microclin.

Metablastele de compoziţia predominant potasică din prima generaţie, concordante cu şistozitatea metamorfică sînt bine reprezentate în zona Tincova-vîrful Poieţi şi în valea Cernii.

Din punct de vedere mineralogic, metablastele acestor migmatite sînt constituite aproape în întregime din microclin, format dintr-un agregat de 2-3 granule care înglobează prin creştere cuarţ, feldspat plagioclaz sericitizat şi uneori granat.

Aceste relaţii evidenţiază efectul unei metasomatoze potasice, care a condus la formarea metablastelor potasice.

Între ochiurile mari de feldspat potasic, cuarţul, feldspatul plagioclaz şi biotitul alcătuiesc o matrice care înconjoară metablastele.

Metablastele de feldspat potasic formate în faza următoare, dispuse pe fisurile de forfecare, sînt caracterizate prin dezvoltarea largă a cristaloblastelor de microclin cu contururi idiomorfe sau cu o tendinţă pronunţată de idiomorfie.

Formarea acestora o considerăm sincronă cu granitoidele sincinematice ca rezultat al unui al doilea front de feldspatizare potasică, recunoscut la scară regională.

Asociaţii minerale: Paleosoma: albit bazic/oligoclaz+cuarţ+biotit +granat; albit+microclin+cuarţ+biotit+muscovit. Neosoma: generaţia I: albit+cuarţ şi microclin+cuarţ; generaţia a II-a: microclin+cuarţ.

Gnaise granulare. Gnaisele granulare sînt asociate intim cu celelalte roci migmatice (fig. 19).

Gnaisele granulare se caracterizează prin dezvoltarea blastică a albitului, a ortozei cu structură grafică şi a cuarţului. Între mineralele amintite se dispune biotitul, larg cristalizat, cuarţul şi feldspatul plagioclaz intens alterat.

Gnaisele granulare reprezintă un tip structural de tranziţie de la feldspatizarea difuză spre migmatitele metablastice oculare.

Institutul Geologic al României

Migmatite metatectice

În această grupă de roci feldspatice am separat tipuri texturale diferite reprezentate prin gnaise lineare şi gnaise „lit par lit".

Gnaise lineare. Gnaisele lineare însoţesc de cele mai multe ori migmatitele metablastice. Uneori pe teren a putut fi surprinsă o

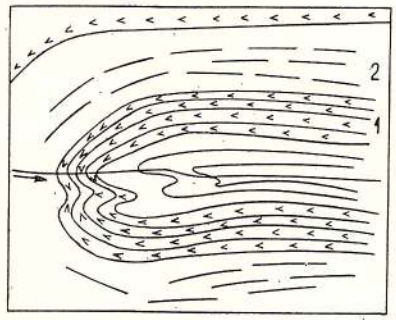


Fig.19. — Alternanţă de gnaise amfibolice (1) cu gnaise granulare (2). Complexul paragnaiselor cu biotit. Valea Pietrii (Meria). Cută metrică cu axul orizontal.

Alternance de gneiss amphiboliques (1) avec des gneiss granulaires (2). Le complexe des paragneiss à biotite. Valea Pietrii (Meria). Pli métrique ayant l'axe horizontal.

trecere continuă de la un aspect textural la altul. Migmatitele metatectice se întîlnesc însă şi izolat, formînd zone ce pot fi urmărite cu unele discontinuităţi pe distanţe mari.

Migmatitele metatectice se întîlnesc în toate cele trei arii de dezvoltare a rocilor feldspatice. Textural, se deosebesc prin alcătuirea lor din părţi leucocrate, cuarţo-feldspatice ce alternează cu părţi de culoare închisă, constituite din minerale micacee.

Studiul microscopic confirmă prezenţa unei texturi rubanate constituită din benzi de feldspat plagioclaz intens alterat, în alternanţă cu benzi de cuarţ cu aspect pavimentos, separate între ele de biotit şi muscovit, reprezentînd paleosoma.

De-a lungul planelor constituite din feldspatul plagioclaz alterat, uneori mirmekitic, se observă prezenţa feldspatului potasic proaspăt care înglobează prin creştere, mineralele formate anterior. Acest fapt ilustrează cazul general prezent la scara masivului în care o generaţie nouă de feldspat potasic proaspăt, de origine endogenă, cristalizează ulterior, determinînd relaţii noi între minerale.

Biotitul se dezvoltă în cristale mici şi împreună cu muscovitul completează suita mineralelor principale. Cloritul a fost recunoscut în unele secţiuni ca provenind din transformarea biotitului, sugerînd un proces de retromorfism. Unele clorite dispuse pe fisuri, ca de exemplu în cristalele de plagioclaz şi care nu au o relaţie evidentă cu un mineral în stare de dezechilibru, reprezintă clorite secundare de circulaţie. Aceeaşi origine pare să o aibă şi unele depuneri de sericit pe fisurile şi planele de maclă din feldspatul plagioclaz.

Pe lîngă migmatitele metatectice cu biotit şi muscovit, amintim că unele roci amfibolice împrumută o textură rubanată (fig. 20) ajungînd uneori în aceeaşi zonă pînă la formarea de arterite. În aceste migmatite

Institutul Geologic al României

arteritice feldspatul plagioclaz şi cuarţul se remobilizează într-o reţea neregulată care invadează întreaga masă a rocii amfibolice, dînd naştere unor aspecte caracteristice (fig. 21).

Parageneze. Paleosoma: oligoclaz+cuarţ+biotit+muscovit; oligoclaz+cuarţ+biotit+muscovit+granat şi feldspat plagioclaz+hornblendă +cuarţ+biotit. Neosoma: microclin+albit şi ortoză+cuarţ.

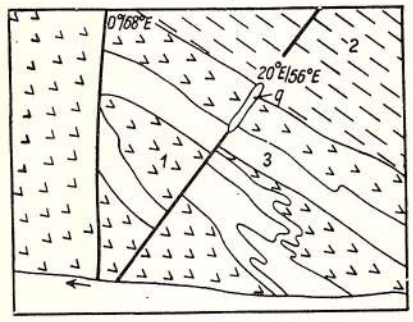


Fig. 20. — Amfibolite cu biotit înlocuite parţial de roci cuarţo-feldspatice. Complexul paragnaiselor cu biotit, valea Purcăreţului.

1, amfibolite cu biotit; 2, şisturi muscovito-biotitice cu granat, 3, roci cuarţo-feldspatice cu muscovit. q = cuarţ. Dimensiunile aflorimentului 4 m/3 m.

Amphibolites à biotite remplacées partiellement par des roches quartzo-feldspathiques. Le complexe des paragneiss à biotite, vallée du Purcăreţ. 1, amphibolites à biotite; 2, schistes muscovito-biotitiques à grenat; 3, roches quartzo-feldspathiques à muscovite. q=quartz. Les dimensions de l'affleurement; 4 m/3 m.

Gnaise „lit par lit". Gnaisele „lit par lit" au fost separate pentru prima dată sub forma unui nivel continuu de către Giuşcă et al. (1956) în zona Tincova.

Cercetările noastre au confirmat limitarea acestui tip de roci migmatice în apropierea unui amfibolit ce a putut fi urmărit de la Tincova,

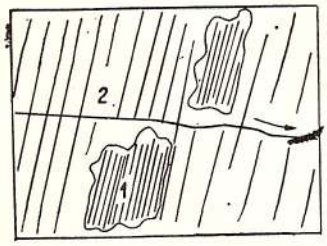


Fig. 21. — Gnaise amfibolice rubanate, ca resturi decimetrice (1) în gnaise cu biotit (2) (Meria).

Gneiss amphiboliques rubanés sous forme de débris décimétriques (1) dans des gneiss à biotite (2) (Meria).

din Valea Mică pînă la vîrful Poieţi. Profilul bine deschis în gnaisele „lit par lit" este oferit de valea Vălişoara, unde pe un fond amfibolitic cu cristalinitate mijlocie apar injecţii de culoare deschisă, cuarţo-feldspatică cu grosimi cuprinse între 1-15 cm şi extindere de ordinul sutelor de metri. Soluţiile feldspatice au pătruns pe planul foliaţiei, dar le găsim în unele aflorimente şi sub formă de cute ptygmatice, larg ondulate.

Detaliile microscopice oferite de studiul secţiunilor subţiri atrag atenţia asupra unor structuri tipic aplitice formate prin cristalizarea simultană a albitului, feldspatului potasic cu structură grafică, feldspatului pertitic, microclinului şi cuarţului. Unele cristale de feldspat plagioclaz intens alterate, care se găsesc incluse în mineralele noi, reprezintă paleosoma rocii în care sînt găzduite injecţiile feldspatice (pl. III, fig. 3).

Institutul Geologic al României

Ca fenomene secundare surprinse, amintim dezamestecurile pertitice, prezenţa unor mirmekite şi tendinţa de formare a schachbrettalbitului. Ultimul fenomen este legat de un aport de Na pe fondul feldspatului potasic şi a fost observat numai în acest tip de gnaise.

La contactul dintre gnaisele „lit par lit" şi tufurile bazice metamorfozate se observă o decolorare a mineralelor mafice.

Pegmatite

Pegmatitele se întîlnesc cu precădere în partea de sud a masivului Poiana Ruscă fiind legate de evoluţia ciclului tectono-magmatic prebaicalian.

Pegmatitele sînt dispuse în filoane sau mici corpuri lenticulare. Dimensiunea filoanelor pegmatitice este variabilă, avînd grosimi cuprinse între 1 cm pînă la 5-6 m şi lungimi care încep de la cîţiva metri pînă la 400-500 m (valea Floruşului). În nord, cu totul excepţional, cum este la vîrful Milu filoanele pegmatitice au grosimi de 10-12 m.

Cele mai importante apariţii de pegmatite (care constituie puncte de exploatare pentru muscovit) se găsesc în versantul drept al Văii Fierului, în bazinul văii Floruşului, în zona Cornu Mare şi pe cursul mijlociu al văii Micota. În zona Tincova-Haşdeu nu s-au întîlnit pegmatite exploatabile pentru muscovit.

Din punctul de vedere al relaţiilor cu rocile înconjurătoare se disting în teren pegmatite concordante şi cu totul întîmplător pegmatitic discordante.

P e g m a t i t e c o n c o r d a n t e. Zona Băuţar-Bucova-Valea Fierului este cunoscută de mult timp pentru numeroasele corpuri de pegmatite orientate aproximativ E-W.

Primele cercetări asupra pegmatitelor se datoresc geologilor austro-ungari. În 1951 G h e r a s i (R. 1951) se ocupă într-un raport geologic detaliat de studiul pegmatitelor, descriind forma de zăcămînt, compoziţia mineralogică şi răspîndirea zonelor cu lentile de pegmatit.

S u p e r c e a n u (1957) într-o lucrare asupra pegmatitelor din Banatul de est descrie şi un filon din regiunea Tîlva-Băuţar, filon în care s-au întîlnit cîteva minerale cu elemente rare : beril, floroapatit şi schörlit. S u p e r c e a n u consideră pegmatitele ca fiind legate genetic de masivele granitice.

Zona cu pegmatite din Valea Fierului-Băuţar se continuă la sud de valea Bistra spre Poiana Mărului şi Crîşma, însumînd o lungime de peste 35 km.

Pegmatitele sînt cantonate în complexul paragnaiselor cu biotit, orizontul superior, în zona unde acest orizont conţine şi numeroase intercalaţii de roci amfibolice.

După compoziţia mineralogică, asociaţii petrografice, textură şi structură s-au putut separa mai multe grupe de pegmatite : pegmatite cuarţo-plagioclazice cu muscovit asociate cu gnaise granitoide şi gnaise aplitice ; pegmatite cuarţo-plagioclazice cu microclin, muscovit, biotit,

Institutul Geologic al României

granat şi turmalină; pegmatite cuarţo-plagioclazice cu biotit, disten şi turmalină.

Pegmatite cuarţo-plagioclazice cu muscovit asociate cu gnaise granitoide şi gnaise aplitice. Aceste pegmatite se caracterizează prin minerale cristalizate mărunt, în granule de 2-3 cm Ø, ajungînd pînă la micropegmatite, trăsătură care le apropie de gnaisele aplitice cu care de altfel sînt asociate.

Strînsa lor legătură cu gnaisele granitoide şi cu gnaisele aplitice şi trecerea gradată de la un tip de rocă la celălalt, forma cît şi paragenezele, ne fac să credem că dezvoltarea lor a avut loc pe seama gnaiselor aplitice, în zone preferenţiale unde posibilitatea de creştere metasomatică a cristalelor era favorizată, fie de zone de fisurare intensă, fie de existenţa unor crăpături mari.

Pegmatite cuarţo-plagioclazice cu microclin, muscovit, biotit. Feldspatul potasic se recunoaşte uşor de celelalte minerale datorită culorii roz. Masa principală a pegmatitului este formată din cuarţ, albit, microclin şi muscovit. Muscovitul apare diseminat sub forma unor cristale mărunte, lamelare, cu dimensiuni subcentimetrice. Aceste pegmatite se întîlnesc pe valea Micota, valea Vacii şi afluenţii din dreapta ai văii Cernii.

Pegmatite cuarţo-plagioclazice cu microclin, muscovit, biotit, granat şi turmalină. În această grupă au fost incluse majoritatea pegmatitelor care au fost exploatate pentru muscovit. Acestea formează un aliniament destul de continuu, urmărit din valea Bistra, pînă la Valea Fierului.

Pegmatitele sînt localizate în orizontul superior al complexului paragnaiselor cu biotit, în zona cu şisturi feldspatizate şi cu gnaise lineare, pe flancul sudic al sinformului Băuţar-Criva.

Majoritatea corpurilor pegmatitice au forme de filoane cu grosimi ce variază de la cîţiva centimetri la 7-8 m şi lungimi de ordinul decimetrilor pînă la ordinul zecilor de metri. Ele sînt dispuse concordant cu şistozitatea rocilor cristaline. Creşterea pegmatitelor a avut loc în spaţii libere şi apoi extinderea lor s-a făcut prin presiunea exercitată de forţa de cristalizare a blastelor nou formate (pegmatite de dilatare), Ramberg (1952).

S-au întîlnit şi cazuri cînd filoanele sînt ramificate, datorită cristalizării pe fisuri uşor discordante faţă de şistozitatea metamorfică (fig. 22).

Frecvent apar pegmatite lentiliforme şi cuiburi de pegmatite crescute prin împingerea laterală, plastică a şisturilor înconjurătoare (pegmatite concreţionare) (fig. 23).

Mineralele principale din această grupă sînt reprezentate prin: cuarţ-plagioclaz-microclin-muscovit-biotit; ca accesorii apare turmalina neagră, granatul, berilul şi hornblenda.

Mineralele sînt larg cristalizate muscovitul putînd atinge dimensiuni de 10/20 cm, granatul de 3-5 cm, berilul de 5-10 cm etc.

Pegmatite cuarţo-plagioclazice cu biotit, disten şi turmalină. Aceste pegmatite au fost găsite numai în două

Institutul Geologic al României

puncte: pe versantul nordic al văii Bistra în dreptul localităţii Băuţar şi în blocuri pe pîrîul Nedelcului.

La Băuţar, pegmatitele apar sub forma unor lentile concordante cu dimensiuni mici la care s-a observat următoarea structură zonară: la exterior o zonă formată din feldspat, cuarţ, biotit şi muscovit cu o struc-

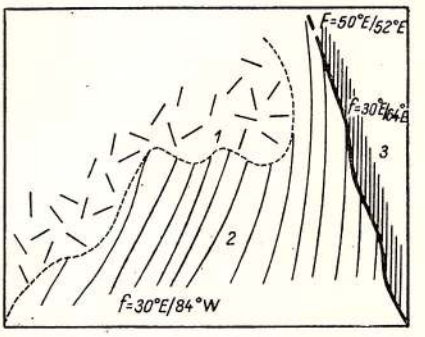


Fig. 22. — Amfibolite retezate de pegmatite.
1, pegmatite; 2, amfibolite; 3, micașisturi muscovito-biotitice F = falie, f = foliație. Frontul galeriei 1, Barzu, Valea Fierului.
Amphibolites sectionnées par des pegmatites.
1, pegmatites; 2, amphibolites; 3, micaschistes muscovito-biotitiques. F = faille, f = foliation. Front de la galerie no.1, Barzu, Valea Fierului.

tură aplitică, această zonă face trecerea de la roca-gazdă (paragnaise cu biotit) la pegmatitul propriu-zis.

Zona mediană este formată dintr-o bandă subţire în care se dezvoltă cristale centimetrice de biotit, apoi o bandă cu feldspat, avînd structură

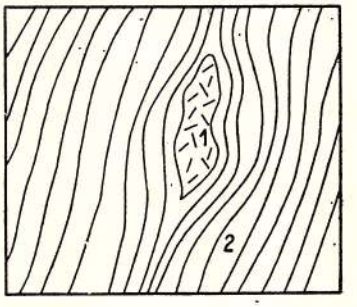


Fig. 23. — Lentilă de pegmatit (1) în gnaise biotitice (2). Valea Fierului.
Lentille de pegmatite (1) dans des gneiss biotitiques (2). Valea Fierului.

pertitică, asociat cu cuarţ şi turmalină neagră. Din această bandă se dezvoltă cristale de disten (pl. I, fig. 1).

Zona centrală este alcătuită dintr-un nucleu de cuarţ, opalin, în care se dezvoltă dezordonat, uneori radiar, cristale prismatice de disten. Distenul are o culoare cenuşie-albăstruie, dezvoltîndu-se în cristale cu dimensiuni de 10-12 cm (pl. I, fig. 2).

Genetic, aceste pegmatite sînt legate de condiţii de metamorfism mai avansat.

R a m b e r g consideră pegmatitele cu corindon şi sillimanit din Montana ca reprezentînd segregaţii bogate în aluminiu provenit din pachetul de sedimente, care prin recristalizare şi metasomatoză au condus la formarea acestui tip de pegmatite.

Institutul Geologic al României

Prezenţa distenului în pegmatite metasomatice, formate în condiţiile granitizării, demonstrează posibilitatea cristalizării acestuia în condiţii normale, fără participarea stressului.

În aceste condiţii distenul ar putea lua naştere în urma transformării muscovitului prin următoarea reacţie :

muscovit→microclin + disten + H_2O.

Posibilitatea unor astfel de reacţii a fost demonstrată pentru formarea unor pegmatite cu corindon de către R a m b e r g .

Referindu-ne în general la geneza acestor „pegmatite" este greu să le asemănăm cu pegmatitele formate în timpul proceselor magmatice.

Datorită acestor motive sîntem de părere că folosirea termenului de pseudopegmatite propus de S c h n e i d e r h ö h n (1961) ar fi mult mai adecuat pentru caracterizarea unor astfel de roci.

Pegmatite discordante

Pegmatitele discordante sînt foarte reduse ca răspîndire şi aparţin din punct de vedere genetic de tipul dilaţional. Ele au fost întîlnite la vîrful Milu şi pe Valea Fierului.

Din punct de vedere mineralogic aceste pegmatite sînt constituite din feldspat potasic, biotit şi muscovit.

Prezenţa pegmatitelor discordante, în care sînt conservate elemente structurale moştenite de la roca-gazdă, pledează în favoarea originii

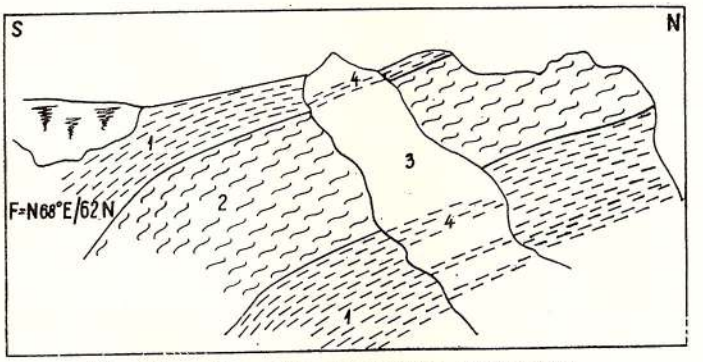


Fig. 24. — Pegmatite discordante. Vîrful Milu.

1, paragnaise cu biotit; 2, gnaise granulare biotito-muscovitice; 3, pegmatite calco-alcaline cu muscovit; 4, paiete de biotit care se continuă nederanjate în pegmatite.

Pegmatites discordantes. Sommet de Milu.

1, paragneiss à biotite; 2, gneiss granulaires biotito-muscovitiques; 3, pegmatites chalco-alcalines à muscovite; 4, paillettes de biotite qui se continuent sans être dérangées en pegmatites.

metasomatice a acestora. Faptul că benzile de biotit din paragnaise se continuă cu aceeaşi orientare prin pegmatitul discordant sugerează ideea unei înlocuiri parţiale a componentelor paragnaiselor fără deranjarea texturală a rocii-gazdă (fig. 24).

Institutul Geologic al României

Ca rezultat al acestor observaţii, pegmatitele din partea de sud a masivului Poiana Ruscă se pot grupa genetic în două categorii: cele concordante rezultate ca urmare a unui proces de segregaţie metamorfică cu predominarea feldspatului calcosodic şi cele discordante, rezultate în urma unor procese de metasomatoză potasică în paragnaisele cu biotit.

Skarne de reacţie

În zona cu feldspatizare intensă, dintre Băuţar şi Criva la contactul dintre aplite pegmatitice, pegmatite şi gnaisele granitoide cu calcare cristaline şi cu amfibolite, iau naştere roci de contact caracterizate prin parageneze mineralogice deosebite de cele formate în timpul metamorfismului regional.

S-au recunoscut următoarele tipuri petrografice: calcare cu piroxeni şi magnetit, calcare cu diopsid şi scapolit şi amfibolite cu piroxeni.

Calcare cu piroxeni şi magnetit. În partea de est a masivului pe Valea Fierului şi pe valea Floruşului, la contactul pegmatitelor calco-alcaline cu intercalaţii de calcare cristaline, s-a observat prezenţa unei zone de skarne de reacţie cu magnetit. Pe Valea Fierului dezvoltarea zonei de skarne de reacţie a atras atenţia cercetătorilor (Hotz, 1909) datorită mineralizaţiei cu magnetit.

Studiul în secţiuni subţiri a indicat prezenţa următoarelor parageneze mineralogice: diopsid-calcit; diopsid-granat-calcit şi diopsid-calcit-magnetit.

Calcare cu diopsid şi scapolit. Roca se găseşte pe un mic afluent drept al văii Bistra între Băuţarul superior şi Bucova. Aici în şisturile cuarţitice cu biotit se întîlneşte o intercalaţie subţire de calcare. Aspectul de skarn este evident. La microscop se observă că roca este formată din cristale largi de calcit deformate mecanic şi concrescute cu plaje largi de diopsid, granule neregulate sau rotunjite de scapolit şi plaje neregulate de plagioclaz.

Scapolitul prezintă următoarele constante optice: este uniax negativ, $c = Np$, $N = 1{,}58$, $Ng - Np = 0{,}025$. După aceste constante se pare că scapolitul este un mizzonit.

După Sundius (citat de Dear, Howie, Zusmann, 1965) scapolitele calcice se pot dezvolta în calcare şi în timpul metamorfismului regional. Asocierea scapolitului cu diopsid, în cazul descris de noi, ne conduce la concluzia că este de origine pneumatolitică. Formarea lui ar putea fi pusă în legătură cu fenomenul general de metasomatoză alcalină caracteristică ultrametamorfismului.

Amfibolite cu piroxeni. Amfibolite cu piroxeni au fost întîlnite în cîteva locuri sub formă de intercalaţii subţiri în gnaise biotito-muscovitice pe valea Barzului, pîrîul Mărului şi valea Micota.

Amfibolitele cu piroxeni sînt constituite din hornblendă, plagioclaz şi diopsid. Hornblenda de culoare verde în cristale prismatice intim concrescute nu permite dispunerea între ele decît a rarelor cristale de piroxen incolor şi de calcit. În hornblenda care în secţiune bazală are contururi

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA

idiomorfe, sînt incluse granule de titanit, de ilmenit cu aureole de leucoxen, de apatit, zircon şi rutil. Structura şi textura rocii sînt caracteristice rocilor formate în condiţii de temperatură ridicată, proprii zonelor profunde de metamorfism.

Substanţe minerale utile asociate formaţiunilor proterozoice şi infracambriene

În şisturile mezometamorfice de vîrstă proterozoică şi infracambriană sînt cunoscute substanţe minerale utile reprezentate prin minereuri de fier, minereu piritos şi pegmatite cu muscovit.

Minereuri de fier. Minereurile de fier se întîlnesc în şisturile cristaline din sudul masivului Poiana Ruscă sub forma unor lentile cu dimensiuni reduse, situate la 3 nivele stratigrafice, dintre care două sînt în complexul paragnaiselor cu biotit, orizontul magmatogen-detritogen superior şi unul în complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice.

Ipoteza originii sedimentogene a minereurilor de fier din Poiana Ruscă a fost emisă încă din 1936-1938 de către Codarcea şi Petrulian (R. 1949), fiind confirmată de cercetările geologice ulterioare (Maier et al., 1969) în zona centrală a masivului, între Teliuc şi Vadu Dobrii.

Aceeaşi origine sedimentogenă a fost atribuită de Ghika-Budeşti (R. 1949) şi de Maier et al. (R. 1962) pentru minereurile de fier din şisturile mezometamorfice ale masivului.

Stadiul actual de cunoaştere a zăcămintelor de fier din Poiana Ruscă a făcut posibilă descifrarea condiţiilor de formare a acestora şi stabilirea zonelor favorabile acumulării lor în şisturile cristaline.

Cercetările au pus în evidenţă faptul că peste tot în masivul Poiana Ruscă, minereul de fier este asociat cu şisturi tufogene sau tufitogene şi cu ortoamfibolite (R. 1962) la anumite nivele stratigrafice.

Acest fapt a condus la ideea originii exalative a fierului, care s-a depus apoi sub forma unui sediment marin, în mod analog cu formarea zăcămintelor de fier din cuvetele de la Lahn şi Dill.

În şisturile mezometamorfice, lentilele de magnetit se găsesc în două complexe, asociate cu numeroase intercalaţii de roci amfibolice dintre care cel puţin o parte sînt de origine eruptivă. Această asociaţie caracterizează magmatismul iniţial ofiolitic, ale cărui produse au fost ulterior metamorfozate în condiţiile faciesului almandin-amfibolitic.

În regiunea Băuţar-Bucova-Lunca Cernii se cunosc cîteva lentile de magnetit în următoarele puncte: la Băuţarul inferior în apropiere de pîrîul Mînii; la Valea Fierului, pe pîrîul Căpriorului, pîrîul Mărului şi pe muchia dintre ele; în versantul drept al Văii Fierului, la vîrful Cuptorului şi la Faţa Turcului în versantul stîng al văii Lacuri.

Aceste iviri se găsesc în axul şi pe cele două flancuri ale sinformului Băuţar-Criva, în complexul paragnaiselor cu biotit, orizontul magmatogen superior, la două nivele diferite: zăcămintele de la Băuţar, pîrîul Mărului şi vîrful Cuptorului se găsesc la un nivel inferior, iar cele de la Faţa Turcului la un nivel superior.

Institutul Geologic al României

Ivirile din valea Stîrminosu şi de pe afluenţii acestuia : pîrîul Lupului, pîrîul Băuţărănesc, Pîrîul lui Ştefan, apar în axul şi pe cele două flancuri ale antiformului Voislova-Silvaş. Şi aici lentilele de magnetit sînt asociate cu roci amfibolice din nivelul superior, ca şi ivirile de la Faţa Turcului.

Minereul este de obicei masiv, alteori stratificat în păturele alterne alcătuite din magnetit şi gangă. De cele mai multe ori în condiţii subaeriene minereul devine sfărîmicios, pulverulent.

În secţiuni lustruite se observă clar stratificaţia iniţială dată de alternanţa păturelelor constituite din magnetit, pirită şi cuarţ. Uneori apare asociată calcopirita (valea Stîrminosu), alteori sideritul (Băuţarul inferior).

Asociaţii mineralogice : magnetit-cuarţ-feldspat-almandin ; magnetit-siderit ; magnetit-siderit-pirită şi magnetit-pirită-calcopirită.

În complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice se cunosc mici iviri de siderit pe valea Ableului şi versantul drept al văii Muierilor ; iviri de siderit şi ankerit la Taţa şi valea Cornului şi cuarţite sideritice la obîrşia văii Ţebea.

Aceste roci sînt constituite din carbonaţi şi silicaţi de fier, calciu şi magneziu, ce conduc la asociaţii de tipul : calcit-ankerit-siderit-dolomit-cuarţ.

Din grupa oxizilor, în acest complex, se numără ivirile de magnetit diseminat în şisturi cristaline la NW de vîrful Mladin şi pe creasta dintre văile Bulineasa şi Tăutul. Aici magnetitul asociat rocilor amfibolice apare diseminat. Nu se cunosc acumulări de genul lentilelor cu magnetit întîlnite la nivelul complexului paragnaiselor cu biotit.

Asocierea în acest complex a minereului de fier cu ortoamfibolitele, ne determină să-i atribuim aceeaşi origine exalativ-sedimentară.

M i n e r e u p i r i t o s . În partea sud-estică a masivului, la Boiţa, în şisturile cristaline ale complexului şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice se întîlnesc minereuri piritoase.

Mineralizaţia cu pirită şi sulfuri complexe este localizată la nivelul unui calcar silicios, lentiliform, urmărit prin lucrări miniere şi cercetări de teren pe tot flancul sudic al antiformului Voislova-Silvaş, între valea Măşcaşului şi bazinul Streiului.

Calcarul silicios se situează spre partea bazală a complexului.

Grosimea zonei mineralizate variază la diferite orizonturi de la cîţiva centimetri pînă la 3 metri. Grosimea medie nu depăşeşte în general 0,4 m.

Minereul are un aspect masiv, alteori orientat pînă la rubanat. În zonele rubanate se observă o alternanţă intimă de benzi cuarţitice cu sericit şi benzi de pirită, cutate împreună, atît la scara metrilor cît şi la cea a centimetrilor. Aceste observaţii indică faptul că pirita şi rocile asociate au fost sedimentate împreună şi apoi metamorfozate şi cutate în aceeaşi fază orogenă.

La microscop pirita se prezintă ca un mozaic alcătuit din cristale idiomorfe şi hipidiomorfe, în benzi alungite orientate pe direcţia şistozităţii metamorfice. Alteori pirita prezintă un aspect rubanat, sugerat de

Institutul Geologic al României

alternanţa păturelelor alcătuite din pirită cu păturele alcătuite din cuarţ sau din cuarţ şi calcit.

O caracteristică a minereului este dată de aspectul cataclazat al cristalelor de pirită, aspect rezultat în urma spargerii cristalelor şi reorientării lor în plane paralele cu şistozitatea metamorfică. Această cataclazare se datoreşte probabil unor mişcări sincrone fazei de retromorfism surprinsă la scara întregului masiv în şisturile cristaline proterozoice.

Minereul, pe lîngă pirită care reprezintă 90% din totalul mineralelor, mai conţine blendă (cca 4%), galenă (sub 1%) şi cu totul întîmplător calcopirită.

Blenda, al doilea mineral ca importanţă, se întîlneşte în cristale mărunte, în plaje şi filonaşe. În minereu blenda se întîlneşte de obicei în zonele rubanate. Calcopirita apare în special spre partea de est a zăcămîntului de la Boiţa, unde pirita devine mai rară.

Analizele chimice efectuate au identificat prezenţa aurului, argintului şi germaniului.

Mineralizaţiile cu blendă, galenă şi calcopirită reprezintă o fază mai nouă, de natură hidrotermală, oglindită prin circulaţiile de galenă pe fisuri, prin cimentarea piritei zdrobite cu galenă prin formele de corodare a piritei de către blendă şi a relaţiilor între cristale formate în etape diferite (pirită-blendă-galenă-calcopirită) (Zimmermann et al., R. 1964).

Aceste aspecte, precum şi prezenţa geodelor tapisate cu minerale de gangă pe lîngă observaţiile microstructurale demonstrează o origine mixtă a zăcămîntului de la Boiţa.

Peste minereul piritos de natură sedimentogenă se suprapune o fază hidrotermală care regenerează zăcămîntul. Această fază hidrotermală poate fi legată de existenţa unor corpuri eruptive subcrustale mai noi localizate în apropierea limitei dintre şisturile cristaline şi sedimentarul bazinului Haţeg. În această zonă sînt cunoscute linii importante de fractură, care au putut favoriza punerea în loc a corpurilor eruptive care să genereze soluţii hidrotermale în zona zăcămîntului sedimentogen piritos de la Boiţa.

Pegmatite cu muscovit. Asociat proceselor de feldspatizare (anatexie şi migmatism) la nivelul complexului paragnaiselor cu biotit sînt cunoscute în Poiana Ruscă de sud, pegmatite cu muscovit, exploatabile.

Cîmpul pegmatitic este localizat într-o zonă alungită cu direcţia NE-SW, delimitată între Băuţar şi Valea Fierului. Această zonă se continuă şi la sud de valea Bistrei, spre Poiana Mărului.

Exploatările actuale ale pegmatitelor cu muscovit sînt situate pe Valea Fierului şi la Băuţar pe valea Micota.

Pegmatitele se întîlnesc în lentile sau filoane concordante şi discordante cu şistozitatea metamorfică.

Institutul Geologic al României

Dimensiunea filoanelor şi a lentilelor de pegmatite exploatabile sînt foarte variate : grosimea poate creşte de la cîţiva centimetri pînă la 3-5 m. De asemenea lungimea lentilelor este de ordinul metrilor pînă la a zecilor de metri.

Ciclul caledonian

Stratigrafia şi petrografia şisturilor paleozoic-inferioare. În zona Tincova, la sud de valea Vălişoara şi pe pîrîul Fierului peste orizontul inferior al complexului paragnaiselor cu biotit se dispune un pachet de şisturi muscovitice cu porfiroblaste de plagioclaz, pe care îl atribuim Paleozoicului inferior.

Am arătat că partea inferioară a stivei de şisturi epimetamorfice din munţii Poiana Ruscă, subiacentă complexului şisturilor tufogene bazice şi al şisturilor grafitoase, devoniene, reprezintă probabil formaţiuni mai vechi şi anume paleozoic-inferioare.

Reamintim că dintre complexele stratigrafice ale cristalinului epimetamorfic din zona nordică a masivului Poiana Ruscă, am atribuit Paleozoicului inferior şi complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene şi complexul şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice.

Complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit

În literatura geologică anterioară, aceste şisturi reprezentate predominant prin micaşisturi cu porfiroblaste de albit sînt cunoscute ca şisturi mezozonale retromorfozate (Giuşcă et al., 1956). Ulterior au fost separate ca un complex retromorfozat al mezozonei, în raporturi tectonice cu paragnaisele din nord (Neacşu et al., R. 1961).

Cercetările recente au stabilit că raporturile dintre şisturile muscovitice cu porfiroblaste de oligoclaz şi paragnaise sînt raporturi discordante, de transgresiune.

Complexul şisturilor micacee cu porfiroblaste de oligoclaz este alcătuit din şisturi muscovitice, uneori sericito-cloritoase, în care se dispun neuniform porfiroblaste de oligoclaz. În intercalaţii mai puţin frecvente se întîlnesc şisturi cuarţitice cu biotit, cuarţite şi şisturi muscovitice cu almandin.

Rocile au în general o culoare cenuşie, cenuşie-verzuie, un luciu satinat, structura granolepidoblastică şi textură şistoasă. În majoritatea cazurilor sînt constituite din cuarţ (45 — 66%), plagioclaz acid (7 — 19%), muscovit (15 — 25%), biotit (10 — 20%) şi minerale opace (0 — 2%), pe lîngă care se asociază frecvent almandinul şi mai rar mineralele accesorii reprezentate prin zircon, apatit şi turmalină.

Feldspatul plagioclaz se dezvoltă porfiroblastic, incluzînd numeroase cristale de biotit, muscovit, cuarţ şi turmalină, ceea ce îi conferă un aspect poikilitic. Conţinutul în anortit este de cca 15%, caracterizînd un oligoclaz.

În celelalte regiuni de aflorare ale complexului (Locva, Brebu şi altele) caracterul predominant albitic al plagioclazului ne-a determinat să-i atribuim complexului denumirea, în general cunoscută de „complex

Institutul Geologic al României

al şisturilor cu porfiroblaste de albit", cu toate că la Tincova şi în alte părţi feldspatul plagioclaz este reprezentat printr-un oligoclaz.

Cuarţul împreună cu plagioclazul alcătuiesc benzi cu un aspect pavimentos. Biotitul este de cele mai multe ori cloritizat, pe cînd granatul se dezvoltă în cristaloblaste relativ proaspete, străbătute de crăpături fine.

Parageneze : cuarţ-oligoclaz-muscovit-biotit şi cuarţ-oligloclaz-muscovit-biotit-almandin.

Stiva de roci, ce alcătuieşte complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit reprezintă o serie terigenă, pelito-psamitică metamorfozată în condiţiile faciesului de şisturi verzi, subfaciesul cuarţ-albit-epidot-almandin.

Ciclul varisc

Stratigrafia şi petrografia şisturilor cristaline paleozoice medii şi superioare. În ciclul varisc includem partea superioară a stivei cu şisturi epimetamorfice, cunoscute în zona mediană şi nordică a munţilor Poiana Ruscă.

Cartarea amănunţită a acestor formaţiuni însoţită de orizontarea stratigrafică şi completată cu date de vîrstă, obţinute prin determinări microfloristice a permis separarea unor entităţi stratigrafice corespunzătoare principalelor etape în litogeneza şi magmatogeneza geosinclinalului varisc.

Reconstituirea evoluţiei acestor etape a fost posibilă prin descifrarea aspectelor petrografice actuale (M a i e r et al., 1968, 1969 ; K r ä u t n e r et al., 1969), marcate de începutul şi desfăşurarea activităţii unui magmatism bazic iniţialitic, concomitent cu recifogeneza în Devonianul inferior şi mediu ; activitatea unui magmatism predominant acid în Devonianul superior, iar spre finele ciclului, după un moment epirogenic, începutul unei transgresiuni în Carboniferul inferior.

Transgresiunea carbonifer-inferioară este bine evidenţiată în regiunea dintre Tomeşti şi Roşcani, unde direct peste produsele magmatismului bazic (la sud de Poieni) şi peste cele ale magmatismului acid, metamorfozate (la est de valea Dobra) se dispun filite sericito-cloritoase (pl.XV).

Stratigrafic, stiva de sedimente paleozoice medii şi superioare a fost separată în patru complexe ce se urmăresc din bază astfel :

Complexul şisturilor grafitoase ;
Complexul şisturilor tufogene bazice ;
Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide ;
Complexul filitelor sericito-cloritoase.

În zona mediană vestică a masivului (Nădrag-Ruschiţa) se întîlnesc numai primele trei complexe citate.

Complexul şisturilor grafitoase

Spre partea bazală a stivei de şisturi epimetamorfice de pe valea Negrii (Ruschiţa) se separă un pachet de şisturi terigene, sericito-clori-

Institutul Geologic al României

toase pigmentate cu grafit. Poziția stratigrafică și prezența pigmentului grafitos ne-a determinat să atribuim aceste pachete de șisturi complexului șisturilor grafitoase.

Limita superioară a complexului nu este trasată riguros; ea se urmărește sub un nivel de șisturi clorito-sericitoase cu intercalații de roci tufogene și lentile cu minereu de fier (sud de valea Negrii).

Limita inferioară a complexului nu o cunoaștem, fiind acoperită de formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană.

Șisturile complexului se întîlnesc la vest de valea Ruschița pe dealul Morminți și Dealul Negru.

Rocile cele mai răspîndite în cadrul complexului sînt șisturile muscovito-cuarțitice cu biotit și șisturile sericito-grafitoase.

Șisturile muscovito-cuarțitice cu biotit sînt roci foioase cenușii-argintii, uneori verzui, datorită cloritului. În alte cazuri pigmentul grafitos conferă o culoare negricioasă șisturilor muscovitice cu o cristalinitate mai scăzută.

Paragenezele caracteristice sînt date de asociațiile: cuarț-albit-muscovit ± almandin; cuarț-albit-sericit-grafit.

Partea superioară a complexului include intercalații rare de șisturi tufitogene, verzi caracterizate prin asociațiile petrografice: cuarț-albit-epidot-actinot-calcit.

Treapta de metamorfism care a afectat complexul șisturilor grafitoase în regiune este mai ridicată decît în restul masivului și corespunde subfaciesului cuarț-albit-epidot-almandin al faciesului de șisturi verzi.

Complexul șisturilor tufogene bazice

Faza principală de manifestare a magmatismului inițialitelor bazice din Devonian caracterizează prin produsele sale complexul șisturilor tufogene bazice.

Complexul șisturilor tufogene bazice se dispune concordant peste complexul inferior. Limitele între care se înscriu șisturile tufogene și tufitogene împreună cu rocile intrusive bazice metamorfozate în masivul Poiana Ruscă sînt variabile. Acest fapt a determinat subdivizarea relativ diferită a complexului în funcție de regiunea cercetată (Maier et al., 1964, 1968, 1969; Kräutner et al., 1969).

În regiunea dintre Ruschița și Nădrag, adoptăm subdiviziunile separate în anul 1964 (Pavelescu et al., 1964) la Ruschița.

Complexul șisturilor tufogene bazice include două momente paroxismale ale activității extrusive vulcanice, alterne cu două momente de sedimentare predominant terigenă, separate astfel:

Orizontul tufogen inferior;
Orizontul terigen intermediar;
Orizontul tufogen superior;
Orizontul terigen superior.

La Ruschița, prin descifrarea unei structuri inverse (anticlinalul culcat al Nădragului), repartizarea spațială a orizonturilor stratigrafice nu mai corespunde cu orizontarea anterioară (Pavelescu et al.,

Institutul Geologic al României

1964). Între cele două interpretări structurale diferite, rămîn totuşi posibile corelări stratigrafice în unele compartimente tectonice. Sînt corelabile orizontul tufogen inferior în compartimentul Ruschiţa şi valea Lupului, orizontul terigen intermediar pe valea Afinarul Mic şi orizontul tufogen superior pe Pîrîul cu Raci, vîrful Boul şi cursul superior al văii Afinarul Mare.

Orizontul tufogen inferior. În acest orizont se întîlnesc pachete compacte de roci vulcanice extrusive, metamorfozate, reprezentate prin şisturi tufogene şi tufitogene. Acestora li se asociază curgeri submarine de lave bazice metamorfozate.

Orizontul tufogen inferior se dispune concordant peste şisturile complexului grafitos şi este acoperit de şisturile cuarţitice ale orizontului terigen intermediar. Rocile orizontului tufogen inferior se întîlnesc pe valea Morii şi valea Padeşului, la Ruschiţa, pe pîrîul Lupului şi valea Negrii, pe valea Fîntînilor şi la Tincova.

Partea inferioară a orizontului, mai terigenă, cuprinde la sud de valea Negrii şisturi muscovito-cloritoase cuarţitice cu lentile de minereu de fier. Partea superioară este alcătuită dintr-o asociaţie caracteristică de roci tufogene, amfibolice cu calcare marmoreene.

Rocile tufogene sînt reprezentate prin şisturi amfibolice, amfibolite, şisturi amfibolo-epidotice cu biotit şi almandin, şisturi amfibolo-epidotice cu clorit.

Fracţiunea terigenă este alcătuită din şisturi cuarţito-biotitice, şisturi muscovito-biotitice-cuarţitice, şisturi clorito-muscovitice calcaroase.

Calcarele marmoreene sînt deschise pe Pîrîul cu Raci şi la Ruschiţa unde exploatarea lor se face în carieră. Spre vest orizontul calcaros se subţiază continuu, reîntîlnindu-se ca intercalaţii cu grosimi metrice pe pîrîul Lupului, valea Negrii, valea Fîntînilor, valea Cornetului, valea Costenicului şi Valea Mică.

Asociat orizontului tufogen inferior se cunosc pe pîrîul Lupului şi valea Negrii, lentile cu minereu oxidic şi carbonatic de fier.

O trăsătură caracteristică, mineralogică a şisturilor tufogene este dată de dezvoltarea ulterioară, blastică a unei noi generaţii de amfibol, în cristale prismatice, dispuse fascicular (hornblendegarbenschiefer) şi de biotit crescut discordant faţă de şistozitatea metamorfică (querbiotit).

Parageneze : albit-hornblendă-epidot-calcit ; cuarţ-albit-hornblendă-epidot-biotit-almandin ; cuarţ-albit-muscovit-biotit şi cuarţ-albit-muscovit-clorit.

Şisturile cristaline ale orizontului tufogen inferior au fost metamorfozate în condiţiile subfaciesurilor cu almandin şi biotit ale faciesului de şisturi verzi.

Orizontul terigen intermediar. În acest orizont includem şisturile terigene încadrate între două pachete groase de şisturi tufogene bazice. Şisturile cristaline incluse în acest orizont sînt reprezentate prin şisturi

Institutul Geologic al României

cuarţitice brune, şisturi cuarţitice negricioase cu biotit şi spessartin, şisturi clorito-sericitoase cu almandin şi intercalaţii subţiri de şisturi actinolitice şi calcare cristaline.

Succesiunea completă a şisturilor din orizontul terigen intermediar o întîlnim numai pe valea Afinarul Mare, în rest datorită compartimentărilor tectonice orizontul terigen se regăseşte parţial pe valea Lupului, valea Varniţa şi pe Pîrîul cu Raci. În partea vestică a masivului orizontul terigen intermediar alcătuieşte o bandă cu o grosime mai redusă între valea Fîntînilor şi valea Tincoviţa.

În sectorul Pîrîul cu Raci, orizontul este limitat spre sud de un plan tectonic, limita lui superioară fiind situată în baza unui nivel discontinuu de roci porfirogene acide (metatufuri riodacitice). Pe Pîrîul cu Raci orizontul este alcătuit din şisturi cuarţitice sericito-cloritoase cu biotit şi o intercalaţie de calcare albe. În zona văii Varniţa acesta este alcătuit din şisturi cuarţito-albitice cu sericit şi clorit, şisturi cuarţitice cenuşii în care apar intercalaţii subţiri de şisturi actinolitice, tufogene. Limita cu orizontul superior tufogen este situată la partea superioară a unui nivel de cuarţite feldspatice, brunii, probabil în parte de origine endogenă. Aceleaşi asociaţii, la care se adaugă mai multe intercalaţii de cuarţite, se întîlnesc pe valea Afinarul Mare şi pe valea Afinarul Mic. Pe valea Fîntînilor orizontul terigen intermediar se caracterizează în plus prin prezenţa mai multor nivele de şisturi cuarţitice negre. Cu aceleaşi caractere, şisturile orizontului terigen se întîlnesc pe Valea Mică şi valea Tincoviţei. În axul sinformului de la Nădrag orizontul terigen intermediar este reprezentat prin şisturi cuarţitice muscovito-biotitice cu almandin.

Orizontul tufogen superior. Cel de-al doilea moment paroxismal vulcanogen al iniţialitelor bazice devoniene a fost separat stratigrafic în Poiana Ruscă ca orizont al şisturilor tufogene superioare.

Orizontul tufogen superior este alcătuit din metatufuri bazice, asociate cu lentile de minereu de fier, şisturi terigene şi calcare. Orizontul a fost separat pe Pîrîul cu Raci, vîrful Boul, la partea superioară a pîrîului Lupului, la Ruschiţa şi spre vest pe valea Cornetului, valea Tincoviţa şi Valea Mare, precum şi la Nădrag în axul sinformului Crivina-Nădrag.

Pe Pîrîul cu Raci orizontul şisturilor tufogene începe printr-un nivel lentiliform de roci porfirogene, cuarţifere, căruia i se asociază lentile cu minereuri de fier, calcare cristaline şi metatufuri bazice clorito-epidoto-albitice.

Stiva de roci se continuă cu calcare cristaline, şisturi cuarţitice clorito-sericitoase $\pm$ biotit, şisturi clorito-sericitoase satinate ş.a. La partea superioară se separă un nivel reper de calcare albe, mai larg cristalizate.

O asociaţie asemănătoare este întîlnită la vîrful Boul, unde din bază se trece de la un cuarţit alb-bruniu, la şisturi tufogene clorito-epidotice, satinate în care apar lentile cu magnetit. La vîrful Boul în foraje a fost întîlnită succesiunea completă a şisturilor din orizont împreună cu calcarele cristaline mai larg recristalizate situate la partea lui superioară (P a v e l e s c u et al., 1964).

Institutul Geologic al României

Succesiunea se menţine cu aceeaşi constituţie petrografică pe valea Afinarul Mare şi creasta dintre valea Afinar şi pîrîul Lupului.

Spre partea vestică a regiunii, pe valea Cornetului orizontul tufogen superior este constituit dintr-o succesiune de roci amfibolice şi calcare cristaline. În masa şisturilor actinolito-cloritice uneori calcaroase sînt intercalate nivele subţiri de calcare albe. Ca şi la Ruschiţa partea superioară a orizontului este limitată de un nivel reper, relativ continuu de calcare albe, asociate cu un şist actinolitic, metadoleritic.

La sud de valea Cornetului rocile orizontului tufogen superior sînt intens afectate de procese pirometasomatice şi hidrotermale generate de intruziunile corpurilor de banatite. În această regiune, intercalaţiile amfibolice şi calcarele cristaline au fost recunoscute şi în enclave prinse în granodioritul masiv de la Jdioara.

În partea nordică a regiunii, în sinformul Crivina-Nădrag peste orizontul terigen intermediar se separă orizontul tufogen superior. Petrografic, reperul care a condus la separarea acestui orizont a fost dat de recunoaşterea asociaţiei caracteristice de la partea lui superioară, alcătuită din calcarul alb şi metadolerite.

Spre nord şi vest (în zona anticlinalului culcat de la Nădrag) sedimentarea avea aspecte diferite datorate în mare parte restrîngerii activităţii vulcanismului bazic. Sedimentarea terigenă este însoţită aici numai de cîteva depuneri de tufuri bazice, amfibolice şi de calcare cristaline cu grosimi reduse. Intercalaţiile de roci amfibolice apar sporadic pe afluenţii din dreapta ai Văii Mari. Limita cu orizontul superior se face prin intermediul nivelului de calcare de la Nădrag, asociate pe Valea Mare cu şisturi actinolitice. Şisturile amfibolice au un aspect deosebit datorită dispunerii în fascicole a amfibolului (hornblendegarbenschiefer) a cărui dimensiune poate atinge 12-15 mm.

Asociaţiile mineralogice sînt diferite de cele întîlnite în estul regiunii datorită condiţiilor de metamorfism mai ridicat care a afectat sedimentele iniţiale. Asociaţiile mineralogice din estul regiunii, la nivelul orizontului tufogen superior sînt caracterizate prin : cuarţ-albit-clorit-sericit ; cuarţ-albit-epidot-clorit ± biotit ; şi cuarţ-albit-epidot-biotit ; pe cînd cele din vestul masivului includ asociaţiile : cuarţ-albit-muscovit-clorit ; cuarţ-albit-muscovit-biotit-almandin ; şi albit-epidot-hornblendă-biotit-almandin.

În acest orizont treapta de metamorfism creşte de la subfaciesul cu biotit la subfaciesul cu almandin, în cadrul faciesului de şisturi verzi.

Orizontul terigen superior. Peste orizontul tufogen superior se dispune în continuitate de sedimentare un pachet de şisturi terigene în care apar frecvent intercalaţii de roci tufogene. În zona mediană a masivului acest pachet de roci a fost separat ca orizont inferior al complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare (M a i e r et al., 1964).

Avînd în vedere continuitatea activităţii vulcanice extrusive cu aceleaşi caractere şi frecvenţa uneori mare a şisturilor tufogene la acest nivel stratigrafic, considerăm mai adecuată atribuirea lui la partea supe-

Institutul Geologic al României

rioară a complexului şisturilor tufogene bazice, ca un orizont terigen cu caractere de tranziţie spre stiva superioară.

Cartografic, orizontul terigen superior a fost separat în sectorul Ruschiţa, pe valea Morii, pe cursul superior al Pîrîului cu Raci, la Nădrag pe valea Cornetului, precum şi în sinformul Crivina-Nădrag şi în partea vestică a antiformului Jdioara-Padeş.

Pe o suprafaţă atît de vastă schimbările faciale, petrografice sînt evidente. Dacă pe valea Morii şi pe Pîrîul cu Raci, în cadrul acestui orizont frecvenţa şisturilor tufogene este destul de mare spre vest, ca şi în celelalte orizonturi, caracterul terigen devine predominant. Caracterul terigen este accentuat la Nădrag, unde asociaţiile petrografice sînt reprezentate prin şisturi cuarţitice sericito-cloritoase ± biotit, şisturi cuarţitice muscovitice cu biotit, şisturi muscovito-cloritoase cu biotit şi almandin, şisturi cuarţitice cu biotit şi almandin şi calcare cristaline.

Şisturile cristaline ale acestui orizont sînt metamorfozate progresiv de la est spre vest, în condiţiile celor trei subfaciesuri (clorit, biotit, almandin) ale faciesului de şisturi verzi.

Cu orizontul terigen superior se încheie succesiunea de şisturi ce alcătuieşte complexul şisturilor tufogene bazice şi în acelaşi timp prima fază a erupţiilor magmatice bazice iniţiale în geosinclinalul paleozoic.

Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide

Acest complex cu o compoziţie petrografică relativ monotonă ocupă toată partea nord-vestică a regiunii cercetate. Complexul este bine deschis pe valea Nădrag şi afluenţii acestuia, pe valea Nădrăgelu, pe culmea Padeşului şi în bazinul de recepţie a văii Padeşului (Ruschiţa).

Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide, la nord de falia de încălecare dintre Nădrag şi Ruschiţa se dispune normal peste complexul subiacent, iar la sud de această fractură complexul ocupă o poziţie inversă în axul antiformului Jdioara-Padeş şi în cel al sinformului Crivina-Nădrag.

În compartimentul sudic, complexul este predominant reprezentat prin şisturi terigene pelito-psamitice metamorfozate în condiţiile faciesului de şisturi verzi. În această regiune se întîlnesc şisturi cuarţitice, muscovitice cu biotit şi almandin. Cu cît ne deplasăm spre est de valea Cornetului, almandinul dispare treptat, ca la est de confluenţa dintre valea Cîrlionţu şi Gosta să dispară şi biotitul. În această regiune afundarea antiformului este vestică, deci cu cît mergem spre est, spre zonele mai profunde cu atît se întîlnesc formaţiuni mai slab metamorfozate. Menţionăm că poziţia anormală a unor şisturi mai puternic metamorfozate, peste şisturi mai slab metamorfozate a fost pusă în evidenţă încă din anul 1953, de către G i u ş c ă et al. (1956).

În acelaşi complex şisturile epimetamorfice sînt reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase, mai mult sau mai puţin cuarţitice, la care se adaugă pe alocuri pigmentul grafitos (valea Nădrăgelu, valea Padeşului). Şisturile bogate în clorit sînt destul de rare, mai frecvente sînt intercala-

Institutul Geologic al României

ţiile de şisturi cuarţitice albe cu sericit, pe culmea principală de la vîrful Dăii (considerate de K r ă u t n e r et al. R. 1964, metatufuri keratofirice) şi cuarţite negre pe afluenţii din dreapta ai văii Nădrăgelu. O intercalaţie de cuarţite şistoase se urmăreşte de asemenea în zona axială a antiformului Jdioara-Padeş sub vîrful Socet. Rocile carbonatice sînt mai frecvente în apropierea dolomitului de Luncani, pe valea Padeşului (Ruschiţa). Spre vest frecvenţa calcarelor scade considerabil, întîlnindu-se numai sub forma unor intercalaţii subţiri între Dîmbu cu Fier şi vîrful Haiducului precum şi la nord de vîrful Socet.

O nouă fază a magmatismului iniţial se manifestă concomitent cu sedimentarea complexului şi este reprezentată prin veniri de porfire metamorfozate (metaporfire granodioritice), în bazinul hidrografic al văii Nădrag şi prin silluri de metadolerite la nord de valea Nădrăgelu.

Asociaţiile mineralogice caracteristice acestui complex sînt date de : cuarţ-albit-biotit-almandin ; cuarţ-albit-biotit-clorit şi cuarţ-albit-sericit -clorit ± grafit.

Ca şi în cazul complexului subiacent, variaţiile condiţiilor de metamorfism sînt pregnante, crescînd în intensitate de la est spre vest şi de la nord spre sud. Şisturile cristaline ale complexului au fost metamorfozate în toate cele trei subfaciesuri ale faciesului de şisturi verzi.

Magmatismul iniţial paleozoic (devonian)

Două dintre complexele stratigrafice descrise în cadrul formaţiunilor paleozoice medii şi superioare sînt caracterizate prin produsele unei activităţi magmatice, bazice şi acide.

În complexul şisturilor tufogene şi în complexul şisturilor sericitocloritoase cu porfiroide o mare parte din roci reprezintă roci eruptive extrusive bazice, respectiv intruziuni de roci acide (porfiroide) şi subordonat intruziuni de roci bazice, metamorfozate.

Asociaţiile petrografice din complexul şisturilor tufogene sînt asemănătoare cu cele din Devonianul mediu în facies renan, caracterizat prin erupţii submarine de roci bazice însoţite de formarea minereurilor de fier.

Spre deosebire de ciclul prebaicalian cu un magmatism mai complet (iniţialite bazice şi ultrabazice, granitoide sincinematice) ciclul varisc include produsele magmatismului iniţial, separat în două faze : o fază caracterizată chimic prin vulcanite bazice şi una incluzînd predominant vulcanite acide (K r ă u t n e r et al., 1969).

Evoluţia magmatismului iniţial devonian se poate urmări în tabelul 8.

Faza I a magmatismului bazic

Într-o primă perioadă de activitate a magmatismului iniţial rocile sînt reprezentate preponderent prin extruziuni de tufuri bazice cărora li se asociază uneori, lave bazice şi lave acide.

Primele tufuri metamorfozate, în stiva paleozoică, sînt semnalate la partea superioară a complexului şisturilor grafitoase, sub forma unor mici intercalaţii de şisturi tufogene şi tufitogene bazice.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Evoluția magmatismului inițial devonian în regiunea Nădrag-Ruschița

Vîrsta	Faza	Etapa	Caracter chimic	Tipul de rocă	Forma de zăcămînt	Minereuri și roci utile asociate
Devonian mediu	Faza I	Etapa I	Magmatism bazic	Metatufuri bazice asociate cu lave bazice, metadoleritice	Strate silluri	Magnetit, hematit, siderit
				Serpentinite	Corpuri intrusive	Talc
		Etapa a II-a		Metatufuri bazice, subordonat, porfirogene acide (metatufuri cuarțifere)	Strate	Magnetit, hematit
Devonian superior	Faza a II-a		Magmatism acid	Metaporfire granodioritice	Silluri Corpuri intrusive, dyke-uri	
				Metatufuri acide, subordonat metadolerite	Strate	

Orizontarea stratigrafică a stivei superioare, alcătuită predominant din roci tufogene bazice, a permis stabilirea poziției geometrice a principalelor momente în evoluția magmatismului bazic (M a i e r et al., 1964, 1968; K r ă u t n e r et al., 1969).

La nivelul orizontului tufogen inferior se recunoaște astfel un moment paroxismal al activității vulcanice reprezentat prin extruziuni de tufuri bazice și subordonat prin curgeri de lave bazice. Un al doilea moment paroxismal se situează la nivelul orizontului tufogen superior, fiind alcătuit din tufuri bazice și tufuri acide metamorfozate. În acest fel, faza I a magmatismului bazic se subdivide în două etape situate la nivelul celor două orizonturi tufogene.

Etapa I are un caracter predominant extrusiv, fiind însoțită în partea vestică a masivului de frecvente curgeri de lave bazice. Ea este însoțită de o metalogeneză specifică, sedimentar-vulcanogenă cu carbonați de fier (valea Lupului, valea Negrii).

Etapa a II-a se succede după o scurtă întrerupere a vulcanismului, la nivelul orizontului tufogen superior și este reprezentată prin intruziuni de roci bazice la partea superioară a orizontului terigen intermediar, nivele lenticulare de metatufuri acide la baza orizontului tufogen superior, asociate cu minereuri oxidice de fier (Pîrîul cu Raci) și metatufuri bazice însoțite cu minereuri carbonatice și oxidice de fier (Pîrîul cu Raci, vîrful Boul, cursul superior al văii Afinar).

Institutul Geologic al României

Faza a II-a a magmatismului acid

Această fază cuprinde o a doua perioadă de activitate a magmatismului iniţial, caracterizată prin produse vulcanice efuzive şi tufuri acide metamorfozate.

A doua fază, a magmatismului acid, se situează la nivelul complexului şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide (Devonian superior).

Rocile efuzive acide se întîlnesc din baza complexului pînă la partea lui superioară. Ele sînt reprezentate prin varietăţi diferite de porfiroide acide şi metatufuri acide, în partea vestică a masivului întîlnindu-se metaporfire granodioritice (M a i e r et al., 1967) şi metatufuri acide (K r ă u t n e r et al., 1969), subordonat acestea sînt însoţite de curgeri de lave bazice metadoleritice (valea Nădrăgelu).

Faza a II-a a magmatismului acid este însoţită numai în partea nord-estică a masivului de o metalogeneză specifică, hidrotermală cu sulfuri complexe (K r ă u t n e r, 1967).

Petrografia rocilor metaeruptive devoniene

Rocile rezultate din activitatea celor două faze ale magmatismului iniţialitelor varisce sînt reprezentate în regiunea studiată prin metatufuri bazice, metatufite bazice, metatufuri acide, metadolerite, metaserpentinite şi metaporfire granodioritice.

M e t a t u f u r i ş i m e t a t u f i t e b a z i c e. Metatufurile bazice alcătuiesc în cea mai mare parte orizonturile tufogene ale complexului şisturilor tufogene bazice. Acestea sînt caracterizate prin următoarele parageneze : hornblendă verde-albăstruie-epidot-albit-cuarţ ; hornblendă verde-albăstruie-epidot-albit-biotit-cuarţ ; actinot-epidot-clorit-albit-calcit -cuarţ şi clorit-albit-calcit-cuarţ.

Rocile tufogene bazice, în funcţie de poziţia lor, au fost supuse unor condiţii diferite de metamorfism mai intens spre partea inferioară a stivei şi spre sud-vestul regiunii cercetate. Astfel se explică parageneze diferite rezultate din aceeaşi rocă iniţială, la nivele diferite. Rocile tufogene situate în orizontul tufogen inferior au fost metamorfozate în condiţiile subfaciesului cu almandin al faciesului de şisturi verzi. În asociaţiile mineralogice ale acestui orizont sînt caracteristice minerale idiomorfe reprezentate prin granat şi hornblendă albastră (pîrîul Lupului, valea Negrii, valea Fîntînilor, valea Bucatelor). Şisturile tufogene din orizontul superior conţin asociaţii reprezentate prin actinot-epidot-zoizit-albit şi clorit-albit-cuarţ, specifice subfaciesurilor cu biotit şi clorit ale faciesului de şisturi verzi.

Şisturile tufogene, în cele mai multe cazuri, prezintă tranziţii spre roci mixte, rezultate din amestecul în timpul sedimentării cu material terigen.

Fracţiunea terigenă este reprezentată de granule de cuarţ, feldspat şi în zonele apropiate de recifi, cum e cazul în apropierea dolomitului de Luncani, de o mare cantitate de calcit şi uneori pigment grafitos. În aceste condiţii iau naştere şisturi amfibolo-actinolitice, biotitice cu calcit,

Institutul Geologic al României

alcătuite din păturele alterne de amfibol cu albit şi cuarţ şi de calcit, cuarţ, biotit şi albit (valea Morii, valea Negrii, valea Fîntînilor ş.a.).

O altă caracteristică a şisturilor tufogene şi tufitogene este dată de prezenţa permanentă a magnetitului, în granule idiomorfe sau hipidiomorfe, participînd la alcătuirea rocii în procente cuprinse între 2-12%.

Compoziţia modală (%) a unor metatufuri bazice din Poiana Ruscă

	Proba nr. 4008	Proba nr. 5002
	Valea Fîntînilor	Valea Morii
Cuarţ	9,7	15,5
Feldspat	14,6	7,5
Hornblendă	40,2	46,5
Epidot	9,0	5,8
Biotit (clorit)	—	5,8
Calcit	20,0	7,8
Apatit	—	0,4
Minerale opace	7,2	7,2

Susceptibilitatea magnetică deosebită a şisturilor tufogene dată de magnetit este una din cauzele principale ale anomaliilor magnetice ce se suprapun peste acestea.

Îmbogăţirea locală în magnetit, diseminat, în unele cazuri conduce la acumulări care ar putea prezenta interes economic (valea Iazuri).

Metatufuri acide. Prezenţa metatufurilor acide la nivelul complexului şisturilor tufogene bazice este semnalată de Kräutner et al. (1969), care deosebesc cuarţite albitice cu sericit asociate zăcămintelor de carbonaţi de fier.

Metatufurile acide alcătuiesc la Ruschiţa (Pîrîul cu Raci) un nivel lentiliform, în baza orizontului tufogen superior. Acestea prezintă o textură slab orientată şi o structură granoblastică, culoarea lor fiind cenuşie-brunie. Sînt constituite dintr-o masă echigranulară, orientată, alcătuită din cuarţ, albit, calcit şi magnetit, în care apar dispersate fenocristale, uneori cu contururi idiomorfe, alteori uşor rotunjite de albit, maclat complex (pl. IV, fig. 2).

Compoziţia modală (%) a unui metatuf acid (riodacitic) din Poiana Ruscă

	Proba nr. 5212
	Pîrîul cu Raci
Fenocristale:	—
Cuarţ	37,05
Feldspat plagioclaz	5,50
Calcit	1,70
Muscovit	0,63
Biotit (clorit)	2,13
Epidot + zoizit	0,20
Apatit	0,05
Minerale opace	6,80
Masa fundamentală	45,90

Institutul Geologic al României

Biotitul muscovitul, şi epidotul sînt formate sinmetamorfic uneori pe fisuri. Carbonatul are un pronunţat caracter ferifer, recunoscut şi după alteraţiile specifice, limonitice, ceea ce conferă culoarea brunie acestor roci.

Metadolerite. La nivelul orizontului tufogen inferior tufurile bazice sînt însoţite de curgeri de lave bazice, recunoscute după relicte structurale caracteristice (structură doleritică).

Ele prezintă o textură rubanată şi o structură granonematoblastică, în părţile intens şistoase, precum şi resturi din vechea structură doleritică, recunoscută după dispunerea divergentă a cristalelor de hornblendă verde-albăstruie, în ale căror interstiţii se dispun cristale de plagioclaz maclat polisintetic.

Mineralele sinmetamorfice sînt reprezentate prin clinozoizit, epidot, clorit, calcit, cuarţ şi albit.

În timpul proceselor de metamorfism hornblenda verde trece spre o hornblendă albăstruie cu un pleocroism scăzut.

În teren, datorită asocierii intime a lavelor bazice cu tufurile respective metamorfozate sînt dificile separaţii cartografice între aceste două roci.

Prezenţa lavelor bazice metamorfozate, în cele mai multe cazuri a fost decelată numai prin studiul microscopic.

Compoziţia modală (%) a unui metadolerit din valea Bucatelor

Proba nr. 7612

Feldspat plagioclaz	14,6
Hornblendă	31,0
Epidot	28,7
Cuarţ	0,5
Biotit	0,6
Clorit	14,6
Apatit	1,4
Minerale opace	8,0

În orizontul tufogen superior al complexului şisturilor tufogene bazice se întîlnesc metadolerite, asociate cu calcare la limita superioară a orizontului (Valea Mare).

Metaserpentinite. La nivelul orizontului terigen intermediar al complexului şisturilor tufogene bazice au fost întîlnite la Ruschiţa în două puncte corpuri mici de metaserpentinite. Aceste corpuri sînt localizate pe pîrîul Lupului şi pe pîrîul Afinarul Mic. Roca iniţială serpentinitică de culoare verde intensă este transformată într-o rocă talcoasă în apropierea contactului cu corpuri intrusive banatitice (pl. IV, fig. 3).

În nord-vestul masivului Poiana Ruscă magmatitele metamorfozate ale fazei a II-a a magmatismului acid sînt reprezentate prin metaporfire granodioritice, metatufuri acide şi subordonat prin metadolerite.

Metadoleritele fazei a II-a a magmatismului acid. Rocile eruptive bazice metamorfozate în regiunea dintre Nădrag şi Hăuzeşti se întîlnesc în şisturile epimetamorfice pe afluenţii din dreapta

Institutul Geologic al României

ai văii Nădrăgelu unde alcătuiesc două corpuri paralele, concordante cu şistozitatea metamorfică. Roca bazică prezintă structură ofitică, textură masivă, în partea centrală a corpului nordic şi slab orientată în părţile periferice ale corpului nordic şi în cel sudic (M a i e r, S o l o m o n, 1967).

Mineralele componente sînt oligoclaz-andezinul, amfibolul, biotitul, zoizitul (epidot), cloritul, sericitul, calcitul şi mineralele accesorii, titanomagnetitul şi apatitul.

Plagioclazul prezintă contururi idiomorfe, este zonat şi maclat polisintetic, păstrînd uneori o dispoziţie ofitică. Adesea este puternic ciuruit de actinot, clorit, sericit şi zoizit (pl. V, fig. 2). Zoizitul, concentrat de obicei în nucleul plagioclazului, este orientat în direcţia alungirii lui şi urmăreşte dispoziţia ofitică a acestuia. Cantitatea mare de zoizit sugerează că plagioclazul iniţial era destul de bazic. Interstiţiile dintre plagioclazi sînt ocupate, pe lîngă mineralele femice, de albit de neoformaţie şi calcit. Compoziţia medie a plagioclazului, determinată pe indivizi nezonaţi este de cca 25-30 % An.

În unele secţiuni, plagioclazul prezintă structuri de dezamestec, rezultat al condiţiilor de metamorfism regional. Fenomenul este sincinematic, ceea ce rezultă din faptul că în interiorul unui asemenea plagioclaz structurile de dezamestec descriu cute microscopice (pl. V, fig. 1).

Amfibolul, o hornblendă verde comună, ocupă spaţiile dintre cristalele alungite ale plagioclazilor sau este concrescut cu acesta. Nucleul hornblendei este uneori ocupat de un agregat de biotit brun, în foiţe mici orientate diagonal pînă la paralel faţă de clivajele amfibolului. Tot paralel cu clivajele amfibolului şi numai în porţiunile biotitizate se înşiră numeroase granule de titanit. Hornblenda poate fi parţial actinolitizată sau complet cloritizată. În acest din urmă caz se obţine un agregat de clorit care păstrează conturul mineralului iniţial, străbătut de şiruri paralele de granule de titanit şi de titanomagnetit.

Biotitul este secundar, format pe seama hornblendei, pe care o înlocuieşte parţial sau total începînd din centru spre periferie, păstrînd contururile cristalografice ale mineralului primar. În parte este cloritizat, fenomen care afectează şi hornblenda, în special în porţiunile periferice ale ei, unde începe să se desfacă pe clivaj în prisme lungi şi înguste de actinolit. Biotitizarea amfibolului şi saussuritizarea plagioclazului au avut loc înaintea metamorfismului regional.

Cloritul este mai abundent în porţiunile marginale ale corpului de metadolerit, unde hornblenda este aproape complet actinolitizată. Din fenocristalele de hornblendă se desprind la extremităţi bucăţi scămoşate care la rîndul lor se desfac în prisme izolate de actinolit. În jurul acestui agregat de actinolit, în care cu greu se mai recunoaşte forma cristalografică iniţială, întîlnim uneori o aureolă keliphitică de clorit. Procesul de cloritizare este cu atît mai intens, cu cît roca prezintă mai evidente urme de zdrobire şi tinde spre un aspect de pîslă de clorit şi actinolit (cu predominarea primului) în care continuă să se destrame resturi de hornblendă, iar plagioclazul îşi pierde contururile, trecînd în albit. Roca începe să se reorganizeze şi textural, adaptîndu-se condiţiilor

Institutul Geologic al României

de metamorfism. Textura ofitică inițială nu mai rămîne decît sub formă de relicte, care dispar şi ele pe măsura transformării întregului plagioclaz în albit.

Dintre mineralele secundare amintite, albitul prezintă un început de sericitizare, titanitul şi titanomagnetitul apar sub formă de şiraguri în amfibolul transformat sau între granulele celorlalte minerale sub formă de plajă largă de titanomagnetit cu contururi neregulate înconjurate de o aureolă îngustă de titanit.

În rezumat se poate spune că doleritul a suferit următoarele transformări: în faza magmatică inițială, cristalizarea amfibolului titanifer pe seama piroxenului (din piroxen n-au rămas relicte; fenomenul poate fi presupus după habitusul amfibolului) şi recristalizarea plagioclazului bazic într-unul intermediar.

Transformările hidrotermale legate de magmatismul inițial sînt biotitizarea amfibolului titanifer şi saussuritizarea plagioclazului intermediar.

În timpul metamorfismului regional, amfibolul rămas trece parțial în actinolit; cloritizarea unei părți a amfibolului şi a biotitului; albitizarea parțială a plagioclazului intermediar; sericitizarea incipientă a albitului.

TABELUL 9

Metadolerite (afluent drept al văii Nădrăgelu)

	Proba nr. 10	Proba nr. 6151
SiO_2	44,60	46,52
Fe_2O_3	7,23	5,30
FeO	5,22	5,22
Al_2O_3	17,04	18,30
MnO	0,14	0,10
CaO	5,70	6,94
MgO	11,60	8,20
Na_2O	3,94	4,35
K_2O	0,47	1,16
H_2O	3,20	3,37
	99,14	99,46

Valorile Niggli		
	Proba nr. 10	Proba nr. 6151
si	94	106,4
al	21,2	24,7
fm	57,3	47,0
f	12,9	16,9
alk	8,9	11,3
k	0,09	0,15
mg	0,63	0,59
qz	−42	0,22
c/fm	0,22	0,36

Transformările suferite de rocă în timpul magmatismului (faza hidrotermală) şi apoi în timpul metamorfismului regional se reflectă în chimismul şi în compoziția mineralogică cantitativă a rocii actuale.

După valorile Niggli, tipul magmatic căruia îi aparține roca este femic, bazic, sărac în alcalii şi sărac pînă la normal în *c*. Aceste caracteristici corespund unei magme gabbrodioritice pînă la gabbroidă. Valorile *c* relativ scăzute față de tipurile magmatice amintite pot fi destul de bine explicate prin transformările suferite de rocă, în special prin biotitizarea amfibolului şi saussuritizarea plagioclazului bazic cu eliberarea CaO,

Institutul Geologic al României

care este consumat în parte prin formarea zoizitului, iar în parte a cristalizat sub formă de calcit. Nu-i exclus ca o parte din acest CaO să fi fost îndepărtat în soluţie.

TABELUL 10

Compoziţia modală (%)			Compoziţia mineralogică calculată din analize	
Proba nr. 14	Proba nr. 6151		Proba nr. 6151	Proba nr. 10
Plagioclaz (An_{25})	44,6	31,0	39,6 (An_{20}) (23 % Ho)	41,3 (An_{13})
Amfibol	30,3	31,2	35,0 (12 % Glph)	2,90
Biotit	—	4,5	10,9 (20 % FeBi)	4,5
Zoizit	5,1	20,0	9,6	17,2
Clorit	16,5	4,0	3,0 (amezit)	27,5
Sericit	2,9	3,4	—	—
Calcit	—	4,5	—	—
	0,6	1,2	5,6	7,7
Total	100,0	99,8	103,7	101,1
Deficit SiO_2			3,7	1,1

Comparînd compoziţiile mineralogice modale cu cele calculate din analizele chimice se constată o creştere a cantităţii de zoizit (calcit) în dauna plagioclazului, a cantităţii de clorit pe seama amfibolului şi a biotitului.

Metaporfire granodioritice. Aceste roci au o răspîndire mai mare decît metadoleritele, la sud de Hăuzeşti pe afluenţii din dreapta ai văii Nădrăgelu precum şi la sud de falia de încălecare de la Nădrag, unde în zona complexului şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide şi pînă spre partea lui superioară se întîlnesc corpuri cu dimensiuni diferite (afluenţii din dreapta ai văii Padeşului).

Megascopic, se observă într-o masă şistoasă cuarţito-clorito-biotitică fenocristale relicte de cuarţ albăstrui-violaceu şi de feldspat, putînd să atingă diametrul de 2 pînă la 10 mm. Faptul că fenocristalele de cuarţ pot fi uneori foarte mărunte, încît la o examinare fugară să nu fie observate, face posibilă confundarea rocii metaeruptive cu un şist cloritocuarţitic cu biotit. Descreşterea dimensiunii fenocristalelor de cuarţ se face gradual spre periferia corpurilor mari. Uneori caracterul metaeruptiv al rocii apare clar abia la microscop; în masa fundamentală cu textură şistoasă se observă fenocristale relicte caracteristice, din care frecvent nu se păstrează decît resturi corodate, rotunjite. Masa fundamentală cu textură şistoasă este formată preponderent din cuarţ, albit, muscovit, biotit şi clorit şi din granule mărunte, dar pe alocuri numeroase, de zoizit, fără a păstra relicte de minerale iniţiale. Dintre mineralele accesorii mai amintim sfenul şi rutilul, precum şi cristale rare de apatit.

Fenocristalele mari de cuarţ au forme lenticulare, extincţia ondulatorie, uneori sînt omogene, alteori mai puternic afectate în timpul meta-

Institutul Geologic al României

morfismului regional, cînd sînt constituite dintr-un agregat echigranular de cuarţ (pl. IV, fig. 4). De obicei sînt înconjurate de o aureolă de cuarţ fin granular, înconjurată la rîndul ei de muscovit. Destul de frecvent se observă fenomene de coroziune. În rocile puternic cataclazate, fenocristalele de cuarţ sînt laminate pînă la păturele paralele cu şistozitatea rocii. Fenomenul de corodare a fost însă mult mai intens la fenocristalele de plagioclaz care au forme rotunjite, neregulate, în care cu greu se mai poate recunoaşte forma cristalografică iniţială. Plagioclazul, de obicei maclat, are un conţinut relativ scăzut în anortit (10-15 % An); el conţine incluziuni extrem de fine de zoizit, mai numeroase de obicei în nucleul cristalului. Aglomerările de zoizit din plagioclaz sînt dispuse uneori, radial sau penat, alteori paralel cu planele de maclă. Orientarea zoizitului din oligoclaz nu are nimic comun cu orientarea şistozităţii rocii, ceea ce ne determină să credem că formarea lui pe seama plagioclazului, care iniţial era probabil mai bazic, a avut loc înaintea metamorfismului regional. Sericitizarea s-a produs în schimb probabil în timpul metamorfismului.

Feldspatul potasic reprezentat prin microclin şi ortoză este parţial albitizat (Schachbrettalbit). Fenomenul a avut loc, probabil, în faza hidrotermală a magmatismului iniţial, aşa cum a arătat Kräutner (R. 1963).

Mineralele melanocrate sînt reprezentate prin fenocristale relicte de biotit brun-oliv parţial cloritizat. În secţiunile bazale se observă structura sagenitică şi numeroase incluziuni idiomorfe de titanit şi apatit, precum şi granule opace, probabil de titanomagnetit; în secţiunile de birefringenţă maximă, granulele de titanomagnetit sînt înşirate paralel

TABELUL 11

Metaporfire granodioritice

	Proba nr. 3020	Proba nr. 28	Proba nr. 36
SiO_2	64,30	65,64	69,00
Al_2O_3	19,01	16,05	14,48
Fe_2O_3	3,46	2,27	0,62
FeO	3,12	3,64	3,75
MnO	0,07	0,14	0,10
gO	1,75	2,55	0,25
CaO	2,46	2,37	1,85
Na_2O	4,04	3,76	3,45
K_2O	2,01	2,44	3,76
TiO_2	—	—	0,62
P_2O_5	—	—	0,14
S	—	—	0,05
$H_2O^{+105°}$	0,87	0,15	0,35
$H_2O^{-105°}$	—	—	0,12
CO_2	—	—	0,97
Total	100,09	99,71	99,51

Institutul Geologic al României

cu clivajul. Biotitul este concrescut cu calcit şi cu clorit paralel cu clivajul. Aceste agregate amintesc prin contur secţiunea bazală a unui amfibol din care însă nu se păstrează relicte.

Pentru clasificarea acestei roci din cele trei analize chimice de care dispunem, au fost calculate valorile Niggli.

TABELUL 12

Parametrii Niggli

	Proba nr. 3020	Proba nr. 28	Proba nr. 36	Magmă trondjemitică-rapakiwitică-sodică (după Niggli)	Farsundit (după Tröger)
si	246	231	341	340	322
al	40,7	36,6	42,0	42,0	42,0
fm	29,6	33,4	19,5	20,0	19,5
c	9,8	9,8	9,8	8	15
alk	20,2	20,0	28,0	30,0	23,5
k	0,24	0,30	0,41	30,0	23,5
mg	0,33	0,30	0,09	0,30	0,46
ti	—	—	2,4	—	—
qz	25,0	51,0	—	—	—
c/fm	0,33	0,29	—	—	—

În general se poate spune că, după valorile Niggli, magma era acidă salică (pînă la izofal) intermediar alcalină, săracă în *c*. Aceste caractere sînt valabile şi pentru roca nr. 36, ale cărei valori Niggli însă nu permit o clasificare mai precisă; prin aceste valori, roca ar aparţine tipului de magmă granodioritică-farsunditică sau celui de magmă trondjemitică-rapakiwitică-sodică.

După chimism, roca aparţine tipului magmatic granodioritic (farsunditic), iar structura porfirică relictă indică destul de clar natura porfirică a rocii iniţiale, care poate fi considerată deci că a fost un porfir granodioritic.

Kräutner şi Kräutner (R. 1963) atrag atenţia asupra asemănării petrografice dintre această rocă şi porfiroidele de Pietrosul (pe care M. Savul et al., 1952, le consideră tot porfire granodioritice), interpretîndu-le însă drept keratofire cuarţifere afectate de transformări hidrotermale premetamorfice.

Comparînd compoziţia chimică, mineralogică şi valorile Niggli ale rocilor noastre cu ale keratofirelor cuarţifere din literatura geologică clasică, ajungem la concluzia că între ele sînt puţine asemănări.

Admitem însă că rocile metaeruptive de la nord de Nădrag, ca de altfel toate rocile metaeruptive din masiv, fac parte din provincia magmatică spilit-keratofirică.

Repartiţia faciesurilor metamorfismului regional în şisturile cristaline varisce

Metamorfozarea sedimentelor paleozoice la scară regională a avut loc în condiţiile faciesului de şisturi verzi.

Institutul Geologic al României

În coloanele stratigrafice ale şisturilor cristaline precambriene şi paleozoice din Poiana Ruscă de sud, se remarcă o evoluţie a metamorfismului regional, în sensul scăderii intensităţii acestuia, progresiv, în raport cu vîrsta sedimentelor metamorfozate.

Se poate vorbi deci, de prezenţa unei zone cu funcţiuni geosinclinale repetate (polimetamorfe) cu o mobilitate îndelungată în care seriile cristaline mai recente au luat naştere prin regenerarea domeniului geosinclinal.

Scăderea intensităţii metamorfismului s-ar putea explica printr-un proces de îmbătrînire progresivă, a ariei geosinclinale, datorat cratonizării parţiale, reflectată printr-o coborîre la adîncime mai redusă a sedimentelor în timpul proceselor de metamorfism mai noi.

În şisturile cristaline epimetamorfice din Poiana Ruscă, paralel cu scăderea intensităţii mesamorfismului pe verticală, a fost mai demult recunoscută şi o scădere a acestuia, pe orizontală, de la sud spre nord.

Variaţiile pe orizontală ale condiţiilor de metamorfism în cadrul aceluiaşi complex au fost desigur determinate în primul rînd de poziţia ocupată de sedimente în cadrul geosinclinalului. Aceste variaţii sînt în special, sesizabile la nivelul complexului şisturilor tufogene bazice între Ruschiţa şi Nădrag şi se pot urmări pe harta geologică a regiunii cu repartiţia faciesurilor metamorfice (pl. XIV).

În ansamblu, izogradele de metamorfism se suprapun peste structurile plicative ale şisturilor cristaline, într-un plan apropiar de planul şistozităţii metamorfice.

Şisturile cele mai intens metamorfozate se întîlnesc în complexele cu o poziţie actuală superioară şi aparţin subfaciesului cuarţ-albit-epidot-almandin.

Repartiţia regională a şisturilor metamorfozate în condiţiile subfaciesului cu almandin este legată de structura majoră inversă dintre Ruschiţa şi Nădrag. Şisturile mai intens metamorfozate se întîlnesc la Ruschiţa la nivelul complexului şisturilor grafitoase şi a părţii inferioare a complexului şisturilor tufogene bazice; orizontul tufogen inferior şi parţial orizontul terigen intermediar (valea Negrii). Spre W, între Tincova şi Nădrag, izogradul acestui subfacies se ridică în scara stratigrafică pînă la partea superioară a complexului şisturilor tufogene bazice şi uneori pînă la partea inferioară a complexului şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide (valea Padeşului) în sinformul Crivina-Nădrag şi pe flancul sudic al antiformului Jdioara-Padeş.

Treptat prin dispariţia almandinului, în stiva superioară, şisturile cristaline rămîn caracterizate prin prezenţa asociaţiilor din subfaciesul cu biotit al faciesului de şisturi verzi.

Izogradul cu biotit urcă pînă la partea superioară a orizontului terigen superior al complexului şisturilor tufogene bazice, la Ruschiţa (pîrîul Vulturi, Pîrîul cu Raci, valea Varniţa şi valea Afinarul Mare). Spre W în compartimentul de la Nădrag acest izograd se dispune peste şisturile cu granat în axul antiformului Jdioara-Padeş, în zona de afundare (zona de zero) de pe valea Cornetului. Stratigrafic acesta se situează la partea superioară a complexului şisturilor tufogene bazice

Institutul Geologic al României

și la partea inferioară a complexului șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide.

Izogradul cu clorit a faciesului de șisturi verzi se trasează de la partea superioară a complexului șisturilor tufogene bazice, la Ruschița sub vîrful Rusca, Pîrîul cu Raci, la S de vîrful Boul și pe valea Izvodia la Nădrag. Zona limitrofă nordică, în care se dispune complexul șisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide, conține formațiuni metamorfozate în condițiile subfaciesului cu clorit.

Metamorfozarea întregii stive de șisturi cristaline paleozoice medii a avut loc în timpul orogenezei varisce în două faze apropiate; bretonă și sudetă (M a i e r et al., 1968).

În timpul metamorfozării rocilor paleozoice în condițiile faciesului de șisturi verzi, șisturile cristaline vechi precambriene metamorfozate inițial în condițiile faciesurilor de mare adîncime, au suferit o readaptare metamorfică la scara regională a întregului masiv.

Retromorfismul varisc în șisturile prebaicaliene și baicaliene

Metamorfozarea șisturilor cristaline varisce a fost însoțită de o readaptare a șisturilor prebaicaliene și baicaliene la condiții scăzute de temperatură și presiune.

Șisturi intens retromorfozate se întîlnesc la S de falia Cinciș-Vadu Dobrii-Tincova, cantonate cu precădere la nivelul complexului paragnaiselor cu biotit. Aceleași șisturi intens retromorfozate se reîntîlnesc spre S în regiunea dintre Băuțar și bazinul Hațegului (pl. XIV).

Între Ruschița și Lunca Cernii se întîlnesc roci clorito-sericitoase, fin șistoase, în orizontul superior al complexului paragnaiselor cu biotit. Dispunerea acestor roci are loc relativ concordant cu șistozitatea inițială, fapt ce demonstrează că stressul varisc a acționat după aceeași direcție ca și în momentul formării șisturilor mezometamorfice. Deformarea mecanică, în paragnaise, sub acțiunea presiunii orientate, este materializată în zonele de maximă intensitate prin mărunțirea rocii inițiale. Deformarea mecanică a fost urmată de o recristalizare în condiții de temperatură și presiune scăzută, conducînd la apariția unor parageneze mineralogice reprezentate prin: cuarț-clorit-sericit, cuarț-clorit-biotit, cuarț-muscovit-biotit și cuarț-albit-epidot-actinot (pl. IV, fig. 1).

Rocile retromorfozate se recunosc după culoarea, în general, verzuie și o șistozitate foarte fină.

În cele mai multe cazuri retromorfismul are loc gradat încît la microscop sînt surprinse diferite stadii de transformare a rocilor inițiale. Dintre minerale, biotitul este cel mai instabil. Treptat acesta este înlocuit prin clorit, cu ace de rutil. Cînd roca conținea granat, acesta își mai păstrează uneori contururile fostelor granoblaste. Laminarea lor este însoțită în multe cazuri de aplatizarea granatului pe suprafețele noii șistozități.

Mineralele de temperatură și presiune mai ridicată; staurolitul și distenul sînt complet transformate. În cazul cînd s-au întîlnit relicte de staurolit, acestea se prezintă puternic fisurate și înlocuite printr-un agregat alcătuit din cuarț și sericit.

Institutul Geologic al României

Transformări similare se întîlnesc şi în rocile amfibolice unde mineralele melanocrate sînt înlocuite prin clorit, epidot şi actinot.

Prezenţa cu precădere a rocilor intens retromorfozate la nivele inferioare ale stivei de şisturi prebaicaliene denotă că aceste roci au fost supuse retromorfismului în poziţia pe care o au şi astăzi.

Fenomenul de retromorfism al şisturilor prebaicaliene şi baicaliene are un caracter general fiind întîlnit în întreaga zonă sudică a masivului Poiana Ruscă.

Substanţe minerale utile asociate formaţiunilor paleozoice

Ciclul tectono-magmatic varisc se caracterizează prin produsele unui magmatism iniţial dezvoltat. Produsele magmatismului bazic sînt localizate stratigrafic în complexul şisturilor tufogene bazice.

Cele mai importante zăcăminte de fier din masivul Poiana Ruscă sînt asociate formaţiunilor vulcanogen-sedimentare metamorfozate ale acestui complex. În complexul şisturilor tufogene bazice sînt cantonate de asemenea lentile cu şisturi talcoase şi nivele de calcare marmoreene exploatabile.

Zăcăminte de fier. Zăcămintele de fier sînt situate în complexul şisturilor tufogene bazice la două nivele stratigrafice diferite, corespunzătoare celor două orizonturi cu şisturi tufogene bazice.

Fiecare dintre aceste orizonturi se caracterizează printr-un tip de minereu predominant; orizontul inferior, prin acumulări de minereu carbonatic, iar cel superior prin minereuri predominant oxidice (Kräutner et al., 1969).

În partea centrală a masivului, în sectorul Ruschiţa-valea Negrii acumulări de minereuri de fier, uneori sub forma unor zăcăminte alteori numai ca iviri puţin importante, se întîlnesc în ambele orizonturi ale complexului şisturilor tufogene bazice.

Acumulări de minereuri de fier sînt cunoscute în primul orizont pe dealul Morminţi şi valea Negrii iar în orizontul superior pe Pîrîul cu Raci şi dealul Boul.

La W de valea Negrii absenţa unor acumulări de minereuri ferifere se datoreşte mai multor cauze : compartimentarea tectonică a şisturilor cristaline dintre izvoarele văii Negrii şi văii Fîntînilor, care deplasează spre S complexul şisturilor tufogene bazice şi le situează sub sedimentele bazinului Rusca Montană, spre W caracterele litologice ale complexului încep să fie schimbate, dezvoltîndu-se cu precădere faciesuri terigene în care acumulările ferifere sînt mult mai reduse.

Din punct de vedere tectonic zăcămintele de fier de la Ruschiţa sînt situate pe flancul invers al anticlinalului Nădrag. Ondulaţiile acestui flanc invers, mai puţin accentuate la Ruschiţa (antiformul Boul) şi mai dezvoltate la Nădrag (antiformul Jdioara-Padeş şi sinformul Crivina-Nădrag) includ în zonele axiale complexul şisturilor tufogene bazice împreună cu zăcămintele de fier.

Institutul Geologic al României

Zăcămintele de la Ruschița sînt situate pe un flanc monoclinal cu vergențe nordice, cu excepția zăcămîntului din dealul Boul situat în apropierea axului unui antiform.

Zăcămintele de pe Pîrîul cu Raci sînt situate numai în orizontul superior al complexului, începînd din baza orizontului unde acestea sînt asociate cu un nivel de tufuri riodacitice metamorfozate. Aici apar lentile cu magnetit care se mai întîlnesc și spre partea mediană a orizontului unde sînt asociate cu minereuri carbonatice-sideritice.

Minereurile de fier sînt afectate de procese hidrotermale asociate magmatismului banatitic, fiind transformate în multe cazuri în skarne cu magnetit, oligist și pirită.

Zăcămîntul din dealul Boul este situat în orizontul superior al complexului șisturilor tufogene bazice. Minereul este constituit ca și la Pîrîul cu Raci din magnetit, ancherit și siderit. Transformări ulterioare au condus la formarea de skarne cu magnetit, carbonați de fier, sulfuri complexe și silicați de fier.

La același nivel stratigrafic este situată și lentila de magnetit din dealul Afinarul Mare.

Zăcămintele din valea Negrii-dealul Negrii sînt constituite predominant din minereuri de fier carbonatice (siderit uneori asociat cu magnetit).

Zăcămintele sînt localizate în șisturi tufogene și tufitogene cu hornblendă albăstruie și cu almandin.

R o c i t a l c o a s e. Pe valea Lupului se cunoaște o lentilă de roci ultrabazice talcizate. Talcizarea a avut loc în urma transformărilor hidrotermale ale unor serpentinite datorită unor soluții silicioase, probabil generate de magmatitele banatitice.

C a l c a r e c r i s t a l i n e m a r m o r e e n e. Complexul șisturilor tufogene bazice conține numeroase intercalații lentiliforme de calcare cristaline-marmoreene. Cele mai importante lentile de calcare sînt situate în sectorul Ruschița unde exploatarea lor se face în carieră la zi.

În regiunea Nădrag, calcarele situate la partea superioară a orizontului tufogen inferior sînt exploatate în carieră.

EVOLUȚIA TECTONICĂ A ȘISTURILOR CRISTALOFILIENE DIN PARTEA SUDICĂ A MUNȚILOR POIANA RUSCĂ

Concepțiile asupra structurii masivului Poiana Ruscă și a locului pe care îl ocupă în edificiul structural al Carpaților Meridionali au evoluat în felul următor :

M u r g o c i (1919) considera masivul Poiana Ruscă ca zonă de rădăcină a pînzei getice. Mai tîrziu, în 1929, P o p e s c u - V o i t e ș t i considera zona epimetamorfică a masivului, ca aparținînd pînzei bucovinice, iar zona mezometamorfică o considera ca făcînd parte din pînza getică. S t r e c k e i s e n (1934) interpretînd relațiile epizonei cu mezozona atribuie prima, unității superioare a pînzei getice.

Institutul Geologic al României

Relaţiile zonei mezometamorfice cu zona epimetamorfică încep să fie precizate de către P a v e l e s c u (1954) în sensul că şisturile mezometamorfice încalecă peste şisturile epimetamorfice în lungul liniei tectonice Teliuc-Vadu Dobrii.

În mod asemănător interpretează P a v e l e s c u (1954) şi relaţiile anormale dintre şisturile amfibolice mai puternic metamorfozate de la gura văii Morii şi Pîrîul cu Raci (Ruschiţa) cu şisturile epimetamorfice de la obîrşia acestor văi.

Menţionăm că relaţiile anormale au fost interpretate pentru cele două zone de A l. C o d a r c e a, printr-o cută „à rebour".

Observaţii noi vin în sprijinul ideii relaţiilor tectonice dintre şisturile celor două zone. G i u ş c ă et al. (1956) constată că în împrejurimile Nădragului şisturile cu granaţi apar pe culmi în timp ce pe văi aflorează şisturi mai slab metamorfozate. Autorii emit ipoteza că şisturile mai puternic metamorfozate au fost şariate peste şisturile epimetamorfice. Împingerea a avut loc din sud spre nord.

În urma orizontării formaţiunilor cristalofiliene din regiunea Ruschiţa (1960-1961) şi a corelării lor cu complexele din zona mediană a masivului, s-a considerat că relaţiile amintite pot fi explicate printr-o structură în blocuri tectonice şi prin creşterea gradului de metamorfism din nord spre partea de sud a masivului (P a v e l e s c u et al., 1964). În aceeaşi idee au fost interpretate şi relaţiile de la Nădrag (K r ă u t n e r et al., 1969). Rezultatele cercetărilor noastre din 1961, (M a i e r, S o l o m o n, 1967), de la Nădrag, readuc în discuţie relaţiile inverse (sub aspect metamorfic). A fost pusă în evidenţă existenţa unui sinform (Crivina-Nădrag) în al cărui ax apar şisturi cu biotit şi almandin, urmat la sud de un antiform (Jdioara-Padeş) avînd în ax şisturi cu un grad mai scăzut de metamorfism. Ţinînd cont şi de datele microtectonice, am considerat că ne găsim în prezenţa flancului invers al unui anticlinal răsturnat spre N. Sinformul şi antiformul ar reprezenta cute secundare ale acestui anticlinal. Această interpretare a avut în vedere repartiţia anormală a faciesurilor metamorfice la Nădrag şi Ruschiţa şi faptul, remarcat cu prilejul prospecţiunilor foarte detaliate întreprinse în partea de est a cristalinului (R. 1965), că şi în formaţiunile mezometamorfice succesiunea metamorfică este inversă.

În anii următori (1962-1964) cartarea detaliată a întregii zone mezometamorfice a evidenţiat că sub aspect metamorfic, succesiunea este inversă în întreaga regiune.

Dat fiind caracterul regional al fenomenului, o interpretare în blocuri tectonice nu poate rezolva decît cel mult unele aspecte locale.

Interpretările posibile pe care le-am luat în considerare au fost analizate ţinînd cont de realităţile din teren. Considerăm că ipoteza asupra căreia ne-am oprit întruneşte majoritatea argumentelor.

Structuri plicative majore

P î n z a d e P o i a n a R u s c ă. În toate cutele majore cartate, succesiunea metamorfică este inversă, fapt pentru care am utilizat termenul

Institutul Geologic al României

de antiform şi sinform în sensul pe care îl au în literatura geologică modernă.

În zona mezometamorfică, la E de falia Cherghes-Ruschiţa se conturează trei cute majore :

a) Sinformul Maciova-Lunca Cernii, care se continuă probabil spre SW pe sub bazinul Rusca Montană, axa trecînd pe la N de Maciova unde de sub depozitele cretacic-superioare, reapare cristalinul supragetic cu înclinări mici spre N (pl. XII).

b) Antiformul Voislova-Silvaş cu flancurile simetrice între Voislova şi Cheile Cernii. De aici spre E cuta devine asimetrică, planul axial este înclinat spre N.

Datorită afundărilor axiale vestice, complexul mai slab metamorfozat care apare în axul antiformului este îmbrăcat periclinal, succesiv, de complexe cu un grad mai înalt de metamorfism.

c) La S urmează sinformul Băuţar-Ştei, cu flancurile aproape simetrice.

Direcţiile celor trei cute sînt aproximativ SW-NE cu variaţii pe unele porţiuni spre W şi E. Axele cutelor sînt paralele.

În zona axială a celor două cute sinforme apar gnaisele oculare şi paragnaisele cu sillimanit. Pe flancurile comune ale antiformului cu sinformele se dezvoltă sub gnaise oculare, orizontul amfibolic al complexului paragnaiselor cu biotit, în care sillimanitul apare în parageneză cu distenul.

Sub complexul paragnaiselor, urmează în zona periclinală a antiformului Voislova-Silvaş şi pe flancul vestic al sinformului Lunca Cernii complexul micaşisturilor cu almandin. Tot în zona periclinală şi pe flancul sudic al antiformului se individualizează sub complexul micaşisturilor cu almandin complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice. În axul antiformului apare complexul şisturilor cuarţitice sericitoase (cu aspect filitic).

Succesiunea metamorfică inversă este aşadar o regulă în partea sudică a masivului şi nu un fenomen local.

La scara aflorimentelor se observă uneori cute metrice, cu flanc invers (fig. 25, 26).

Considerăm că relaţiile inverse descrise pot fi interpretate în mod satisfăcător printr-o megacută anticlinală deversată spre N, în al cărei ax s-ar dezvolta gnaisele oculare şi din care s-a păstrat în Poiana Ruscă de sud doar flancul invers. Prin amploarea sa această structură are caracterul unei pînze de acoperire pe care am denumit-o „pînza de Poiana Ruscă" (pl. X, XV).

Antiformul Voislova-Silvaş şi cele două sinforme care îl flanchează la NW şi la SE sînt cute secundare ale pînzei de acoperire.

Un rest al flancului normal s-ar putea să-l reprezinte peticul de acoperire din Godeanu (?) unde, după cum a stabilit B e r c i a (comunicare verbală) succesiunea complexelor este normală.

Menţionăm că interpretarea prin blocuri tectonice, fie şi ipotetica, nu rezolvă problema deoarece oricum ar fi alese aceste blocuri, în fiecare din ele, succesiunea rămîne tot inversă.

Institutul Geologic al României

Anticlinalul culcat al Nădragului. Am amintit că, în regiunea Nădrag am cartat un sinform (denumit Crivina-Nădrag) şi un antiform (Jdioara-Padeş), pe care le-am interpretat ca ondulaţii secundare ale flancului invers al unui anticlinal răsturnat spre N—„anticlinalul Nădrag".

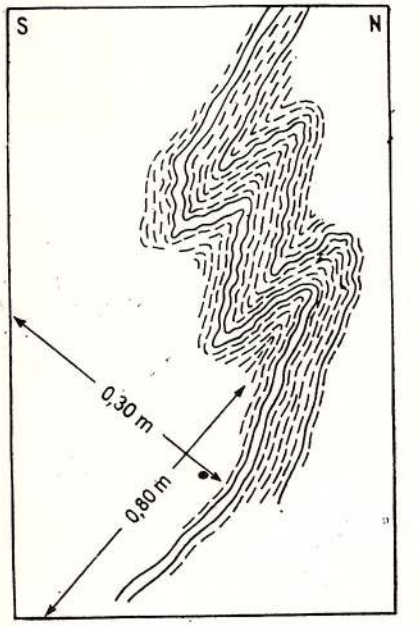


Fig.25. — Cută cu flancuri inverse. Valea Rea, afluent stîng al văii Cerna.
Pli aux flancs inverses. Valea Rea, affluent de gauche de la vallée de la Cerna.

Direcţia axelor acestor ondulaţii este WSW-ENE cu afundări axiale vestice. Local, cum ar fi la vest de Nădrag pînă la limita formaţiunilor cristalofiliene, afundările axiale sînt estice.

Pe flancul sudic al antiformului Jdioara-Padeş, structura este monoclinală, pînă la limita cu depozitele bazinului Rusca Montană.

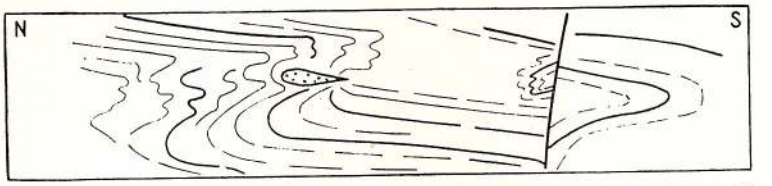


Fig.26. — Şist cuarţitic muscovito-biotitic cu intercalaţii mai şistoase. Flancuri inverse. Valea Ferigosului. Dimensiunile aflorimentului 10 m/2 m.
Schiste quartzitique muscovito-biotitique à intercalations plus schisteuses. Des flancs inverses. Vallée du Ferigosu. Les dimensions de l'affleurement : 10 m/2 m.

În regiunea Ruschiţa, cuta scaun pusă în evidenţă de P a v e l e s c u et al. (1964) este interpretată de noi în acelaşi sens : calcarele marmoreene exploatate în carieră la Ruschiţa apar în axul unui sinform. Acesta este urmat la S de un antiform al cărui ax traversează valea Ruschiţei între Pîrîul cu Raci şi valea Morii.

Institutul Geologic al României

Vîrsta cutărilor

Vîrsta complexelor zonei mezometamorfice este proterozoică pînă la infracambriană, ajungînd probabil pînă în Cambrianul inferior. Ultima cutare şi metamorfozarea regională a acestor formaţiuni a avut loc în faza baicaliană. A urmat o fază de exondare şi apoi transgresiunea geosinclinalului paleozoic. Formaţiunile acestuia, reprezentate prin actualele complexe ale zonei cu şisturi epimetamorfice au fost cutate şi metamorfozate în diastrofismul varisc. Metamorfismul varisc de grad mai scăzut (faciesul şisturilor verzi) a avut ca urmare, retromorfozarea parţială a complexelor mai vechi.

Complexele inferioare ale zonei epimetamorfice aparţin Paleozoicului inferior. Discordanţa dintre aceste complexe şi şisturile mezometamorfice este vizibilă. Este însă greu de spus dacă între complexele paleozoic-inferioare şi complexele de vîrstă devoniană există o discordanţă sau nu. Aşadar, este greu de precizat dacă există sau nu o cutare caledoniană. În consecinţă admitem în zona epimetamorfică o continuitate de sedimentare pînă în Devonianul superior.

Complexul filitic de Poieni-Roşcani (Carbonifer inferior) stă discordant peste complexul şisturilor tufogene bazice (Devonian mediu) şi peste complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide (Devonian superior).

De altfel prezenţa a două sisteme de cute B şi B' în partea de N a masivului Poiana Ruscă ne-a determinat (1968) să admitem existenţa a două faze ale orogenezei varisce : faza bretonă şi faza sudetă.

Structuri disjunctive

Tectonica disjunctivă a zonei sudice a masivului Poiana Ruscă este determinată de prezenţa a numeroase fracturi, dintre care fracturile direcţionale au un rol determinant în alcătuirea structurii.

În zona de frunte a pînzei de Poiana Ruscă şi a anticlinalului Nădrag, planele de încălecare sînt dublate de falii direcţionale conforme cu planul de încălecare. În ordinea importanţei lor, celelalte tipuri de fracturi sînt reprezentate prin falii transversale (*ac*) şi falii oblice (pl. XII).

Vîrsta relativă a fracturilor dinaintea deplasării pînzei şi după deplasarea ei a fost descifrată datorită raporturilor dintre diferitele sisteme de falii.

Absenţa unor sedimente vechi în regiune nu a permis o datare exactă a faliilor ante-cretacic-superioare. Singura vîrstă sigură este faza laramică, încît raportînd la această fază se pot separa trei grupe de falii : prelaramice, laramice şi postlaramice.

O parte a faliilor care afectează zona mediană a masivului au fost descrise în lucrarea privind unitatea epimetamorfică a masivului (Kräutner et al., 1969).

Un fapt este cu certitudine demonstrat şi anume că majoritatea fracturilor mai vechi (prelaramice) au fost antrenate în mişcările ulterioare.

Institutul Geologic al României

Falii prelaramice. Cele mai vechi dislocaţii, anterioare faliilor direcţionale sînt în majoritatea cazurilor falii de tip „*ac*", transversale. Ele sînt prezente pretutindeni în regiune afectînd şisturile mezometamorfice.

Sistemul faliilor direcţionale reprezintă principalul sistem al dislocaţiilor din această parte a masivului Poiana Ruscă. Faliile direcţionale principale retează, după cum am mai amintit, partea frontală a pînzei de Poiana Ruscă şi a anticlinalului Nădrag. Acestea sînt faliile Cinciş-Vadu Dobrii-Tincova (I) şi Nădrag-Ruschiţa (II) (pl. XII).

Dacă vîrsta celor două structuri este clar diferită, pentru aceste două fracturi nu avem dovezi care să le departajeze în timp.

S-ar părea că atît blocul pînzei de Poiana Ruscă cît şi cel al anticlinalului Nădrag au mai suferit o mişcare de împingere postmetamorfică peste şisturile din N, în lungul planelor de fractură direcţională. În ambele unităţi tectonice deplasarea structurilor plicative sinmetamorfice a fost însoţită de formarea unor milonite ulterior recristalizate (blastomilonite), iar mişcările cu caracter ruptural au fost însoţite de milonite şi cataclazite nerecristalizate.

La S de falia Cinciş-Vadu Dobrii, partea mediană a pînzei de Poiana Ruscă este divizată prin falii direcţionale în blocuri tectonice alungite. Falia Lunca Cernii-Lingina (III), Rusca Montană-Haşdeu (IV) şi falia Băuţar-Boiţa (V) separă compartimentul central, ridicat, din zona axială a antiformului Voislova-Silvaş, de compartimentele căzute care îl flanchează.

Un segment al faliei Rusca Montană-Haşdeu a fost reluat în mişcările laramice, contribuind la formarea bazinului Rusca Montană (rama sudică).

Din acelaşi sistem direcţional, fac parte faliile: valea Poieni (VI) şi falia Jdioara-vîrful Fîntînilor (VII).

Falii mai noi decît sistemul direcţional, orientate NE-SW fac parte din sistemul Cherghes-Ruschiţa. Acesta se dezvoltă la W de Ruschiţa pînă în apropiere de Tincova. Sistemul reprezintă una din principalele grupe de fracturi care compartimentează şisturile epimetamorfice (Maier et al., 1969).

Falii laramice. Faliile laramice sînt prezente în zonele în care ulterior s-au instalat bazinele Rusca Montană, Haţeg, Strei şi Caransebeş.

Principala fractură laramică o constituie falia direcţională Polom (IX) (Dincă, Zimmermann, 1963), în lungul căreia şisturile cristaline încalecă formaţiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană.

În timpul mişcărilor sînt reluate multe din fracturile vechi. Falia Jdioara-vîrful Fîntînilor este folosită astfel drept cale de acces pentru magmele banatitice. În bazinul Haţegului şi al Streiului bănuim existenţa unor falii ascunse pe direcţia N-S situate la partea estică a şisturilor cristaline.

Falii postlaramice. Ultimele deranjamente rupturale care au avut loc în masivul Poiana Ruscă şi care au afectat în majoritatea cazurilor sedimentele maastrichtiene şi parţial şisturile cristaline. Dintre

Institutul Geologic al României

acestea majoritatea au direcţia NW-SE, fiind grupate în jurul localităţii Ruschiţa, la Răchitova şi mai puţin la Rusca Montană. O mică parte din faliile postlaramice sînt orientate NE-SW (la W de Rusca Montană).

VÎRSTA FORMAŢIUNILOR CRISTALOFILIENE

În ceea ce priveşte vîrsta formaţiunilor cristalofiliene din masivul Poiana Ruscă am ţinut seamă de unele argumente mai vechi şi de determinările palinologice mai recente, precum şi de determinările de vîrstă prin metoda extincţiei ondulatorii a cuarţului (M a i e r, C a u l e a, 1968).

La capitolul „Istoricul cercetărilor geologice" am amintit pe scurt evoluţia ideilor asupra vîrstei cristalinului din Poiana Ruscă.

Dintre argumentele mai vechi reţinem pe cele ale lui P a p i u (1956) referitoare la vîrsta dolomitului de Luncani. Autorul citat consideră că masa dolomitului de Luncani este de natură recifală şi cum coralierii au apărut în Silurian, conclude că vîrsta dolomitului şi a unei părţi a şisturilor cristaline ar putea fi siluriană putînd să ajungă şi în Devonian.

Argumentele palinologice mai recente se referă la şisturile şi filitele din partea de N a masivului, care stau peste dolomitul de Luncani. Determinările făcute de I l i e s c u (1964) pe o probă colectată din aceste filite au pus în evidenţă următoarele forme : *Leiotriletes adnatus*, *L. gulaferus*, *L. inermis*, *Dyctiotriletes trivialis*, *Calamospora* sp. Dintre acestea *L. inermis* şi *D. trivialis* sînt caracteristice Carboniferului inferior.

În consecinţă, am atribuit complexul filitelor de la Poieni-Roşcani, Carboniferului inferior. La S de aceste localităţi, filitele repauzează discordant peste complexul şisturilor tufogene bazice. Asociaţiile petrografice ale acestui complex (inclusiv prezenţa minereului de fier) pot fi asemănate cu cele ale Devonianului mediu în facies renan (cuveta Lahn şi Dill). Din aceste considerente şi din motive de superpoziţie am atribuit complexul şisturilor tufogene bazice şi dolomitele îndinţate cu acestea, Devonianului mediu (M a i e r et al., 1968). La E de Roşcani şi la W de Tomeşti-Luncani peste complexul şisturilor tufogene urmează un complex de şisturi sericito-cloritoase în care apar la diferite nivele roci porfiroide. Prin poziţia sa, acest complex ar aparţine Devonianului superior.

Complexul şisturilor grafitoase situat sub complexul şisturilor tufogene bazice aparţine tot Devonianului, deoarece între cele două complexe există tranziţii petrografice.

Următoarele două complexe, complexul şisturilor sericito-cloritoase-cuarţitice şi complexul cuarţitelor şi al şisturilor grafitoase cu intercalaţii de şisturi tufogene ar putea reprezenta Paleozoicul inferior.

Relaţiile şisturilor din zona epimetamorfică cu cele din aşa-zisa zonă mezometamorfică sînt în general tectonice (planul de încălecare Cinciş-Vadu Dobrii-Tincova).

Singurul loc unde se observă relaţii stratigrafice este la E de Tincova unde peste gnaisele oculare urmează un complex de şisturi muscovito-cloritice cu porfiroblaste de oligoclaz, pus în evidenţă de N e a c ş u et al. (R. 1961). Într-o comunicare M a i e r (1971) a corelat acest complex

Institutul Geologic al României

cu complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit din Locva, subiacent complexului tufogen-magmatogen pe care l-a corelat cu complexul şisturilor verzi de la Ocna de Fier. Corelînd mai departe complexul tufogen-magmatogen din zona Locva, Ocna de Fier cu complexul tufogen-magmatogen din zona epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă, rezultă sincronismul complexului cu porfiroblaste de albit respectiv de oligoclaz cu complexele inferioare ale „zonei epimetamorfice" din Poiana Ruscă pe care le considerăm paleozoic-inferioare, probabil ordovician-siluriene, eventual cambrian-superioare.

Acest complex cu porfiroblaste de albit este transgresiv, la Tincova, peste un termen inferior al cristalinului mezometamorfic, de unde concluzia că întregul cristalin epimetamorfic din Banatul de W şi din Poiana Ruscă ar fi transgresiv peste cristalinul aşa-numitei mezozone a Poienii Rusce şi a Semenicului.

Pentru cristalinul transgresiv este utilizată denumirea de cristalinul supragetic în sens stratigrafic; denumirea de cristalinul getic se restrînge asupra „mezozonei" din Poiana Ruscă. Cristalinul getic mai vechi decît complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit aparţine astfel Precambrianului.

Determinările de vîrstă pe bază de potasiu-argon au indicat pentru granitoidul de Criva vîrsta de 329 mil. ani, ceea ce trebuie interpretat în sensul că granitoidul a mai fost afectat de mişcările varisce.

Din măsurătorile unghiului de extincţie ondulatorie a cuarţului au rezultat valori care plasează granitoidul de Criva în Precambrian. Vîrsta de 550 mil. ani coincide cu orogeneza baicaliană şi cum granitoidul are caractere de rocă sincinematică putem considera că atît acesta cît şi complexul paragnaiselor cu biotit (formaţiunea cea mai veche din masivul Poiana Ruscă) au fost cutate în faza baicaliană. Complexele mai noi, inclusiv complexul şisturilor cuarţitice-sericitoase au fost cutate împreună cu complexul bazal.

Datele palinologice pe care le deţinem se referă la cele două complexe superioare (complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice şi complexul şisturilor cuarţitice-sericitoase). Dintre formele determinate unele sînt caracteristice pentru Rifean altele mai evoluate pot ajunge pînă în Cambrian, aşa cum rezultă din sporii determinaţi dintr-un nivel de calcare de pe valea Văleanului în care s-a întîlnit asociaţia *Leioligotriletum mivufissimum* Tim., *Stenozonoligotriletum validum* Tim., *Trachyoliotriletum nevelense* Tim., *Tyeoligotriletum expresum* Tim. (analist Adina Visarion).

Complexul micaşisturilor cu almandin şi complexul paragnaiselor cu biotit subiacente le atribuim astfel Proterozoicului mediu.

Schematic vîrsta şisturilor cristaline din Poiana Ruscă ar fi următoarea:

Cristalinul supragetic

Complexul filitelor sericito-cloritoase (Poieni-Roşcani) = Carbonifer inferior, transgresiv peste:

Institutul Geologic al României

Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide = Devonian superior;

Complexul şisturilor tufogene bazice şi complexul şisturilor grafitoase = Devonian mediu şi Devonian inferior;

Complexul şisturilor sericito-cloritoase-cuarţitice şi complexul cuarţitelor şi al şisturilor grafitoase cu intercalaţii de şisturi tufogene — Paleozoic inferior (Ordovician + Silurian?);

Complexul şisturilor muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albit (oligoclaz) = Ordovician + Silurian.

Cristalinul getic

Complexul şisturilor cuarţitice-sericitoase şi complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice = Cambrian inferior + Infracambrian;

Complexul micaşisturilor cu almandin şi complexul paragnaiselor cu biotit = Proterozoic mediu şi superior.

B) FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

Şisturile cristalofiliene situate în zona sudică a masivului Poiana Ruscă sînt acoperite transgresiv de formaţiuni sedimentare paleozoice, mezozoice şi neozoice.

În partea vestică, rama masivului cristalin între valea Nădrag şi valea Vălişoara este acoperită de sedimentele pannoniene ale bazinului Caransebeş. La S se dispun sedimentele paleozoice, mezozoice şi neogene ale bazinului Rusca Montană, continuate spre E prin culoarul văii Bistra cu sedimentele din bazinul Haţegului şi al Streiului.

Paleozoic (Carbonifer superior?)

În anul 1963 semnalam prezenţa pe valea Cernii, la confluenţa cu valea Bordului a unor brecii cimentate, intens diagenizate, alcătuite din fragmente angulare de şisturi cristaline. Aceste brecii suportă pe valea Cernii, spre S, formaţiuni cretacic-inferioare. După poziţia geometrică şi aspectele datorate gradului intens de diageneză, am atribuit acestora o vîrstă paleozoic-superioară.

Formaţiuni asemănătoare au fost întîlnite pe afluenţii din dreapta ai văii Bistra, la vest de Voislova, unde de asemenea considerăm prezenţa unor formaţiuni vechi — paleozoice.

Mezozoic

Depozite atribuite Mezozoicului se întîlnesc în bazinele Rusca Montană şi Haţeg.

Sintetizarea datelor de arhivă, în vederea întocmirii hărţii 1 :200.000 de către Institutul Geologic (Gherasi et al., 1968) a condus la recunoaşterea următoarelor formaţiuni mezozoice: Barremian-Apţian, Cenomanian, Turonian-Senonian şi Danian.

Institutul Geologic al României

Barremian-Apţian ($C_1br + ap$)

Calcarele recifale, masive, situate direct pe şisturile cristaline la Rusca Montană, valea Miclăuşului, au fost atribuite Barremian-Apţianului (calcare urgoniene) după date paleontologice recente (D i n c ă et al., R. 1962, 1963). Calcarele de la Căvăran sînt considerate de vîrstă Malm-Dogger (D i n c ă et al., R. 1963)

Cenomanian (Cm)

Depozitele cenomaniene se dispun discordant şi transgresiv peste calcarele de la Căvăran (D i n c ă, R. 1961, 1963).

Acestea sînt alcătuite din conglomerate poligene, gresii cărbunoase şi gresii cenuşii.

Aceleaşi depozite au fost întîlnite şi pe rama estică a masivului, în bazinul Haţegului, unde alcătuiesc iviri restrînse între Ştei şi Răchitova (I l i e s c u et al., R. 1960).

Turonian-Senonian (C_2 *Tu-sn*)

În continuare de sedimentare peste Cenomanian în bazinul Rusca Montană se dispun gresii calcaroase, marnocalcare, argile vinete, argile roşcate care sînt atribuite după formele fosile Turonian-Senonianului (D i n c ă, R. 1961, R. 1962). Aceste depozite se întîlnesc şi pe rama nordică a bazinului între văile Lozna, Negrii şi Cucea.

În bazinul Haţegului, Turonian-Senonianului au fost atribuite pe criterii de superpoziţie o stivă de roci flişoide alcătuită din marne cenuşii, gresii calcaroase şi marne grezoase dispuse între Criva şi Răchitova (I l i e s c u et al., R. 1960).

Danian [4]

Ultimul termen stratigrafic al Cretacicului (?) în bazinul Rusca Montană, Danianul, a fost recent divizat în trei orizonturi (D i n c ă, R. 1961, R. 1962, R. 1963) orizontul inferior productiv, orizontul tufitic şi orizontul superior productiv (cu cărbuni).

Orizontul inferior productiv se dispune întotdeauna transgresiv peste formaţiunile mai vechi. Acesta este format din conglomerate cu elemente de şisturi cristaline, cu treceri spre microconglomerate şi spre partea superioară la gresii cu intercalaţii de şisturi argiloase ce conţin cărbuni.

Orizontul mediu tufitic este constituit dintr-o succesiune de tufuri, aglomerate vulcanice, lave andezitice şi gresii tufitice.

[4] Maastrichtian. Stiva sedimentelor cretacice se încheie cu depozite maastrichtiene a căror vîrstă a fost stabilită recent de A l. D i n c ă, A. S t i l l a şi M. T o c o r j e s c u (1971), pe baza unei asociaţii microfaunistice caracteristică. Aria de extindere a Maastrichtianului cuprinde atît bazinul Rusca Montană-Lunca Cernii cît şi bazinul Haţegului şi sînt reprezentate prin depozite vulcanogen-sedimentare ale vulcanismului subhercinic (G i u ş c ă et al., 1966).

Institutul Geologic al României

Ultimul orizont este alcătuit din conglomerate cuarțoase. În bazinul Rusca Montană, Danianul transgresiv are o largă răspîndire întîlnindu-se atît spre Lunca Cernii, cît și spre W între valea Negrii și valea Nădrăgelu.

În bazinul Hațegului depozitele daniene sînt alcătuite din conglomerate, tufuri andezitice, brecii tufitice și aglomerate dispuse între valea Vălișoara și Poieni.

Neozoic

Neozoicului din vecinătatea sudică a masivului Poiana Ruscă i-au fost atribuite formațiuni sedimentare de vîrstă paleogenă, miocenă, tortoniană, sarmațiană, pannoniană și cuaternară.

Paleogen (Pg_{1-2})

Este reprezentat prin conglomerate, gresii cenușii și microconglomerate. Aceste depozite se întîlnesc pe rama nordică a bazinului Hațeg, între Vălișoara, Unirea, Zeicani și spre sudul masivului pe culoarul Bistrei.

Miocen (*Mo*)

Partea inferioară a Miocenului este reprezentată prin formațiuni burdigaliene și helveține întîlnite numai în bazinul Rusca-Montană în sectorul Lunca Cernii. Aici D i n c ă (R. 1961) distinge două serii : o serie tufitică reprezentată prin lave andezitice și aglomerate vulcanice și o serie detritică alcătuită din conglomerate slab cimentate, gresii, marne și șisturi cărbunoase.

Tortonian (*to*)

Formațiunile tortoniene se dispun transgresiv peste terenurile mai vechi. Acestea au o răspîndire mai largă în bazinul Streiului și mai redusă în bazinul Hațegului. Sedimentele marine ale Tortonianului sînt alcătuite din marne cenușii cu intercalații de gresii, marne nisipoase, argiloase, calcare oolitice gălbui și calcare grezoase (Cinciș).

Sarmațian (*sm*)

Sarmațianul este reprezentat prin termenii inferiori : Volhynian și Bessarabian inferior. Depozitele sarmațiene se întîlnesc numai în partea sudică a bazinului Hațeg. Acestea sînt dispuse transgresiv peste Paleogen și sînt alcătuite din marne argiloase micacee, nisipuri gălbui și uneori din conglomerate poligene.

Pannonian (*pn*)

Succesiunea formațiunilor neogene se încheie cu depozite pannoniene dispuse în bazinul Caransebeșului, pe rama vestică a cristalinului din masivul Poiana Ruscă.

Institutul Geologic al României

Depozitele pannoniene sînt alcătuite la partea inferioară din argile nisipoase iar la partea superioară din nisipuri şi pietrişuri.

Cuaternar (*q*)

Formaţiunile recente cuaternare, aluvionare, se întîlnesc în lungul văilor principale, fiind reprezentate prin terase (valea Bistra), şesuri aluviale. De asemenea se întîlnesc depozite proluviale ale numeroaselor conuri de dejecţie (valea Zeicani, valea Vălişoara şi altele).

C) ROCI ERUPTIVE BANATITICE

Roci eruptive aparţinînd provinciei banatitice se întîlnesc cu precădere în extremitatea sud-vestică a masivului Poiana Ruscă unde formează corpul principal granodioritic de la Jdioara-Tincova. Banatitele apar în domeniul formaţiunilor cristaline între rama vestică a acestora şi localitatea Ruschiţa sub formă de corpuri, dyke-uri, filoane discordante şi ca iviri la E de bazinul Rusca Montană.

Rocile eruptive din Poiana Ruscă de S reprezintă o verigă din lanţul provinciei banatitice care se dezvoltă între Moldova Nouă şi masivul Vlădeasa. Banatitele din regiune şi îndeosebi cele dezvoltate în faciesul intrusiv, hipoabisic şi filonian, sînt principalele surse ale metamorfismului de contact exomorfic.

Cercetări amănunţite efectuate în ultimii ani asupra magmatismului subsecvent din Munţii Apuseni şi din Poiana Ruscă de SW au permis deosebirea unei faze vulcanice premergătoare magmatismului laramic. Această fază a fost denumită vulcanism subhercinic, ale căror produse se întîlnesc în bazinul cretacic Rusca Montană-Lunca Cernii, în depozitele maastrichtiene.

Activitatea magmatică s-a continuat în laramic şi este reprezentată prin granodiorite, porfire granodioritice, andezite, dacite, aplite, formînd suita de roci banatitice, ca produse ale unui magmatism epirogenic (I a n o v i c i, G i u ş c ă, G h i ţ u l e s c u et al., 1969).

În ordinea formării lor şi după gradul de diferenţiere, am distins: vulcanite subhercinice şi magmatite laramice.

Vulcanite subhercinice

Produsele extrusive ale vulcanismului subhercinic au o largă răspîndire în bazinul neocretacic Rusca Montană şi subordonat, la N de această arie, ca iviri reduse situate pe şisturile cristaline ale munţilor Poiana Ruscă.

Cele mai importante zone de apariţie a rocilor vulcanice se găsesc la NW de Nădrag, între valea Nădrag şi Valea Mare, între valea Fîntînilor şi valea Cornetului, la S de valea Negrii şi pe culmea Cireşului.

La alcătuirea depozitelor de vîrstă maastrichtiană participă piroclastite andezitice fine şi grosiere formate preponderent din aglomerate, tufuri cristaloclastice asociate cu conglomerate şi gresii tufacee. Acestei stive constituită din produse vulcanice şi roci cu origine mixtă, i se asociază roci efuzive bazice reprezentate prin andezite bazaltoide cu piroxeni.

Institutul Geologic al României

Andezitele bazaltoide, întîlnite într-un dyke pe valea Fîntînilor sînt caracterizate prin structură intersertală şi textură masivă. Fenocristalele de feldspat au compoziţia cuprinsă între 40 şi 52% An. În andezitele spilitizate plagioclazul bazic este albitizat. Fenocristalele de piroxen sînt reprezentate prin augit, mai rar hipersten. Prin alterarea piroxenilor, fenomen foarte frecvent, se formează uralit, calcit, clorit, cuarţ şi sericit.

Masa de bază este constituită din microlite de plagioclaz mai rar piroxen şi magnetit, înlocuită de calcedonie, sericit, calcit şi epidot. Microlitele de plagioclaz au un conţinut în An cu 2-5% mai scăzut decît fenocristalele (pl. VI, fig. 2).

Ca varietăţi ale andezitelor bazaltoide citäm andezitele piroxenice şi andezitele spilitizate.

Magmatite laramice

Rocile eruptive aparţinînd magmatismului laramic sînt reprezentate prin banatite care formează o familie de roci diferenţiate din acelaşi bazin magmatic. Aria lor de răspîndire se situează în partea de W a masivului Poiana Ruscă, unde sînt reprezentate prin roci intrusive hipoabisice şi efuzive.

Roci intrusive. Rocile intrusive formează corpuri importante în partea de W a masivului şi sînt reprezentate prin diorite şi granodiorite.

Dioritele se întîlnesc sub forma unor corpuri cu extindere mică şi ca enclave în granodiorite pe valea Costenicului şi pe Valea Mare.

Dioritele sînt roci cu cristalinitate medie în care se disting plagioclaz, hornblendă şi biotit (pl.V, fig. 3). Varietăţile care conţin şi cuarţ fac trecerea la dioritele cuarţifere şi se întîlnesc pe valea Cornetului şi valea Vălişoara.

Studiul în secţiuni subţiri pune în evidenţă feldspat plagioclaz de compoziţia unui andezin (48% An) asociat cu hornblendă verde, biotit şi uneori cuarţ xenomorf. Dioritele cuarţifere din valea Vălişoara apar sub formă de stock.

Granodioritele se dezvoltă sub forma unui corp între localităţile Tincova şi Jdioara ajungînd spre E pînă în bazinul văii Cornetului. Acest corp reprezintă principala masă a rocilor banatitice intrusive din masivul Poiana Ruscă. Sub forma unor dyke-uri mai apar pe valea Bîrnele Mici în bazinul Văii Mici şi în vecinătatea rocilor talcoase din valea Lupului.

Granodioritul cu hornblendă şi biotit alcătuieşte fondul petrografic al corpului principal, consolidat cu o structură holocristalină şi o textură masivă. În zonele marginale se pot observa uneori structuri cataclastice (valea Costenicului).

Observaţiile microscopice pun în evidenţă feldspatul plagioclaz cu structură zonară de compoziţia unui andezin (36 -43% An), maclat după legea albit, albit-Karlsbad. Unele cristale de feldspat plagioclaz prezintă structuri grafice. Ortoza este uneori maclată după legea Karlsbad, alteori nemaclată şi se găseşte într-un raport cu feldspatul plagioclaz de 1 :7. Cuarţul ocupă spaţiile rămase între mineralele anterior formate.

Institutul Geologic al României

Hornblenda verde este idiomorfă şi în mod frecvent se transformă în biotit secundar, sericit, pennin. Biotitul primar se dezvoltă în lamele cu incluziuni de rutil. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin : sfen, apatit, zircon iar cele secundare de caolin, sericit, clorit, calcit şi cuarţ (pl.V, fig. 4).

Prezenţa unor enclave de andezite cu hornblendă în granodioritul de la Tincova-Jdioara nu poate fi explicată decît prin existenţa unei faze efuzive care s-a manifestat înaintea vulcanismului subhercinic.

Roci hipoabisice. Banatitele formate în condiţii hipoabisice sînt reprezentate de microdiorite, porfire granodioritice şi aplite granodioritice.

Microdioritele s-au întîlnit pe valea Cornetului, Valea Mare şi valea Vălişoara, însoţind uneori zonele marginale ale dioritelor şi dioritelor cuarţifere.

La alcătuirea lor participă feldspatul plagioclaz (36% An), hornblenda, biotitul şi cuarţul alcătuind o structură microgranulară.

Porfirele granodioritice cunosc o răspîndire mare în bazinul văii Tincova şi Văii Mici precum şi în bazinul văii Cornetului, unde formează dyke-uri şi filoane cu direcţia generală N-S. Porfirele granodioritice orientate E-W au fost întîlnite numai în zona vîrfului Izvodia.

Porfirele granodioritice sînt diferenţiate ale rocilor intrusive banatitice de care se deosebesc prin structura lor porfiritică. Microscopic se poate observa prezenţa a două momente de cristalizare ; unul reprezentat de fenocristalele de feldspat plagioclaz, hornblendă, biotit şi cuarţ şi al doilea de mezostaza cu structură granulară alcătuită din aceleaşi minerale (pl. VI, fig. 1). În ordinea predominării am deosebit porfire granodioritice, porfire dioritice, porfire dioritice cuarţifere.

În extremitatea de S a corpului granodioritic de la Jdioara-Tincova se întîlnesc porfire granodioritice cu un caracter echigranular al masei de bază, asociate cu aplite.

Structura aplitelor este xenomorf-granulară şi textura masivă. Din punct de vedere mineralogic sînt constituite din feldspat plagioclaz cu 30% An, ortoză a cărei participare nu depăşeşte 10% din totalul mineralelor şi cuarţ xenomorf care în zonele periferice la contactul cu şisturile cristaline prezintă extincţie ondulatorie. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin magnetit, pirită şi zircon, iar cele secundare de sericit, cuarţ, clorit.

Aplitele reprezintă ultimele diferenţiate ale magmei de compoziţie granodioritică.

Roci efuzive. Rocile efuzive sînt reprezentate predominant prin andezite şi subordonat de dacite şi riolite. Ele se întîlnesc în partea de W a regiunii în bazinul văii Tincoviţa, Văii Mari, văii Cornetului şi în partea de mijloc a masivului, în bazinul văii Ruschiţa în valea Loznei.

Andezitele se dezvoltă ca filoane discordante cu şisturile cristaline avînd grosimi de ordinul metrilor pînă la cîţiva zeci de metri. În cariera din valea Ştămbrucului întîlnim andezite străbătînd granodioritele.

Andezitele se caracterizează prin structură porfirică şi o textură masivă uneori fluidală, formate din fenocristale de feldspat plagioclaz cu un conţinut de 38-40% An, la care se asociază hornblenda, biotitul şi

Institutul Geologic al României

uneori cuarțul corodat. Masa de bază este constituită din aceleași minerale (pl. VI, fig. 3).

Dacite se întîlnesc pe Valea Mare și pe valea Bîrnele Mari sub forma unor dyke-uri cu grosimi asemănătoare andezitelor (pl. VI, fig. 4).

G i u ș c ă et al. 1953 semnalează pe dealul Caselor prezența riolitelor.

Ca un fenomen general ținem să amintim că rocile efuzive acide ca și cele hipoabisice sînt intens hidrotermalizate încît uneori cu greu pot fi recunoscute aspectele inițiale ale rocii.

Pe lîngă rocile mai sus amintite au fost întîlnite cu totul sporadic lamprofire, care străbat atît magmatitele intrusive cît și șisturile cristaline. Lamprofirele au fost considerate ca ultimele produse ale activității magmatice laramice, din zona cercetată, concluzie ce rezultă din raporturile spațiale observate în teren (pl. VII, fig. 1, 2).

Chimismul rocilor banatitice

Pentru a argumenta apartenența rocilor eruptive din Poiana Ruscă la „Provincia rocilor banatitice" am interpretat un număr de 9 analize chimice de silicați, executate cu prilejul prospecțiunilor foarte detaliate din anii precedenți (1961-1968).

TABELUL 13

Compoziția chimică a rocilor eruptive laramice

Nr. probei	537	370	2269A	957	2269	659A	1901	600	443
	Dacit. Valea Lozna	Granodiorit. Valea Glăvan	Andezit. Tincova	Andezit. Valea Almaș	Granodiorit. Tincova	Andezit. Valea Ștâmbrucu	Andezit. Vîrful Cireșului	Andezit. Valea Glăvan	Andezit. Valea Lozna
SiO_2	64,21	64,96	62,80	59,34	57,70	54,66	54,60	54,22	47,05
Al_2O_3	15,46	16,26	18,40	18,41	20,50	18,63	22,12	17,46	16,20
Fe_2O_3	3,21	3,66	1,18	2,80	3,97	2,14	2,60	2,42	2,47
FeO	1,84	1.48	2,80	3,26	2,62	3,63	3,40	5,03	4,88
MgO	2,55	1,45	1,25	1,20	1,10	1,30	0,77	4,20	6,82
CaO	4,62	2,94	4,48	6,30	6,00	8,82	5,53	8,26	8,10
Na_2O	3,77	3,43	4,02	4,69	3,77	6,23	4,02	2,53	3,37
Ka_2O	2,50	3,03	4,02	1,93	2,19	1,76	3,38	0,85	1,87
$H_2O^{-105°}$	—	—	0,50	0,30	0,07	0,60	—	0,30	—
$H_2O^{+105°}$	—	—	0,07	0,66	0,20	0,62	1,30	0,66	3,14
CO_2	—	—	—	—	—	urme	0,90	2,00	4,06
TiO_2	0,67	0,73	0,75	0,72	0,85	0,82	1,00	0,92	1,07
MnO	0,07	0,10	0,10	0,07	0,20	0,20	0,11	0,14	0,10
P_2O_5	urme	urme	0,16	0,20	urme	0,16	0,47	0,18	0,42
S	urme	urme	0,15	0,18	0,18	urme	—	0,12	—
Total	99,35	100,10	99,28	99,86	99,34	99,57	100,52	99,29	99,52

Institutul Geologic al României

Probele analizate aparţin rocilor intrusive şi filoniene din partea de W a masivului (Tincova) şi dintr-o zonă situată la SW de Ruschiţa în bazinul sedimentar Rusca Montană-Lunca Cernii, unde pe lîngă corpuri intrusive şi filoane banatitice se întîlnesc produsele fazei vulcanice subhercinice.

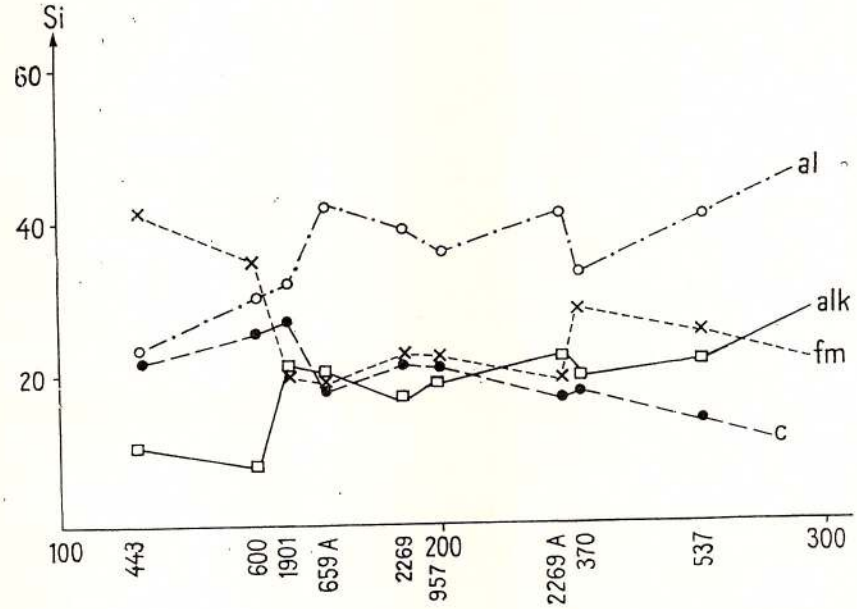


Fig.27. — Diagrama diferenţierii magmatice a rocilor banatitice din sud-vestul masivului Poiana Ruscă.

Diagramme de la différenciation magmatique des roches banatitiques de sud-ouest du massif de Poiana Ruscă.

Din observarea valorilor procentuale ale oxizilor se poate constata că rocile analizate au un chimism variat, corespunzător unei magme care evoluează de la roci intermediare spre roci bazice.

Parametrii Niggli (tab.14) calculaţi ne-au permis să ilustrăm grafic unele particularităţi ale rocilor banatitice, dîndu-ne totodată posibilitatea încadrării lor la tipuri magmatice.

Diagrama de diferenţiere magmatică (fig. 27) ilustrează variaţia parametrilor *al*, *fm*, *c*, *alk* în funcţie de *si*.

Din diagramă se desprind caracterele rocilor banatitice, a căror diferenţiere are loc de la roci granodioritice spre roci gabbroide sodice. Variaţia normală a parametrilor petrochimici, ca şi în alte zone ale provinciei banatitice, evidenţiază evoluţia normală a diferenţierii magmelor în cadrul provinciei banatitice. O singură probă (1901) introduce o discontinuitate, datorită valorilor ridicate ale parametrilor *al* şi *alk*, fapt ce indică o tendinţă slab alcalină a acestei roci.

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Nr. probei	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*ti*	*c/fm*	*Q*	*L*	*M*	*π*	*t*	*qz*	Tip magmatic
537	269	39,9	25,6	12,9	21,6	0,36	0,34	2,23	0,50	50,4	39,3	10,3	0,22	6,66	82,6	Granodioritic
370	237	33,6	28,5	18,4	19,5	0,30	0,48	1,99	0,64	48,4	42,4	9,2	0,26	+4,59	+59,0	Opdalitic
2269 A	236	40,7	19,6	17,8	21,9	0,33	0,35	2,03	0,90	46,2	46,6	7,2	0,28	5,79	48,4	Granodioritic, leucopeeleitic
957	198	36,0	22,4	22,4	19,2	0,20	0,26	1,80	1,00	41,0	46,7	12,3	0,30	+2,51	+21,2	Leucopeeleitic
2269	189	39,6	22,8	21,1	16,5	0,27	0,23	1,96	0,92	42,5	47,3	10,2	0,39	+2,99	+23,0	Leucopeeleitic, leucotonalitic
659 A	159	31,9	19,5	27,5	21,1	0,15	0,28	1,75	0,76	31,6	51,0	17,4	0,20	+0,40	+25,4	Tonalitic, dioritic
1901	176	42,0	19,3	19,2	19,5	0,35	0,19	2,05	0,99	38,4	52,1	9,5	0,32	+0,33	−2,0	Normal dioritic
600	157	29,9	35,9	25,6	8,6	0,18	0,50	1,91	0,71	40,5	39,2	20,3	0,55	+2,12	+12,6	Dioritic
443	121	24,6	41,8	22,3	11,3	0,26	0,62	2,17	0,53	28,1	41,7	30,0	0,37	0,04	−24,2	Natrongabbroid

Institutul Geologic al României

Diagrama *k/mg* (fig. 28) arată o concentrare a valorilor între diagonala 0,4 mg — 0,4 *k* şi 0,8 *mg* şi 0,8 *k*. Această încadrare a valorilor în diagramă confirmă caracterul subalcalin al rocilor analizate. Rocile banatitice au tendinţă subalcalină îndeosebi în diferenţiatele filoniene şi uneori în zonele marginale ale corpurilor intrusive.

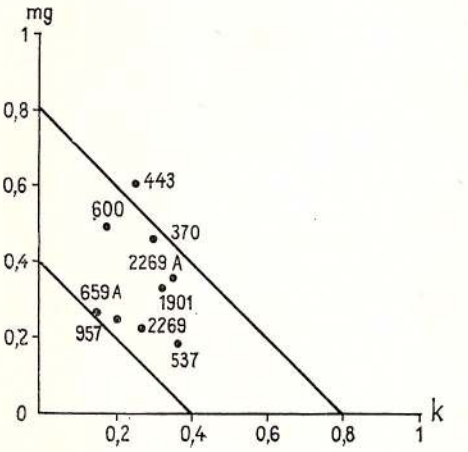


Fig. 28. — Diagrama *k/mg* pentru rocile banatitice.
Diagramme *k/mg* pour les roches banatitiques.

În diagrama *Q L M* (fig. 29) rocile banatitice analizate se dispun atît deasupra liniei de saturaţie (PF), în cîmpul rocilor saturate, cît şi sub această linie, în grupa rocilor nesaturate. Sub linia de saturaţie se

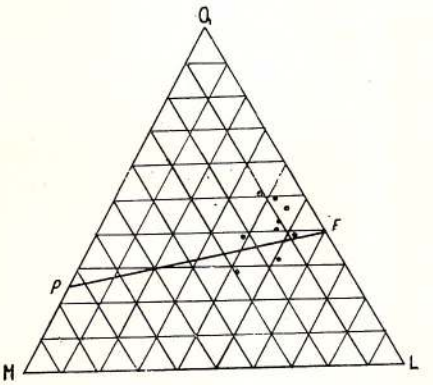


Fig. 29. — Diagrama *Q L M* a rocilor banatitice.
Diagramme *Q L M* des roches banatitiques.

proiectează andezitul cu nr. 659 A, provenit dintr-o enclavă din granodioritul de la Tincova.

În concluzie, rocile eruptive aparţinînd provinciei banatitice se caracterizează printr-o diferenţiere care începe cu granodiorite şi se încheie cu roci gabbroide sodice.

Evoluţia completă a acestei provincii se cunoaşte în partea de S a Banatului (G i u ş c ă et al., 1966), unde parametrul *si* este cuprins între

Institutul Geologic al României

84 şi 508. Pentru zona cercetată de noi unde *si* este cuprins între 121 şi 269, diferenţierea s-a făcut pe un segment mai restrîns din diagrama generală de evoluţie a acestor roci.

Poziţia în diagrama *k/mg* a probelor nr. 1901 şi 659 A este un indiciu al caracterului slab alcalin (mediteranean) al magmelor banatitice şi confirmă punctul de vedere susţinut de Al. Codarcea, D. Constantinof, precum şi de Giuşcă et al. (1966).

O menţiune specială facem asupra probei nr. 659 A, care provine dintr-o enclavă de andezit cuprinsă în granodioritul de la Tincova. Enclavele de andezite, fiind anterioare punerii în loc a masei intrusive granodioritice, ar putea să reprezinte de fapt produse ale vulcanismului subhercinic (R. 1966). Celelalte probe analizate aparţin provinciei banatitice propriu-zise, legate de magmatismul fazei laramice a cărei evoluţie de la acid spre bazic a fost argumentată de analizele prezentate mai sus. Este posibil ca în partea de SW a masivului Poiana Ruscă, să avem două generaţii de andezite aparţinînd la două provincii magmatice diferite; una mai veche decît faza subhercinică şi alta laramică.

La sud de Dunăre, în Iugoslavia, Drovenik (1968) stabileşte trei faze ale vulcanismului subhercinic. Faza I de vîrstă turonian-maastrichtiană se caracterizează prin andezite cu hornblendă. Enclavele de andezite din granodioritul de la Tincova pot reprezenta produsele acestei faze vulcanice.

Celelalte probe analizate chimic aparţin provinciei banatitice propriu-zise legate de magmatismul fazei laramice, a căror evoluţie de la intermediar spre bazic a fost argumentată de valorile parametrilor petrochimici.

Formaţiuni de contact asociate rocilor banatitice

Rocile eruptive banatitice au generat la contactul lor cu rocile înconjurătoare fenomene de contact, reprezentate predominant prin skarne şi izolat prin corneene. Rocile de contact pe care le vom descrie se situează la S de granodioritul de la Tincova, în bazinul văii Tincoviţa, cît şi pe Valea Mare, valea Lupului şi valea Ruschiţa.

Metasomatoză de temperatură ridicată

Avînd la bază criteriile petrografice de asociere a mineralelor care alcătuiesc skarnele le-am grupat în cinci tipuri de roci de contact caracterizate prin temperaturi diferite de formare. Astfel am deosebit în ordinea descreşterii temperaturii (Fr. Turner, J. Verhoogen, 1966) următoarele asociaţii: skarne diopsidice ± granat, skarne diopsidice cu granat şi calcit, skarne diopsidice cu amfiboli şi magnetit şi skarne epidotice cu granat.

Modul lor de asociere în teren nu se face după o zonalitate aşa cum se cunoaşte în regiunile clasice, (Bowen, 1940) începînd cu roci de contact formate în condiţiile faciesului sanidinic şi încheind cu faciesul corneenelor cu albit şi epidot, ci prezintă o mare variabilitate controlată de condiţiile

Institutul Geologic al României

termodinamice diferite şi de natura iniţială a şisturilor cristaline transformate.

De cele mai multe ori, distribuţia skarnelor din zona Tincova se face în corpuri izolate de dimensiunea zecilor de metri alteori chiar a metrilor, în care legătura cu rocile banatitice nu poate fi observată întotdeauna. Această constatare ne conduce la concluzia că şisturile şi calcarele cristaline din aureola de contact plutesc pe magmatite banatitice, care au reprezentat sursa capabilă să genereze zonele de skarne.

Faciesul corneenelor cu piroxeni. Skarne diopsidice cu granat au fost întîlnite ca blocuri în partea superioară a Pîrîului cu Raci, ca provenind din zona de contact dintre andezite şi şisturile calcaroase cu biotit şi epidot.

Asociaţia caracteristică este diopsid-plagioclaz-cuarţ şi reprezintă skarne formate în zonele inferioare ale metamorfismului de contact, caracterizate prin temperaturi mari şi presiuni scăzute ($T = 655°$-$830°C$ şi $P = 1170$ bari).

Skarnele diopsidice cu plagioclaz şi cuarţ se asociază cu magnetitul constituind o textură rubanată a minereului. Dispoziţia în benzi a magnetitului este rezultatul unei metasomatoze selective, care a afectat îndeosebi părţile calcaroase ale şisturilor epimetamorfice. Skarnele cu plagioclaz, diopsid, cuarţ, reprezintă asociaţia caracteristică faciesului corneenelor cu piroxeni (pl. VII, fig. 3, 4).

Faciesul corneenelor cu hornblendă. Skarne diopsidice cu granat, calcit şi cuarţ se întîlnesc pe valea Viezurelui şi la vîrful Pelniţ, în aureola de contact a magmatitelor banatitice.

Mineralizaţia cu oxizi de fier asociată acestor skarne a constituit obiectul unei exploatări, înainte de primul război mondial. Acest tip de skarne se formează la contactul dintre granodiorite şi carbonatitele metamorfozate din şisturile cristaline epimetamorfice. Granatul din skarnele sus-amintite este anizotrop (pl. VIII, fig. 2).

În asociere cu skarnele diopsidice cu granat, am întîlnit parageneze constituite din hornblendă, granat, plagioclaz, magnetit. Aceste skarne reprezintă produsul metamorfismului de contact dintre rocile banatitice şi şisturile calcaroase cu amfiboli şi magnetit (garbenschiefer). Magnetitul prezent în aceste skarne poate fi rezultat prin redistribuirea magnetitului primar din şisturile cristaline şi în mai mică măsură poate fi de provenienţă juvenilă (pl. VIII, fig. 1).

Skarnele diopsidice cu granat, calcit, cuarţ şi skarnele cu hornblendă, granat şi magnetit, corespund după Eskola faciesului corneenelor cu hornblendă (pl. VIII, fig. 3). Tot acestui facies, îi aparţin unele skarne granatifere cu amfiboli şi magnetit din bazinul văii Negrii.

Condiţiile fizice de formare a paragenezelor din faciesul corneenelor cu hornblendă au fost stabilite experimental de Winkler în intervalul de temperatură $525°$ şi $670°$, la o presiune a apei corespunzătoare la 2000 bari.

Apariţia skarnelor cu epidot, calcit şi granat face tranziţia spre marginile exterioare ale aureolelor de contact, anunţînd apariţia unui nou facies (pl. VIII, fig. 4).

Institutul Geologic al României

Faciesul corneenelor cu albit şi epidot. Corneene cu albit şi epidot se dezvoltă în bazinul Văii Mici şi al văii Tincoviţa şi însoţesc de cele mai multe ori marginile exterioare ale unor mici apariţii de skarne granatifere cu magnetit. Ele au fost separate sub numele de skarne epidoto-granatifere. Studiul în secţiuni subţiri pune în evidenţă granule de epidot cu contururi cristalografice asociat cu albitul ca relict instabil, calcitul şi magnetitul. Unele zone cu astfel de skarne, cum este la vîrful Bătaşu, sînt constituite numai din epidot şi magnetit. Pe valea Negrii la contactul andezitelor cu lentilele preexistente de minereu de fier s-au format skarne constituite din calcit, tremolit, cuarţ şi magnetit.

Metasomatoza de temperatură joasă

Pe lîngă transformările rocilor în skarne şi corneene, banatitele sînt răspunzătoare de toate fenomenele de hidrotermalizare cunoscute în regiune. Aceste transformări încep cu fenomene de autometamorfism hidrotermal prezent mai mult în rocile efuzive, caracterizat prin epidotizarea feldspatului plagioclaz şi a hornblendei şi se continuă în şisturile cristaline înconjurătoare unde fenomenul se recunoaşte după depunerile neregulate de epidot.

Acestei etape din evoluţia magmatitelor banatitice i se asociază o fază metalogenetică care a condus la formarea unor concentraţii locale de sulfuri polimetalice.

Corneene

Metamorfismul de contact termic, fără aport de substanţă este slab reprezentat şi se limitează în imediata vecinătate a granodioritului de la Tincova.

Rocile de contact sînt reprezentate prin corneene biotitice (marcînd zona interioară) şi corneene amfibolice. Zona de dezvoltare a corneenelor afectează mai mult complexul şisturilor tufogene ale „anticlinalului Nădrag".

Efectele unui metamorfism termic pot fi observate uneori în zonele în care banatitele nu aflorează; intruziunile se găsesc probabil la o distanţă mică faţă de suprafaţă.

Tot ca efecte ale unui metamorfism termic sînt considerate unele cristale de amfiboli din şisturile amfibolice ale complexului tufogen din vecinătatea banatitelor. Aceste hornblende se dezvoltă diferit de foliaţia metamorfică şi atrag atenţia prin mărimea lor.

Substanţe minerale utile asociate rocilor banatitice

Substanţele minerale utile asociate rocilor banatitice pot fi repartizate la două zone importante. Una se situează în vestul masivului în împrejurimile localităţii Tincova şi a doua în zona Ruschiţa-Ascuţita.

În zona Tincova ivirile sînt răspîndite în bazinul văii Tincoviţa şi Văii Mici, precum şi pe culmea ce separă bazinul de recepţie al acestor

Institutul Geologic al României

văi de valea Costenicului. Mineralizaţia cunoscută în perimetrul Tincova poate fi împărţită în două grupe, avînd drept criteriu paragenezele mineralogice: mineralizaţie pirometasomatică şi mineralizaţie hidrotermală.

Mineralizaţia pirometasomatică. Fluidele postmagmatice degajate din magma banatitică au intrat în reacţie chimică cu rocile înconjurătoare conducînd la formarea de skarne caracteristice aureolei de contact.

Mineralizaţia găzduită în skarne este formată din magnetit şi hematit peste care se suprapune uneori şi o fază metalogenetică cu sulfuri polimetalice.

Acumulările de minereu de fier au formă de corpuri neregulate, înşirate discontinuu la contactul dintre intruziune şi rocile înconjurătoare. Alteori, acumulările de minereu de fier sînt dispuse discordant faţă de limita intruziunilor banatitice, fapt determinat de însăşi orientarea rocilor carbonatice în stiva şisturilor cristaline din aureola de contact.

Mineralizaţia cu oxizi de fier se prezintă predominant cu o textură masivă uneori diseminată, găzduită într-o gangă formată din granat, diopsid, hornblendă, calcit, epidot şi cuarţ.

Sub microscop, magnetitul apare în agregate de cristale idiomorfe, octaedrice; ca plaje întinse ce se termină franjurat, alteori cu plaje terminate cu feţe cristalografice. Magnetitul se asociază cu hematitul, care se formează prin procesul de martitizare.

Această înlocuire a magnetitului prin hematit are loc la periferia plajelor şi mai rar în interiorul lor. În unele zone ale cîmpului microscopic se observă exclusiv hematit cu incluzuini de granule foarte fine de magnetit, indicînd o înlocuire incompletă. Alteori, fenomenul de martitizare conduce la apariţia unor snopi, digitaţii sau ace fine de hematit ce înlocuiesc magnetitul (fig. 30, a, b, c). În agregate cu cristale idiomorfe, hematitul înlocuieşte zonar magnetitul, lăsînd în centrul cristalului granule incomplet transformate. Fenomenul de substituire poate avea loc sub formă de lame paralele cu feţele cristalografice (fig. 30 d). Suprafaţa şlifului este paralelă cu faţa (111.)

Mai rar întîlnită este asocierea magnetit-hematit ca rezultat al procesului de martitizare ce îmbracă aspectul unor plane reticulare, în care ochiurile sînt ocupate de magnetit iar pe cele două direcţii creşte hematitul. Raportul cantitativ magnetit/hematit este cuprins între 20/1 şi mai rar 20/4. Unele zone de skarn cu magnetit conţin calcopirită ca granule izolate, bordate la periferie cu covelină. În zonele alterate, minereul este acoperit de cruste cu limonit şi cu totul accidental depuneri de malachit.

O analiză chimică informativă, executată pe o probă ce provine din zona cu mineralizaţie pirometasomatică de la Pelniţ a indicat un conţinut de 50,8% Fe.

Mineralizaţia situată la contactul dintre granodiorite şi şisturile cristaline a fost condiţionată de prezenţa unor şisturi carbonatice cu amfiboli şi magnetit primar, prin a cărei rejuvenare s-au format concentraţii de origine pirometasomatică. Forma variată a aureolelor şi distanţa relativ mare a zonelor interesante faţă de masa banatitului indică intensi-

Institutul Geologic al României

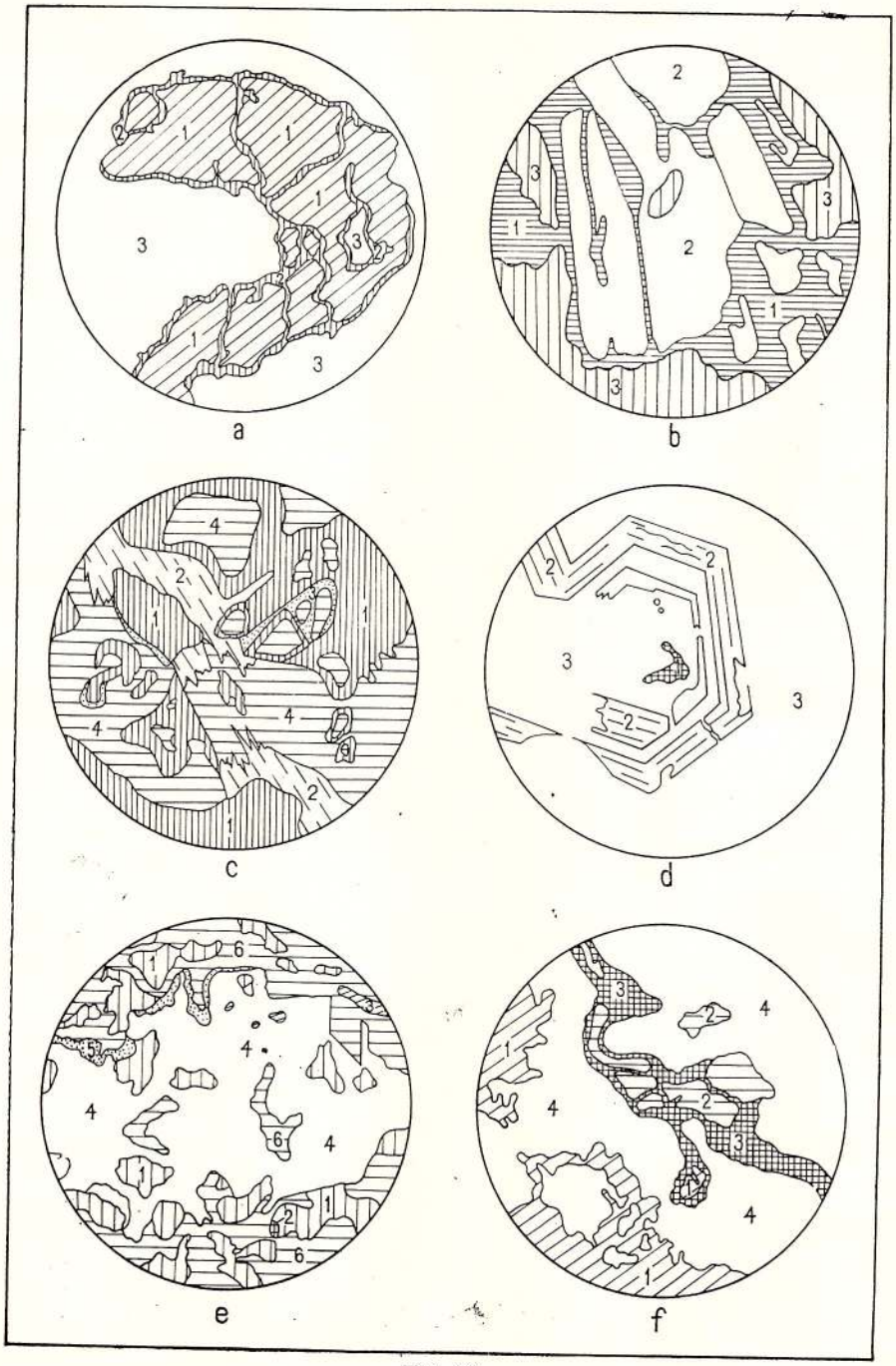


Fig. 30

Institutul Geologic al României

tatea frontului chimic de schimb, care a fost favorizat şi de particularităţile microstructurale ale şisturilor cristaline învecinate.

Unele zone de skarn nu prezintă nici o legătură spaţială cu sursa de mineralizaţie. Astfel de iviri, deşi restrînse ca întindere se explică prin existenţa în adîncime a unor corpuri banatitice, capabile de a genera mineralizaţii.

În unele skarne din perimetrul Tincova, precum şi la Nădrag, a fost pus în evidenţă scheelitul (Superceanu, 1956).

Mineralizaţia hidrotermală. Spre periferia şi partea superioară a aureolei de contact întîlnim sulfuri complexe de origine hidrotermală.

Telescoparea acestor două tipuri de mineralizaţii se reflectă atît prin apropierea spaţială între ele, cît şi prin zone cu parageneze comune ambelor tipuri genetice.

Astfel de iviri au fost întîlnite în versantul drept al văii Rotoane, pe valea Bîrnele Mici, la obîrşia văii Tincoviţei, pe valea Viezurelui şi pe Valea Mică.

Mineralizaţia cu sulfuri se asociază unor filoane de cuarţ, foarte neregulate ca formă şi dimensiune, alcătuind uneori zone discontinue la periferia corpului banatitic. De asemenea mineralizaţia hidrotermală a

---

Fig.30. — a, Skarn granatifer cu magnetit şi hematit. Valea Viezurelui, Tincova; × 20. În zonele marginale ale plajelor de magnetit (1) se observă o înlocuire cu hematit (2); minerale de gangă (3).

b, Skarn cu magnetit şi hematit. Valea Mică, Tincova, × 60. Dezvoltarea hematitului (2) pe magnetit (1) sub forma unor lamele divergente (martitizare); minerale de gangă (3).

c, Skarn cu magnetit şi hematit. Vîrful Pelniţ, Tincova, × 20. Înlocuirea magnetitului (1) cu hematit (3) în zonele periferice, cît şi în snopi (2); minerale de gangă (4).

d, Skarn granatifer cu hematit. Valea Viezurelui, Tincova; × 20. Cristal de magnetit (1) înlocuit cu hematit (2) după feţele cristalografice; minerale de gangă (3).

e, Asociaţie între magnetit de origine pirometasomatică (1) şi sulfuri polimetalice hidrotermale; pirită (2), calcopirită (3), bornit (4), covelină(5). Ganga constituită din cuarţ (6).Valea Rotoane; × 20.

f, Magnetit şi bornit corodat de tetraedrit. Valea Bîrnele Mici; × 20. Magnetit (1), bornit (2), tetraedrit (3) şi cuarţ(4).

a, Skarn grenatifère à magnétite et hématite. Valea Viezurelui, Tincova; × 20. Dans les zones marginales des plages de magnétite (1) on remarque la substitution par l'hématite (2), minéraux de gangue (3).

b, Skarn à magnétite et hématite. Valea Mică, Tincova; × 60. Le développement de l'hématite (2) sur la magnétite (1) sous forme de lamelles divergentes (martitisation); minéraux de gangue (3).

c, Skarn à magnétite et hématite. Sommet de Pelniţ, Tincova; × 20. La substitution de la magnétite (1) par l'hématite (3) dans les zones périphériques, ainsi que dans les gerbes (2); minéraux de gangue (4).

d, Skarn grenatifère à hématite. Valea Viezurelui, Tincova; × 20. Cristal de magnétite (1) substitué par l'hématite (2) selon les faces cristallographiques; minéraux de gangue (3).

e, Association de la magnétite d'origine pyrométasomatique (1) avec des sulfures polymétalliques hydrotermales; pyrite (2), chalcopyrite (3), bornite (4), coveline (5). Gangue formée de quartz (6). Vallée des Rotoane; × 20.

f, Magnétite et bornite corrodée par le tétraédrite. Vallée des Bîrnele Mici; × 20. Magnétite (1), bornite (2), tétraédrite (3) et quartz (4).

Institutul Geologic al României

fost întîlnită și în vecinătatea aplitelor situate în zona marginală a banatitului de la Tincova.

Mineralizația este alcătuită din calcopirită, bornit, galenă, blendă, magnetit și hematit. În zonele de alterație hipergenă se observă malachit, azurit și mai rar crizocol.

Studiul miscroscopic al mineralizației din zona Tincova pune în evidență un fond de cuarț, în care se observă magnetit, hematit, calcopirită, pirită, bornit, tetraedrit și covelină.

Magnetitul apare ca plaje izolate, foarte restrînse, care uneori sînt înlocuite de hematit în formă de snopi și borduri, asociindu-se cu bornitul, covelina și calcopirita.

Calcopirita apare izolată, la limita între granulele mineralelor de gangă, alteori este cimentată de bornit, care cuprinde în masa lui și magnetitul. Mai rar se întîlnește tetraedritul ca filonașe subțiri ce străbate și cimentează bornitul și magnetitul. La periferia plajelor de bornit se observă covelina, ca borduri ce franjurează parțial conturul mineralului, alcătuind structuri de reacție caracteristice (fig. 30 e).

Cunoscînd raporturile dintre minerale, putem stabili următoarea ordine de depunere : magnetit, hematit, calcopirită, pirită, bornit, tetraedrit, covelină, malachit, azurit și crizocol; succesiune ilustrată parțial în figura 30 f.

Din observarea secțiunilor lustruite din zona Tincova, rezultă că avem trei etape de formare a minerarelor :

una aparținînd stadiilor de formare a magnetit-hematitului și reprezintă telescoparea mineralizației pirometasomatice spre hidrotermal;

cea de-a doua cunoscută prin asociația calcopirită, pirită, bornit, tetraedrit, blendă și galenă, formează etapa hidrotermală;

ultima este etapa hipergenă reprezentată prin covelină secundară, malachit, azurit și crizocol.

GEOLOGIA ECONOMICĂ

Asamblarea datelor stratigrafice obținute prin prospecțiunile de detaliu, în partea sudică a cristalinului din masivul Poiana Ruscă, într-o concepție unitară, a permis încadrarea zăcămintelor într-o schemă metalogenetică, realizată la nivelul cunoștințelor actuale (pl. XIII).

Zăcămintele de minereuri răspîndite în șisturile cristaline ale masivului au fost clasificate în funcție de formațiunea cu care sînt asociate, vîrsta acestora și de tipul genetic.

Au fost separate provincii și zone metalogenetice asociate celor două grupe mari de șisturi : grupa șisturilor precambriene și grupa șisturilor paleozoice, precum și o provincie asociată magmatismului laramic : provincia concentrațiilor din formațiunile metamorfice precambriene; provincia concentrațiilor din formațiunile metamorfice-paleozoice; provincia concentrațiilor asociate magmatismului laramic.

În fiecare din aceste provincii sînt incluse grupe și zone după tipul de minereu predominant (minereuri ferifere, sulfuri polimetalice și altele).

Institutul Geologic al României

Provincia concentraţiilor din formaţiunile metamorfice precambriene

Cele mai vechi formaţiuni cunoscute în Poiana Ruscă sînt şisturile cristaline mezometamorfice din sudul masivului, cărora le-a fost atribuită o vîrstă proterozoică.

Formaţiunilor cristaline proterozoice le sînt asociate minereurile din grupele : zăcăminte metamorfozate şi zăcăminte metamorfice.

Grupa zăcămintelor metamorfozate. Zăcămintele premetamorfice asociate magmatitelor bazice din formaţiunile proterozoice au fost atribuite zonelor metalogenetice feriferă şi cu sulfuri (pirită).

Zona feriferă. La partea inferioară a stivei de şisturi proterozoice din Poiana Ruscă, în complexul paragnaiselor cu biotit, asociat cu rocile amfibolice (produse ale unui magmatism bazic iniţial) se întîlnesc la suprafaţă, lentile cu oxizi de fier (magnetit). Cele mai multe dintre lentilele de minereu cunoscute sînt grupate în două sectoare : sectorul Băuţar-Valea Fierului şi Stîrminosu-Faţa Turcului.

Zona cu sulfuri. Pe rama de SE a masivului, în apropiere de localitatea Boiţa, complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice conţine minereuri piritoase, asociate unor nivele de calcare cristaline silicioase.

Minereul identificat de C. Gheorghiu formează obiectul exploatării miniere de la Boiţa.

Perspective pentru extinderea zonelor mineralizate sînt posibile datorită stabilirii poziţiei stratigrafice a zăcămîntului, în cadrul complexului şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice şi prin precizări asupra prezenţei piritei la acelaşi nivel stratigrafic, pînă în bazinul văii Măşcaşului.

Ivirile de şisturi limonitizate, limonitele şi unele siderite limonitice de pe valea Muierilor, valea Taţa, valea Cornului şi valea Ţebea, situate pe flancul de nord al antiformului Voislova-Silvaş ar părea că provin din magnetit şi din limonitizarea piritelor primare. În acest caz perspectiva găsirii unor acumulări asemănătoare cu cele de la Boiţa s-ar extinde şi spre nord, în bazinul văii Cerna.

Grupa zăcămintelor metamorfice. Această grupă cuprinde minerale şi roci utile formate în timpul proceselor de metamorfism şi anatexie în formaţiunile proterozoice. Acestea sînt reprezentate prin pegmatite cu muscovit, pegmatite feldspatice şi roci de construcţie.

Pegmatite cu muscovit. La nivelul complexului paragnaiselor cu biotit, datorită proceselor de anatexie s-au format pegmatite muscovitice şi pegmatite feldspatice.

Pegmatitele cu muscovit exploatabil sînt grupate într-un cîmp extins între Băuţar şi Valea Fierului.

Am precizat poziţia acestui cîmp, deoarece reprezintă singura zonă de perspectivă din masiv pentru pegmatite cu muscovit.

Institutul Geologic al României

Pegmatite cu feldspat. O materie primă care ar putea să prezinte interes economic pentru industria ceramică o constituie feldspatul din lentilele de pegmatit (Băuţar-Valea Fierului). Cu toate că în general dimensiunile lentilelor şi a filoanelor sînt reduse, totuşi numărul lor ridicat (zona Băuţar) ar conduce la rezerve apreciabile.

Roci utile. Ca material pentru balastiere pot fi folosite gnaisele amfibolice situate în apropierea căilor de acces (şosele şi căi ferate), pe văile Rusca, Bistra (între Voislova şi Bucova), Micota ş.a.

Provincia concentraţiilor din formaţiunile metamorfice paleozoice

Formaţiunile paleozoice metamorfozate (cristalinul epimetamorfic din masivul Poiana Ruscă) includ roci magmatice bazice, de care sînt asociate zăcăminte exhalativ sedimentare de fier (complexul şisturilor tufogene bazice).

În zona mediană a masivului sînt localizate cele mai numeroase zăcăminte, sectorul cercetat fiind cuprins între Ruschiţa, Tincova şi Nădrag.

Dintre rocile utile menţionăm prezenţa la aproximativ acelaşi nivel stratigrafic a calcarelor marmoreene, calcarelor pentru var şi rocilor pentru construcţii

Zona feriferă. Zăcămintele de fier paleozoice sînt cuprinse într-o zonă feriferă, localizată la Ruschiţa între Pîrîul cu Raci, vîrful Boul şi pîrîul Negrii. Minereurile sînt constituite din oxizi (magnetit) şi carbonaţi (siderit) de fier, asociate şisturilor tufogene bazice.

Cele mai importante concentraţii de minereu de fier au fost puse în evidenţă în sectorul vîrful Boul ca rezultat al unei cercetări complexe, mineralogice şi geofizice.

Pe valea Negrii, în extremitatea de W a aliniamentului Ruschiţa-Boul se întîlnesc de asemenea cîteva lentile cu magnetit şi siderit.

Provincia concentraţiilor asociate magmatismului banatitic

Aceste concentraţii au fost descrise la capitolul „Substanţele utile legate genetic de rocile banatitice" unde au fost repartizate la două grupe genetice : mineralizaţia pirometasomatică şi mineralizaţia hidrotermală.

În prima grupă sînt incluse mineralizaţii ferifere cu oxizi şi mineralizaţii cu scheelit, iar în grupa a II-a mineralizaţiile cu sulfuri polimetalice de origine hidrotermală. Rocile eruptive masive-granodioritele — formează material pentru construcţii.

Zona feriferă. Zona feriferă a provinciei banatitice se extinde între Tincova şi valea Cornetului (Nădrag). În amonte de contactul corpului banatitic Jdioara, precum şi la Ruschiţa în bazinele văilor Lozna-Varniţa-Cucea.

Mineralizaţiile sub formă de skarne cu magnetit şi hematit sînt găzduite atît în complexul şisturilor tufogene, la Tincova, cît şi în depozitele cretacice calcaroase din bazinul Rusca Montană.

Institutul Geologic al României

Ambele sectoare de la Tincova şi de la Ruschiţa prezintă premise favorabile acumulării minereurilor de fier.

În sectorul Tincova sînt cunoscute lentile de magnetit la nivelul şisturilor tufogene bazice asociate cu calcare cristaline skarnificate. Menţionăm de asemenea prezenţa în complex, spre E, a unor lentile cu minereu de fier de natură exhalativ-sedimentară metamorfozată cu toate că la Tincova astfel de lentile nu se cunosc. Nu este exclusă posibilitatea prezenţei lor în adîncime deci şi o eventuală regenerare a fierului în zonele de skarn.

Zona cu wolframaţi. Această zonă se suprapune în general peste zona feriferă şi va putea fi cercetată împreună cu aceasta.

Zona cu sulfuri polimetalice. Mineralizaţiile de natură hidrotermală sînt întîlnite spre periferia corpurilor mari banatitice (Jdioara, Lozna, Cucea).

Mineralizaţia de sulfuri complexe se asociază cu filoane de cuarţ hidrotermal, zona lor de apariţie suprapunîndu-se în parte peste zona feriferă în parte dezvoltîndu-se şi mai la sud de aceasta (valea Vălişoara-Tincova, vîrful Ascuţita Mare ş.a.).

Cea mai importantă concentraţie se situează la Ruschiţa, unde constituie obiectul unei exploatări pentru Pb şi Zn.

Alte puncte cercetate pentru sulfuri polimetalice sînt situate pe valea Ţiganului şi în bazinul văii Cucea.

Pe valea Cucea au fost cercetate cîteva aflorimente de calcare recristalizate şi „tactite" impregnate cu galenă şi blendă. Zona mineralizată se extinde discontinuu de-a lungul cîtorva sute de metri.

Mineralizaţia din valea Cucea este găzduită în sedimentele Cretacicului superior, sedimente care „plutesc" pe zona de înfundare a corpului granodioritic din valea Lozna.

Iviri de talc. În complexul şisturilor tufogene bazice, pe pîrîul Afinar-Ruschiţa, apar corpuri de roci ultrabazice, metamorfozate, care la contactul cu corpul banatitic au dat naştere la roci talcoase.

Primit la redacţie: 15 noiembrie 1972

BIBLIOGRAFIE

LUCRĂRI PUBLICATE

Bărbat T. (1958) Încercări de prospectare magnetică a zăcămintelor de siderit de la Ruschiţa-Rusca Montană. *D.S. Inst. Geol.* XXXV, Bucureşti.

Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar-Teliuc (Munţii Poiana Ruscă). *D.S. Com. Geol.* XLIX/1, Bucureşti.

Bowen N. L. (1940) Petrogressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Jour. geology*, 48, pag. 225—274, Chicago.

Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Cantuniari Şt. (1937) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană. *C.R. Inst. Géol.* XXI, Bucureşti.
— (1940) Monografia geologică tehnică a carierei Ruşchiţa (jud. Severin). *An. Min. Rom.* XXIII, 8, Bucureşti.
— (1941) Études géologiques dans les Monts Poiana Ruscă.II. Bassin de Rusca, région de Ruşchiţa (dép. Severin)III. Versants S de la crête Poiana Lungă-Măgura. *C.R.Inst. Géol. Roum.* XXVI, Bucureşti.
Codarcea Al., Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice în regiunea Ruşchiţa. *D.S.Com. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
— Pavelescu L., Kissling Al. (1965) Contribuţii la studiul unor camptonite cu kataforit din Poiana Ruscă. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 2, Bucureşti.
Codarcea-Dessila Marcela (1967) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristaline din România. *Stud. cerc. geol. geof. geogr.* 5, Bucureşti.
Dimitrescu R. (1961) Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R. *Rev. Minelor*, XII, 6, Bucureşti.
Dincă Al., Zimmermann P. (1963) Contribuţii asupra dislocaţiei Tincova-Polom, din partea de SW a masivului Poiana Ruscă. *D.S. Com. Geol.* L/2, Bucureşti.
Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J. (1965) Rock Forming Minerals. III, p. 103 — 114, London.
Drovenik M. (1968) Razvoj magmatskih i piroclasticnih kamenin v. okoloci Bakrovega Rudisca Bor. *Razprave geologija Porocila.* 11, Liubliana.
Fabries J. (1963) Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches eruptives basiques. *Ann. E.N.S.G. Mémoire*, 4, Nancy.
Gherasi N., Mureşan M., Mureşan Georgeta, Kräutner H., Kräutner Florentina, Lupu M., Marinescu Fl. Savu H., Arghir Adela (1968) Harta geologică a R.S.R., sc. 1 :200.000, 25, Deva, Bucureşti.
Giuşcă D., Biloiu M., Rădulescu D., Stiopol Victoria, Dimitrescu R. (1956) Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de SW. *D.S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.
— Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, Bucureşti.
— Volanschi Ernestina (1968) Contribuţii la studiul geochimic al zăcămîntului de sulfuri polimetalice de la Ruschiţa (Poiana Ruscă). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 1, Bucureşti.
Halavátsi. (1902) Geologische Verhältnisse der Umgebung Kitid-Russ-Altö-Telek (Comitat Hunyad). *Jahresb. d. k. u. geol. A. f. 1900*, Budapest.
— (1903) Über den geologischen Bau der Umgebung von Hatzeg-Szászváros. Vajdahunyad. *Arbeiten der XXXII Wanderverasammlung ungar. Ärtze und Natur.* Cluj.
Hauer K v. (1863) Die richtigen Eisenerzvorkommen in der Östereichischen Monarchie. Wien.
Hauer Fr., Stache G. (1885) Geologie Siebenbürgens. Wien.
Ianovici V., Rădulescu D., Bercia I., Constantinoff D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuţă O., Papiu V. C. (1966) Harta metalogenetică pentru fier a teritoriului României. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 1, 11, Bucureşti.
— Rădulescu D., Dimitrescu R., Kräutner H., Mirăuţă O. (1966) Harta metalogenetică a României. *Révue roumaine de géol. et géogr. série de géologie*, 10/2, Bucureşti.
— Giuşcă D., Ghiţulescu P. T., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.
Kräutner H. (1964) Privire generală asupra metalogenezei din masivul Poiana Ruscă. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 9, 1. Bucureşti.
— (1965) Zăcămîntul de pirită de la Boiţa-Haţeg (Poiana Ruscă). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 2, Bucureşti.
— (1966) Faciesul zeolitic al metamorfismului hidrotermal banatitic şi modul său de prezentare în regiunea Ruschiţa. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 11, 1, Bucureşti.
— Kräutner Florentina, Mureşan M., Mureşan Georgeta (1969) Stratigrafia şi evoluţia magmatismului, metamorfismul şi tectonica formaţiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă. *An. Com. Stat Geol.* XXXVII, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Maier O., Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1964) Structura geologică a regiunii Teliuc-Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscă). *D. S. Inst. Geol.* XLIX/1, Bucureşti.

— Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan Georgeta, Mureşan M. (1969) Stratigrafia şi structura formaţiunilor epimetamorfice din zona mediană a masivului Poiana Ruscă (Regiunea Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii). *An. Com. Stat Geol.* XXXVII, Bucureşti.

— Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfozate din partea de W a masivului Poiana Ruscă (Nădrag-Häuzeşti). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, Bucureşti.

— Solomon I., Vasilescu G. (1968) Stratigrafia Cristalinului epimetamorfic din partea de N a masivului Poiana Ruscă (regiunea Poieni-Bătrîna-Roşcani). *D.S. Com. Stat Geol.* LIV/1, Bucureşti.

— Caulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor, aplicată unor granite din România. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/3, Bucureşti.

— Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa (1970) Stratigrafia şi structura cristalinului mezometamorfic a masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV/4, Bucureşti.

— (1971) Studiul geologic şi petrografic al masivului cristalin Locva. Rezumatul tezei de doctorat, I. P. G. G. Bucureşti.

Mamulea A. (1953) Cercetări geologice în partea de W a bazinului Haţeg (regiunea Sarmisegetuza-Răchitova). *D. S. Com. Geol.* XXXVI, Bucureşti.

— (1955) Cercetări geologice în regiunea Rusca Montană-Lunca Cernei. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, Bucureşti.

Marinescu F. (1967) Observaţii asupra pannonianului de la Caransebeş. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 2, p. 465 — 469, Bucureşti.

Murata K. J. (1960) A new Method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. *Amer. Journ. of Sc.* 258 A, Bradley, p. 247 — 252.

Murgoci Gh. (1910) Sinteza geologică a Carpaţilor de Sud. *C. R. de XI Congr. Intern. de Geol.* Stockholm.

Năstăseanu S., Bercia I. (1968) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 :200 000, Baia de Aramă. Notă explicativă, Bucureşti.

Nopcsa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehlésvar, Deva, Ruszkabánya und der rumänischen Landersgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* XIV, 4, Budapest.

Papiu C. V. (1956) Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XL, Bucureşti.

— Popescu A., Serafimovici V. (1963) Consideraţii petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. Carp.-Balk. Congr. V*, II, Bucureşti.

Pavelescu L. (1954) Studiul geologic şi petrografic al părţii centrale şi de SE a Munţilor Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti.

— (1955) Cercetări geologice şi petrografice în Munţii Poiana Ruscă (V. Fierului). *D. S. Com. Geol.* XXXIX, Bucureşti.

— (1958 a) Geologia şi petrografia regiunii Ruşchiţa. *An. Com. Geol.* XXXII, Bucureşti.

— (1958 b) Geologia Carpaţilor Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Geol. Geogr.* 3, Bucureşti.

— Dimitrescu R. (1954) Contribuţii la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană-Lunca Cernii cu privire specială asupra plagioclazilor. *Bul. Şt. secţia Biol. Agron. Geol. Geogr.* Bucureşti.

— Maier O., Kräutner H., Mureşan M., Kräutner Florentina (1964) Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Ruşchiţa (Poiana Ruscă). *An. Com. Geol.* XXXIV/1, Bucureşti.

Ramberg H. (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.

Read H. H. (1957) The Granite Controversy, New York Interscience Publischers, New York.

Savu H. (1973) Stratigrafia, tectonica şi metamorfismul formaţiunilor din etajul superior al Precambrianului mediu din regiunea Bozovici. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 1, 18, Bucureşti.

Schafarzik Fr. (1906) Über die geologischen Verhältnisse von Forasest und Tomest im Komitat Krassó-Szöreny. *Jahresb. d. k. ung. geol.* Budapest.

— (1907) Über die geologischen Verhältnisse des SW-lichen Poiana Ruszkagebirges im Komitat Krassó-Szöreny. *Jahresb. d. k. ung. geol.* Budapest.

Institutul Geologic al României

— (1908) Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabánya. *Jahresb. de k. ung. geol.* Budapest.
Schneiderhöhn H. (1961) Die Erzlagerstätten der Erde. II, *Die Pegmatite*, Stuttgart.
Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Géol.* XVI, Bucureşti.
Stur D. (1863) Bericht über die geologische Übersichitaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgens im Sommer 1860. *Jahrb. d.k.u.geol R.A.* XIII, Budapest.
Superceanu C. (1956) Noi apariţiuni de scheelit în zăcămintele de contact din provincia geochimică a banatitelor. *Rev. Min.* 5, Bucureşti.
— (1957) Minerale rare în pegmatitele granitice din Banat. *Rev. Min.* 3, Bucureşti.
Tröger E. (1935) Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin.
Winkler G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag, Berlin.

LUCRĂRI NEPUBLICATE

Benea Gh. (1963) Raport asupra prospecţiunilor geochimice efectuate în Munţii Poiana Ruscă sectorul V. Loznei, Munţii Sebeş sectorul Cioclovina şi regiunea Bresnic sector Patirsi. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Bîgu O. (1965) Raport asupra lucrărilor de explorare din şantierul Băuţar. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Buracu O. (1965) Raport asupra prospecţiunilor geochimice Masivul Poiana Ruscă, regiunea Tincova. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Dincă Al. (1961) Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (sectorul Varniţa-Oţelu Roşu). Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
— (1962) Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană (sectorul Căvăran — Glimboca). Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
— Georgescu D., Georgescu Lenuţa (1963) Prospecţiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Gherasi N. (1951) Raport geologic asupra pegmatitelor cu mică din regiunea Voislova-Bucova. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Gherase I. (1956) Raport asupra lucrărilor de prospecţiune şi explorare executate în anul 1956 în perimetrul zăcămîntului de minereu de fier de la Tincova-Nădrag. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
— (1957) Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice executate în anul 1957 în perimetrul zăcămîntului de minereu de fier de la Tincova-Nădrag. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
Ghika-Budeşti Şt. (1944) Lentilele cu magnetit din Munţii Poiana Ruscă de SE. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
Giuşcă D. (1943) Raport asupra posibilităţilor miniere din regiunea Nădrag. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
— (1947) Raport asupra posibilităţilor miniere ale regiunii Poiana Ruscă de SW. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
— (1948) Raport preliminar asupra cercetărilor zăcămintelor din V. Lozna (Poiana Ruscă). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
— (1949) Raport asupra situaţiei lucrărilor de explorare în regiunea P. Negri (masivul Poiana Ruscă). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
Gradin M. (1960) Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice executate în perimetrul Lunca Cernii (Poiana Ruscă). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
Harosa S. (1961) Raport geologic asupra lucrărilor de prospectare şi explorare pentru minereu de fier de la şantierul Ruschiţa. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.
— Popescu M., Savu E., Duca A. (1967) Raport geologic asupra lucrărilor de prospectare şi explorare executate pentru fier şi sulfuri polimetalice în cadrul şantierului Ruşchiţa în perioada 1959—1965. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
Hristescu G., Iacobescu M. (1962) Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor geologice de explorare din şantierul ISEM Ruşchiţa. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
— Iacobescu M. (1963) Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor geologice de explorare din şantierul ISEM Ruşchiţa. Sect. Vf. Boul. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.
— Iacobescu M. (1963) Raport de documentare petrografică a lucrărilor geologice de explorare din şantierul Ruşchiţa, sectorul Pîrîul cu Raci. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— Iacobescu M. (1964) Raport de documentare petrografică mineralogică a lucrărilor de explorare din şantierul ISEM Ruşchiţa. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Iliescu Gh., Iliescu M., Mărgărit Gh., Mărgărit Maria, Nicolaescu V. (1960) Raport asupra prospecţiunilor pentru cărbuni în bazinul Haţeg. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Iliescu O., Radu A., Pavnotescu Viorica (1970) Sinteza lucrărilor de cercetare geologică pentru cărbune brun în Bazinul Caransebeş-Mehadia şi Bozovici. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Iliescu Violeta (1965) Studiul palinologic al depozitelor paleozoice de la Secul-Doman şi a şisturilor cristaline din Poiana Ruscă. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Ionescu Fl. (1959) Raport asupra prospecţiunilor magnetice din zona centrală a masivului Poiana Ruscă regiunea Nădrag şi Vadul Dobrii, a lucrărilor experimentale din Munţii Mehedinţi regiunea Podeni-Negruşa. Arh. M. M. P. G. Bucureşti.

Kräutner H., Kräutner Florentina (1963) Raport, cartări, revizuiri şi coordonări în cuprinsul foilor 82 Deva şi 81 Marginea. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— (1964) Studiul zăcămintelor din cuprinsul foii XXIII Deva. I. Zăcământul de pirită de la Boiţa-Haţeg. II. Zăcământul de fier din Dl. Boul. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Kräutner Florentina, Mureşan M., Mureşan Georgeta (1964) Studii geologice în partea de W a masivului Poiana Ruscă regiunea Gladna Română-Nădrag-Căvăran-Vf. Padeş. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Maier O., Solomon I., Vasilescu G. (1961) Raport asupra prospecţiunilor geologice executate în regiunea Nădrag, Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa (1962) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereu de fier în partea de S a masivului Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Solomon I., Vasilescu G., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa, Andrei A. (1963) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereu de fier în partea de SE a masivului Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— (1965) Raport geologic asupra lucrărilor de revizuire a unităţii mesometamorfice a masivului Poiana Ruscă în vederea întocmirii lucrării de sinteză (regiunea Rusca Montană-Voislova-Zeicani-Ştei). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Solomon I., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa (1966) Raport asupra revizuirii pentru întocmirea unei lucrări de sinteză a Munţilor Poiana Ruscă de S. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Solomon I., Zimmermann P. (1967) Proiect de cercetare geologică prin lucrări miniere şi foraje pentru minereu de fier şi sulfuri complexe în regiunea Tincova-Nădrag. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Neacşu Gh., Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa (1961) Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiuni pentru minereu de fier în partea de SW a masivului Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Pavelescu L. (1955) Geologia şi petrografia regiunii Ruşchiţa. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Maier O., Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureşan M. (1960) Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Ruşchiţa. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Pesky R. (1964) Raport asupra măsurătorilor magnetice Δ Z executate în zona de SE a masivului Poiana Ruscă pentru minereuri de fier. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Popescu-Brădet M. (1959) Raport asupra măsurătorilor magnetice Δ Z pentru prospecţiuni de minereuri de fier în partea centrală a masivului Poiana Ruscă (Vf. Fîntînilor, Vf. Padeş, Dl. Negrii, P. Lugului, Vf. Boului-Ruşchiţa-P. Morii, Vf. Chicioara şi Poiana Răchiţele-Vf. Zlaşti-Vf. Ţiganului, Vadu Dobrii-Bătrîna). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Pîrvulescu M. (1958) Raport geologic asupra lucrărilor de prospectare geologică executate în 1957 în perimetrul zăcământului de minereu de fier Tincova-Nădrag. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Ştefănciuc A. (1952) Raport asupra măsurătorilor magnetice în regiunea Poiana Ruscă. V. Fierului-Criva. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— (1958) Măsurători magnetice în regiunea Poiana Ruscă (Lunca Cernii-Răchitova-Densuş-Peşteniţa). Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Zaharescu C. (1952) Raport preliminar asupra lucrărilor de explorare pentru pirită în şantierul Boiţa-Haţeg. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1952) Raport preliminar asupra lucrărilor de explorare de la Stîrminosu. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Zimmermann P., Zimmermann Voichiţa (1962) Raport asupra prospecţiunilor pentru mineruri neferoase în zona Ascuţita-Vf. Boul-Ruşchiţa. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Zimmermann Voichiţa (1963) Raport asupra prospecţiunilor pentru minereuri neferoase în zona P. Negrii, V. Crucea, V. Varniţa. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

— Zimmermann Voichiţa (1964) Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereu de fier în partea de SE a masivului Poiana Ruscă. Arh. M.M.P.G. Bucureşti.

Institutul Geologic al României

L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET PÉTROGRAPHIQUE DES TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS DE POIANA RUSCĂ

(Résumé)

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA RÉGION

La zone méridionale du massif, connue dans la littérature sous le nom de ,,mésozone du massif de Poiana Ruscă", est composée pour la plupart des schistes cristallins faiblement jusqu'à intensément métamorphisés. Vers le nord cette zone entre en contact anormal avec les schistes épimétamorphiques de la zone médiane du massif, vers l'est, le sud et l'ouest elle est recouverte par les dépôts sédimentaires des bassins de Haţeg, de Rusca Montană-Lunca Cernii et de Caransebeş-Lugoj.

Les schistes cristallins, ainsi que les formations sédimentaires mésozoïques et paléogènes sont traversés par des filons et par des corps intrusifs de roches banatitiques.Des phénomènes de transformations des roches primaires en roches cornéennes et en skarns de différents types ont eu lieu dans la zone de contact. On connait, en connexion génétique avec les intrusions mentionnées, des minéralisations de fer, de sulfures polymétalliques et des minéralisations cuprifères et auro-argentifères.

SCHISTES CRISTALLINS

Les schistes cristallins se rattachent à quatre cycles géotectoniques: prébaïcalien, baïcalien, calédonien et varisque. On a séparé dans les formations appartenant à l'un des cycles, des complexes lithostratigraphiques.

Cycles prébaïcalien et baïcalien

Ces cycles comprennent les formations de la soi-disante zone mésométamorphique. En réalité le métamorphisme de ces formations varie de plus élevé jusqu'au plus bas degré du métamorphisme. On peut constater sur toute leur aire de répartition l'existence d'une succession métamorphique inverse : les schistes faiblement métamorphisés se trouvent à la base de la pile tandis que les schistes fortement métamorphisés occupent la partie supérieure de celle-ci. Une continuité métamorphique peut être observée entre les extrêmes du métamorphisme. Cette continuité, ainsi que le fait qu'aucune discordance stratigraphique n'a pas été mise en évidence, nous portent à traiter comme une unité, dans le cadre du même chapitre, les complexes lithostratigraphiques séparés, quoique nous soyons convaincus qu'ils appartiennent au moins à deux cycles géotectoniques : prébaïcalien et baïcalien. Notre conviction s'étaye des données chronologiques dont nous disposons et qui font ressortir l'appartenance des complexes séparés à des âges différents ; l'intervalle chronologique est assez grand pour qu'on puisse admettre, au moins théorétiquement, l'existence d'une phase de plissement prébaïcalienne. Tenant compte des mêmes données d'âge, la limite entre les formations des deux cycles peut être située, toujours hypothétiquement, entre les complexes supérieurs.

Institutul Geologic al României

On a séparé, selon des critères lithostratigraphiques, les complexes suivants :
Complexe des paragneiss à biotite ;
Complexe des micaschistes à almandin ;
Complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques ;
Complexe des schistes quartzitiques sériciteux.

Complexe des paragneiss à biotite

Ce complexe représente la formation géologique la plus ancienne du massif de Poiana Ruscă. À la base, il est formé par un horizon épais de schistes surtoût terrigènes, particulièrement représentés par les paragneiss à biotite, sur lesquels repose un horizon ayant de nombreuses intercalations de roches amphiboliques, pour la plupart d'origine magmatique. La limite entre les deux horizons n'est pas ferme ; elle a été trassée à la base des premières roches amphiboliques.

Horizon inférieur, détritogène. On trouve dans la composition pétrographique de cet horizon, des roches ayant un degré avancé de métamorphisme (paragneiss à biotite ± sillimanite ± disthène, micaschistes à almandin, calcaires cristallins, roches amphiboliques pour la plupart métaéruptives) ; ces roches sont associées avec des anatectites et des migmatites. L'épaisseur connue de cet horizon est de 1500 à 1800 m.

Le fond pétrographique de l'horizon est constitué par les paragneiss à biotite où l'on peut observer, parfois à l'oeil nu, une distribution rythmique des bandes quartzo-plagioclases et des bandes micacées bien plus minces. La sillimanite s'ajoute aux minéraux susmentionnés. Elle est partiellement pinitisée, probablement à la suite d'un apport de potassium ou fibrolite. Le disthène présent dans les deux horizons est lui aussi pinitisé périphériquement. Dans les paragneiss biotito-muscovitiques on trouve aussi de la staurotide à proximité de l'almandin.

Les minéraux secondaires sont : le chlorite, la séricite, la pennine et les hydroxydes de fer qui ont résulté de certains processus de réadaptation métamorphique. La biotite est parfois un minéral de néoformation, cristallisé sur des plans de cisaillement.

Les paragenèses les plus fréquentes sont les suivantes : oligoclase-quartz-biotite ± sillimanite ; oligoclase-quartz-biotite-muscovite ± disthène ± grenat ; oligoclase-quartz-biotite-disthène-staurotide et quartz-oligoclase-muscovite-biotite-almandin.

La composition modale des principales variétés est présentée dans le tableau 1.

Les intercalations terrigènes alumineuses sont représentées par les niveaux discontinus de micaschistes à almandin, épais de plusieurs dizaines de mètres. Les deux types de mica entrent habituellement dans la composition de la roche mais la biotite y est généralement subordonnée. Le grenat peut être aplati, brisé et chloritisé sur les fissures. La composition modale est présentée dans le tableau 2.

Les paragenèses rencontrées sont les suivantes : muscovite-quartz-biotite-almandin et muscovite-quartz-biotite-staurotide-almandin.

Les carbonatites métamorphisées sont assez rares dans cet horizon : elles forment quelques intercalations dont l'épaisseur maxima est de 12 m.

Les roches amphiboliques peuvent être réparties tant aux para-amphibolites qu'aux orthoamphibolites. On a inclu dans le premier groupe les amphibolites à grenat, les amphibolites à biotite et les schistes amphiboliques qui ont présenté un certain triage granulométrique ou une stratification primaire et dont la composition minéralogique ne peut pas provenir d'une roche éruptive basique. On n'à considéré métaéruptives basiques que les amphibolites ayant des structures magmatiques reliques.

Parmi les anatectites et les migmatites de cet horizon nous citons les gneiss granitiques et granodioritiques, les migmatites métatectiques et métablastiques.

Horizon supérieur magmatogène. Cet horizon a un caractère magmatogène prononcé, dû à une large aire de distribution des roches endogènes ultrabasiques (métapéridotites) et basiques (métagabbros, métadiorites). Les roches terrigènes sont représentées dans cet horizon aussi par des paragneiss à biotite comme roche prédominante, des micaschistes à almandin des quartzites à muscovite, des calcaires cristallins et des métatuffites cristalloclastiques.

Les phénomènes de rétromorphisme y sont beaucoup plus fréquents que dans l'horizon inférieur et ils sont mis en evidence par la chloritisation de la biotite, du grenat et de l'amphibole et par la pinitisation du disthène.

Institutul Geologic al României

Le degré de métamorphisme de cet horizon se caractérise par la présence de la sillimanite et du disthène dans le SE du massif de Poiana Ruscă, et du disthène dans le reste de l'aire de distribution de l'horizon. L'isograde staurotide-almandin apparait à la partie supérieure de cet horizon.

Complexe des micaschistes à almandin

Un complexe épais d'environ 1500 m apparait dans la succession lithostratigraphique, au-dessus du complexe des paragneiss à biotite. Caractérisé par une monotonie pétrographique, ce complexe est constitué presque exclusivement de micaschistes à almandin, ceux-ci comprennant sporadiquement des intercalations de schistes quartzitiques à muscovite et almandin, des quartzites à biotite et almandin, des calcaires cristallins et des para-amphibolites.

Le degré de métamorphisme de ce complexe correspond au sous-faciès staurotide-almandin du faciès amphibolite-almandin. Mais, on y remarque aussi, à la partie supérieure du complexe, des passages au sous-faciès quartz-albite-muscovite-almandin du faciès des schistes verts.

Complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques

Ce complexe commence à la base par un niveau de roches amphiboliques ; sa limite supérieure est marquée par un niveau repère formé de l'association calcaires+schistes amphiboliques.

Le fond pétrographique du complexe est composé de schistes muscovito-biotitiques à grenat ayant un degré de cristallinité plus bas que celui des micaschistes du cmplexe précédent. Des calcaires dolomitiques, des dolomies et des roches amphiboliques sont intercalés dans les schistes muscovito-biotitiques. Les roches carbonatées forment un horizon repère continu dans le péricline et sur les deux flancs de l'antiforme Voislova-Silvaş. Le calcaire est associé, à l'extrémité orientale de la région (Boiţa) avec des quartzites rubanés où l'on trouve un gisement métamorphisé de pyrite.

Les roches amphiboliques intercalées dans ce complexe forment deux horizons ayant des caractères pétrographiques distincts. L'horizon inférieur est constitué de schistes amphiboliques carbonatés avec ou sans grenat, qui se sont formés probablement sur le compte d'une marne gréseuse. Des schistes amphiboliques qui ressemblent aux roches tuffogènes participent à la formation de l'horizon supérieur.

Le degré de métamorpisme de ce complexe correspond au sous-faciès à almandin du faciès des schistes verts. L'épaisseur de ce complexe varie de 350 m à 450 m.

Complexe des schistes quartzitiques sériciteux

Le complexe supérieur est formé de schistes séricito-chloriteux d'origine terrigène dont la partie basale contient aussi du grenat et de la biotite, partiellement chloritisés. Des schistes quartzitiques, des schistes quartzo-feldspathiques chloriteux et des calcaires cristallins parfois s'associent à cette roche. Ce complexe occupe la zone axiale de l'antiforme Voislova-Silvaş ; son épaisseur est estimée à 1500 m.

Les paragenèses minerales de ce complexe indiquent un passage gradué du sous-faciès à biotite au sous-faciès à chlorite du faciès des schistes verts.

Magmatisme initial protérozoïque et infracambrien

Les produits du magmatisme initial sont représentés par des roches ultrabasiques et basiques et par les tufs de celles-ci qui ont subi un métamorphisme régional. Ils sont distribués dans l'horizon supérieur du complexe des paragneiss à biotite et dans le complexe des schistes muscovitiques à intercalations amphiboliques. On peut en déduire l'existence de deux phases d'activité magmatique, la première appartient à un cycle tectono-magmatique prébaïcalien, la seconde au cycle baïcalien.

On a séparé les types de roches suivants : métapéridotites, métadolérites et métadiorites, ainsi que des métatufs basiques et des métatuffites.

Les métapéridotites forment des sills qui vont de quelques mètres jusqu'à quelques centaines de mètres dans l'horizon supérieur du complexe des paragneiss à biotite. L'effet du

Institutul Geologic al României

métamorphisme régional est relativement faible ; en échange, les transformations autométamorphiques ont atteint des intensités variées de sorte qu'on peut y rencontrer des transitions échalonnées, allant des roches dunitiques jusqu'aux serpentinites apodunitiques.

La serpentinisation est complète à la périphérie des corps plus grands et dans les corps très petits. La composition modale d'une roche partiellement serpentinisée est présentée à la page 97. La composition chimique et les paramètres Niggli de la même roche (p. 97) concordent avec la composition modale. Dans la projection tétraédrique, *al*, *alk*, *c*/*fm* se dessinent nettement dans le champ éruptif (fig. 12). Toutefois, il est difficile de les repartir aux types magmatiques de Niggli a cause de la très grande valeur du *fm*.

Dans le diagramme *ti-mg* (fig. 13) on remarque une corrélation positive avec les métagabbros de la région.

Les metawehrlites apparaissent dans le même horizon et comprennent de l'olivine, du diallage, de la trémolite, de l'antigorite, de la muscovite, et des spinelles. La composition modale d'une serpentinite apowehrlitique est représentée à la page 98.

Roches basiques métamorphisées. Le caractère endogène de la majorité des amphibolites de l'horizon supérieur du complexe des paragneiss est mis en evidence par la composition modale, par les structures reliques et par leur composition chimique.

On a rencontré des métagabbros dans le complexe des paragneiss à biotite et parfois dans le complexe des schistes quartzitiques-sériciteux. La roche est composée de hornblende, de plagioclase, de titanite et de magnétite. Les analyses chimiques (tab. 3) et les paramètres Niggli (tab. 4) de quatre échantillons de métagabbros mettent en relief leur origine endogène attestée aussi par la somme $ti+10\ mg$ (fig. 13) et par les valeurs négatives du *t*.

Les métadolérites sont relativement rares mais elles présentent une structure intersertale relique, très bien conservée. La roche est formée de hornblende vert-bleuâtre idiomorphe, de biotite brun-rougeâtre, de plagioclase allotriomorphe dans les interstices et de titanite granuleuse, ainsi que de quantités variables d'épidote.

Les métadiorites sont plus fréquentes surtout dans l'horizon supérieur du complexe des paragneiss à biotite. Elles sont formées de plagioclase idiomorphe à macles complexes, de hornblende, de quartz, de biotite et de titanite. La structure relique est bien conservée.

On a rencontré des métatufs basiques et des métatuffites dans le complexe des paragneiss à biotite aussi bien que dans le complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques. Ils sont formés de hornblende vert-bleuâtre, de quartz, d'épidote, de muscovite et/ou de zoïsite, de titanite et de magnétite auxquels on ajoute, en fonction de la quantité de matériel terrigène, de la biotite, de la muscovite et, plus rarement de l'almandin.

La consanguinité des roches ultrabasiques et basiques susmentionnées est argumentée par la corrélation positive des paramètres Niggli. Le diagramme $MgO-Al_2O_3/SiO_2$(Murata, 1960) démontre que les roches basiques analysées font partie de la série des basaltes alumineux avec une légère tendance vers les basaltes alcalins.

Distribution des faciès métamorphiques

Les schistes cristallins de la ,,zone mésométamorphique'' du massif de Poiana Ruscă sont le résultat d'un métamorphisme progressif qui a eu lieu dans des conditions qui ont évolué du sous-faciès sillimanite-almandin-orthoclase du faciès almandin-amphibolitique jusqu'au sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite du faciès des schistes verts. Les lignes qui séparent les faciès et les sous-faciès ne sont pas claires et elles ne se superposent pas rigoureusement aux limites des complexes lithostratigraphiques. On peut observer quand même une baisse du degré de métamorphisme à partir du complexe des paragneiss à biotite au complexe des schistes quartzitiques sériciteux.

Vu que le complexe le plus faiblement métamorphisé se trouve dans la zone axiale de l'antiforme Voislova-Silvaş et que le complexe plus fortement métamorphisé, accompagné d'anatectites et de migmatites, apparaît dans les deux synformes qui confinent l'antiforme mentionné, on a considéré que la succession métamorphique est inverse dans toute la ,,zone mésométamorphique'' du massif.

Les phénomènes de rétromorphisme présentent aussi une distribution régionale ; ils ne se limitent pas aux zones importantes des fractures. Le métamorphisme a eu lieu probablement dans deux phases principales : une phase prébaïcalienne au cours de laquelle les complexes inférieurs ont été métamorphisés jusqu'à un degré de métamorphisme correspondant à la sillimanite et une autre phase baïcalienne durant laquelle s'est produit le métamorphisme progressif

Institutul Geologic al României

des complexes supérieurs et le rétromorphisme des complexes prébaïcaliens. Le rétromorphisme des complexes supérieurs (baïcaliens) a eu lieu probablement durant le métamorphisme progressif des phases calédoniennes et surtout des phases hercyniennes qui a eu pour résultat les schistes de la zone épimétamorphique.

Anatectites et migmatites

Ces roches se rattachant aux zones profondes du métamorphisme régional, ne peuvent être rencontrées qu'au niveau du complexe des paragneiss à biotite, dans les zones axiales des deux synformes.

On a mis en evidence les types suivants des roches principales : granitoïdes anatectiques, migmatites métablastiques, migmatites métatectiques, pegmatites.

Les granitoïdes anatectiques forment des corps allongés concordants aux paragneiss à biotite. La roche est formée de plagioclase (An^{30} et d'albite (de néoformation), de quartz, de biotite et d'une petite quantité de microcline). Le quartz pavimenteux représente le paléosoma de la roche. La biotite présente une vague orientation métamorphique.

Le granitoïde de Criva a une texture massive, parfois faiblement orientée. Le plagioclase de la roche est équigranulaire. Il est inclu dans le microcline métablastique ou il forme avec le quartz la masse fondamentale qui suggère par son aspect un paléosoma relique. La composition modale, la composition chimique et les paramètres Niggli sont présentés dans les tableaux 6 et 7. Le rapport $Q:Ab:Or = 38:26:36$ est assez proche d'une composition eutectique obtenue expérimentallement à 695°C et $P_{H_2O} = 2000$ bars (Winkler, 1965).

L'association du granitoïde avec des roches migmatiques tipiques (vénites, agmatites, etc.), avec des métamorphites à sillimanite et les relations des métablastes de feldspath potassique avec le plagioclase+quartz, ainsi que le rapport $Q:Ab:Or$ nous portent à conclure de la genèse du granitoïde par l'anatexie des paragneiss à biotite. Le processus d'anatexie a eu lieu probablement après la première phase de métamorphisme régional, pendant l'orogenèse prébaïcalienne.

Âge du granitoïde de Criva

Les données de la méthode K/Ar indiquent l'âge de 329 millions d'années, ce qui correspond à la fin de la phase hercynienne. La méthode de l'angle d'extinction ondulatoire du quartz donne un âge de 540 millions d'années, ce qui correspondrait au plissement baïcalien en tant que première phase qui ait affecté le granitoïde.

Migmatites métablastiques

On a inclu dans ce groupe de roches les gneiss oeillés et les gneiss granulaires.

Les gneiss oeillés sont formés de métablastes qui prédominent, de plagioclases et parfois, de feldspath potassique. Ceux-ci représentent une première génération, en concordance avec la schistosité métamorphique. La seconde génération est représentée par des cristalloblastes de feldpsath potassique idiomorphe, disposés d'une manière discordante par rapport à la foliation métamorphique.

Les métablastes de la première génération ont des dimensions de 1 à 10 cm et sont entourés d'un recouvrement à cristallinité moyenne formé de quartz, plagioclase, biotite et muscovite. Ils se sont formés sur le compte des paragneiss à biotite à la suite d'un apport de solutions alcalines.

Les métablastes de la seconde génération ont cristallisé le long des failles de cissaillement et ils sont le résultat d'une métasomatose potassique.

Les associations minérales sont les suivantes : le paléosoma : albite/oligoclase+quartz+biotite+grenat et albite+microcline+quartz+biotite+muscovite ; le néosoma : I-ère génération : albite+quartz et microcline+quartz ; II-ème génération : microcline+quartz.

Les gneiss granulaires représentent un type de transition entre les migmatites métablastiques oeillées et la feldspathisation diffuse. Ils sont formés de métablastes d'albite, d'orthose à structure graphique et de quartz : dans les interstices, on remarque de la biotite largement cristallisée, du quartz et un plagioclase intensemment altéré.

Institutul Geologic al României

Migmatites métatectiques

Les gneiss linéaires et les gneiss „lit par lit" décrits dans ce sous-chapitre, apportent des arguments supplémentaires à l'appui d'une métasomatose potassique (les relations du feldspath potassique avec les autres minéraux, les structures myrmékitiques, etc.).

Les paragenèses minérales sont les suivantes : le paléosoma : oligoclase + quartz + muscovite ; oligoclase + quartz + biotite + muscovite + grenat et feldspath plagioclase + hornblende + quartz + biotite ; le néosoma : microcline + albite et orthose + quartz.

Pegmatites

Les pegmatites se trouvent dans le complexe des paragneiss à biotite mais seulement dans la partie méridionale du massif où elles forment une zone allongée sur le flanc méridional du synforme Băuţar-Criva. Elles forment des nids, des lentilles et des filons généralement concordants aux paragneiss. Les pegmatites discordantes sont relativement rares.

Pegmatites concordantes. On a remarqué des pegmatites quartzo-plagioclasiques à muscovite, généralement associées au gneiss granitoïdes et aux gneiss aplitiques ; des pegmatites quartzo-plagioclasiques à microcline, muscovite, biotite, grenat et tourmaline, et des pegmatites quartzo-plagioclasiques à biotite, disthène et tourmaline.

Les pegmatites quartzo-plagioclasiques à muscovite sont granulaires et sont associées aux gneiss aplitiques sur le compte desquels elles se sont probablement cristallisées dans la zone de fissuration intensive.

Les pegmatites quartzo-plagioclasiques à microcline, muscovite, biotite, grenat et tourmaline sont exploitées pour la muscovite qu'elles contiennent. Elles forment des filons concordants aux schistes cristallins environnants et elles ont évolué selon le modèle des pegmatites de dilatation (R a m b e r g, 1952). Les pegmatites sous forme de lentilles sont formées par des concrétions (fig. 22). La muscovite arrive, dans ces pegmatites, à des dimensions de 10/20 cm.

Les pegmatites quartzo-plagioclasiques à biotite, disthène et tourmaline sont relativement rares ; elles forment de petites lentilles à structure zonée. La zone extérieure qui a une structure aplitique comprend du feldspath, du quartz, de la biotite et de la muscovite ; la zone médiane est constituée d'une bande mince de biotite, suivie d'une autre bande de feldspath pertitique à quartz et tourmaline. La zone centrale est formée de quartz à cristaux radiaires ou divergents de disthène, longs de 10 à 12 cm. Ces pegmatites sont métasomatiques : le disthène s'est formé probablement selon la réaction suivante : muscovite microcline + disthène + H_2O.

Les pegmatites discordantes. Conservent des éléments structuraux de la roche-encaissante ce qui plaide en faveur de leur origine métasomatique.

À la différence des pegmatites concordantes dont l'existence est due aux processus de ségrégation métamorphique et où le plagioclase est prédominant, les pegmatites discordantes, métasomatiques sont formées surtout de feldspath potassique.

Skarns de réaction

Les skarns de réaction à pyroxènes et magnétite, à diopside et à dipyre ou les skarns pyroxéniques se sont formés au contact des aplites pegmatitiques, des pegmatites et des gneiss granitoïdes avec les calcaires critallins et les amphibolites.

Les calcaires à pyroxènes et magnétite se sont formés au contact des calcaires avec les migmatites plagioclasiques. On a mis en evidence les paragenèses suivantes : calcite-diopside ; diopside-grenat-calcite et diopside-calcite-magnétite.

Les calcaires à diopside et dipyre ont résulté probablement d'une métasomatose alcaline. Selon les caractères optiques, le dipyre est une mizzonite.

Les amphibolites à pyroxènes sont constituées de hornblende, de plagioclase et de diopside auxquelles s'ajoutent la titanite, l'ilménite, le zircon, le rutile et l'apatite. Le pyroxène s'est cristallisé dans les interstices des amphiboles.

Substances minérales utiles associées aux formations protérozoïques et infracambriennes

On a remarqué des lentilles de magnétite en association avec des roches orthoamphiboliques dans l'horizon supérieur du complexe des paragneiss à biotite, à Băuţarul inferior, dans Valea Fierului, à Faţa Turcului, etc. Les lentilles de magnétite se situent dans l'axe et sur les

Institutul Geologic al României

deux flancs du synforme Băuţar-Criva, appartenant à deux niveaux stratigraphiques. Les lentilles de magnétite apparaissent dans la zone périclinale de l'antiforme de Valea Stîrminosului dans le même horizon et au même niveau que les affleurements de Faţa Turcului.

Le minerai est constitué d'une alternance de petites couches de magnétite, pyrite et quartz. On a mis en évidence les associations de minéraux suivantes : magnétite-quartz-feldspath-almandin ; magnétite-sidérite-magnétite-sidérite-pyrite et magnétite-pyrite-chalcopyrite.

On remarque dans plusieurs points du complexe, des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques, des affleurements de sidérite±ankérite et de magnétite disséminée dans des schistes associés aux roches métaéruptives ou aux métatufs basiques. Cette association avec les orthoamphibolites ainsi que l'aspect stratifié du minerai nous a fait conclure de la génèse éruptive-sédimentaire métamorphisée de ce complexe.

Le minerai pyriteux. À Boiţa, sur le flanc méridional de l'antiforme Voislova-Silvaş, on remarque, dans l'extrémité orientale du complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques, un gisement de pyrite associé au niveau de calcaires siliceux. Le minerai est massif ou rubané et il apparaît sous forme de bandes de pyrite en alternance intime avec des bandes quartzo-séricitiques, plissés ensemble. Cette pyrite est d'origine volcanogène-sédimentaire et elle a été métamorphisée simultanément aux autres sédiments pendant la phase baïcalienne.

Les cristaux de pyrite sont parfois broyés et cimentés avec de la galène ; ils sont souvent corrodés par la blende. Les relations de la pyrite avec les autres minéraux demontrent la succession de cristallisation suivante : pyrite-blende-galène-chalcopyrite. Ces relations, à savoir la galène qui apparaît dans les fissures ainsi que la présence de certaines géodes à minéraux de gangue, attestent l'origine mixte du gisement de Boiţa ; la pyrite est d'origine volcanogène-sédimentaire-métamorphisée et les autres minéraux liés aux intrusions plus récentes, appartiennent à une phase hydrothermale.

Les pegmatites à muscovite, exploités pour les lamelles larges de muscovite, forment des lentilles décimétriques qui peuvent atteindre une grandeur de quelques dizaines de mètres et une épaisseur de 3 à 5 m. Elles apparaissent dans une zone relativement étroite sur le flanc méridional et dans l'axe du synforme Băuţar-Criva.

Cycle calédonien

Un paquet de schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes de plagioclase se trouve au-dessus du complexe des paragneiss à biotite, à Tincova, dans le SW du massif.

Nous attribuons ce paquet, grâce au parallélisme avec la série de Locva, au Paléozoïque inférieur. Les schistes ont été probablement métamorphisés pendant la phase érique. Le complexe des schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'oligoclase/albite proviennent de certains sédiments terrigènes pélito-psammitiques métamorphisés dans les conditions du faciès des schistes verts, les sous-faciès à almandin.

Nous attribuons au même cycle le complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tuffogènes et le complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques de la zone épimétamorphique du massif de Poiana Ruscă.

Cycle varisque

Dans la zone médiane et septentrionale du massif, on remarque quatre complexes d'âge paléozoïque inférieur :

Le complexe des schistes graphiteux ;
Le complexe des schistes tuffogènes basiques ;
Le complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes ;
Le complexe des phyllites séricito-chloriteuses.

Les premiers trois complexes n'apparaissent que dans la zone médiane et occidentale du massif (Ruschiţa-Nădrag). Le complexe supérieur des phyllites a une distribution relativement réduite dans la partie du Nord du massif où il repose d'une manière discordante sur le complexe des schistes tuffogènes basiques et sur le complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes. L'importance de ce complexe vient du fait qu'il a été daté à l'aide des débris palynologiques d'âge carbonifère inférieur (Maier et al., 1968).

Institutul Geologic al României

Complexe des schistes graphiteux

Ce complexe est composé de schistes muscovito-quartzitiques à biotite et de schistes séricito-chloriteux graphiteux. Des couches minces de schistes tuffogènes sont intercalées vers la partie supérieure du complexe. Les paragenèses caractéristiques sont les suivantes : quartz-albite-muscovite±almandin ; quartz-albite-muscovite±almandin ; quartz-albite-séricite-graphite et quartz-albite-épidote-actinolite-calcite.

Le complexe est métamorphisé dans le faciès des schistes verts ; le sous-faciès à almandin.

Complexe des schistes tuffogènes basiques

Ce complexe est disposé d'une manière concordante sur le complexe précédent, entre les deux complexes il y a une transition lithologique évidente. Le complexe se caractérise par la présence des schistes tuffogènes basiques en tant que produits du magmatisme initial dévonien. L'activité extrusive s'est manifestée dans deux moments de paroxysme qui alternent avec deux moments de sédimentation prédominant terrigène. Cette alternance a facilité la mise en evidence des quatre horizons ; l'horizon tuffogène inférieur, l'horizon terrigène intermédiaire, l'horizon tuffogène supérieur et l'horizon terrigène supérieur.

L'horizon tuffogène inférieur est constitué de roches métaéruptives et de métatufs basiques, de calcaires cristallins et de schistes terrigènes. Les schistes terrigènes sont représentés par des schistes quartzo-biotitiques, schistes muscovito-biotitiques ±quartzitiques, schistes chlorito-muscovitiques calcaires et ils se développent surtout à la partie inférieure de l'horizon ; ces schistes contiennent des lentilles de minerai de fer de Valea Negrii. Les calcaires marmoréens sont exploités dans la carrière de Ruschiţa.

Les paragenèses principales sont les suivantes : albite-hornblende vert-bleuâtre-épidote-calcite ; quartz-albite-hornblende-épidote-biotite-almandin ; quartz-albite-muscovite-biotite et quartz-albite-muscovite-chlorite.

Le degré de métamorphisme correspond au sous-faciès à almandin et biotite du faciès des schistes verts.

L'horizon terrigène intermédiaire est composé de schistes quartzitiques bruns, schistes quartzitiques noirâtres à biotite et spessartine, schistes chlorito-sériciteux à almandin et intercalations minces de schistes actinolitiques et de calcaires cristallins. Cet horizon, dans l'axe du synforme Crivina-Nădrag est réprésenté par des schistes muscovito-biotitiques à almandin.

L'horizon tuffogène supérieur commence par un niveau discontinu de roches porphyrogènes associées avec des calcaires cristallins et des métatufs basiques (schistes chlorito-épidoto-albitiques). Ce niveau comprend les lentilles de minerai de fer de Pîrîul cu Raci et du sommet Boul. Puis, l'horizon continue par des calcaires cristallins, schistes quartzitiques chlorito-sériciteux±biotite, schistes chlorito-sériciteux satinés et il s'achève par une couche repère de calcaire blanc.

Vers l'ouest de la région, où cet horizon est représenté par une alternance de schistes actinolitiques et de calcaires cristallins, on remarque une variation de faciès lithologique. À la proximité des intrusions banatitiques, ces roches ont été affectées par des processus pyrométasomatiques et hydrothermaux.

On peut aussi y remarquer une variation du degré de métamorphisme à partir du sous-faciès à biotite au sous-faciès à almandin, du même horizon. Les association minéralogiques de la partie méridionale de la région sont les suivantes : quartz-albite-chlorite-séricite ; quartz-albite-épidote-chlorite±biotite et quartz-albite-épidote-biotite. Dans l'ouest de la région, on trouve les associations suivantes : quartz-albite-muscovite-chlorite ; quartz-albite-muscovite biotite-almandin-et albite-épidote-hornblende-biotite-almandin.

L'horizon terrigène supérieur présente des variations de faciès lithologique et du degré de métamorphisme. Au nord de Ruschiţa, des intercalations de métatufs basiques apparaissent dans cet horizon tandis que vers l'ouest (à Nădrag) c'est le caractère terrigène qui prédomine. Là, les types les plus fréquents de roches sont les schistes quartzitiques séricito-chloriteux±biotite, les schistes quartzitiques muscovitiques à biotite, les schistes muscovito-chloriteux+biotite+almandin, les schistes quartzitiques+biotite+almandin et calcaires cristallins.

Le degré de métamorphisme du faciès des schistes verts présente des variations à partir du sous-faciès à chlorite, au faciès à biotite et au faciès à almandin.

Institutul Geologic al României

Complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes

Ce complexe à composition pétrographique relativement monotone occupe toute la partie du NW de la région étudiée. Il apparaît au sud et au nord de la faille Nădrag. Dans le compartiment septentrional il repose en succession normale sur le complexe des schistes tuffogènes basiques qui sont synchrones avec la partie basale des dolomies de Tomeşti-Luncani. Dans le compartiment méridional, la succession est inverse : le complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes apparaît dans l'axe de l'antiforme Jdioara-Padeş au-dessous du complexe des schistes tuffogènes basiques. On remarque dans la zone axiale de l'antiforme une succession inverse du degré de métamorphisme qui baisse à partir du sous-faciès à almandin au sous-faciès à biotite et au sous-faciès à chlorite au fur et à mesure que nous avançons vers les zones actuellement plus profondes.Les types pétrographiques les plus fréquents dans ce complexe sont les schistes quartzito-muscovitiques+biotite+almandin et les schistes séricito-chloriteux qui ont parfois un pigment graphiteux. Les roches carbonatiques forment plusieurs intercalations surtout vers la base du complexe.

Une nouvelle phase du magmatisme dévonien se manifeste simultanément à la sédimentation terrigène et elle est représentée par des corps concordants de métaporphyres granodioritiques et par des sills de métadolérites.

Magmatisme initial paléozoïque (dévonien)

Le magmatisme paléozoïque commence, dans le cycle calédonien, par une faible activité extrusive basique, arrive à la phase paroxismale pendant le Dévonien avec des effusions ultrabasiques et basiques et s'achève par une activité ayant un caractère prédominant acide (tab. 8).

Des extrusions de type basique et des coulées de laves basiques et acides ont eu lieu dans une première étape de la première phase (le magmatisme basique). Cette étape s'accompagne d'une metallogenèse qui a donné naissance aux lentilles de minerai de fer de Valea Lupului et de Valea Negrii. Dans une autre étape, a eu lieu la mise en place des roches éruptives basiques et la sédimentation des tufs acides ; la phase métallogénique s'est matérialisée dans les gisements de fer de Pîriul cu Raci, du sommet Boul et dans les affleurements du cours supérieur de Valea Afinari.

La seconde phase, (le magmatisme acide) s'est manifestée dans le Dévonien supérieur et elle est représentée par des metaporphyres granodioritiques et par des métatufs acides auxquels se rattachent aussi des coulées de laves métadoléritiques. On a trouvé les produits de la métallogénèse de la seconde phase seulement dans le NE du massif.

Pétrographie des roches métaéruptives dévoniennes

Les roches résultées de l'activité du magmatisme varisque sont représentées par des métatufs et des métatuffites basiques, métadolérites, métaserpentinites, métaporphyres granodioritiques et par des métatufs acides.

Métatufs et métatuffites basiques. Ces roches sont finement granulaires d'une couleur verte caractéristique, due à la hornblende vert-bleuâtre, à l'actinolite, au chlorite et à l'épidote auxquelles s'associent l'albite, le quartz et la biotite. Une quantité accrue de ces minerais auxquels s'ajoutent parfois la calcite et le graphite, indique le passage vers les schistes terrigènes par l'intermédiaire de quelques métatuffites. Les porphyroblastes de magnétite sont assez fréquents ; on connait des accumulations locales de ceux-ci (Valea Iazuri). Les métatufs ont engendré de telles anomalies magnétiques, que l'examen cartographique de l'horizon tuffogène à l'aide de la méthode magnétométrique, est possible, même dans les zones recouvertes. La composition modale de certains métatufs basiques est exprimée à la page 134.

Métatufs acides. Ils apparaissent d'une manière discontinue à la base de l'horizon tuffogène supérieur. Ils sont constitués d'une masse équigranulaire, orientée, de quartz, albite, calcite et magnetite, et de phénocristaux idiomorphes ou corrodés d'albite maclé d'une manière complexe (voir la composition modale, p. 134).

Métadolérites. Elles ne peuvent être distinguées des métatufs basiques que dans des lames minces, à cause de leur structure doléritique relique : cette structure s'est mieux conservée dans les corps plus grands, tout spécialement dans leur partie centrale. La structure metamorphique s'est imprimée sur cette structure doléritique. Les minéraux primaires sont les

Institutul Geologic al României

suivants : le plagioclase (25-30 An) la hornblende commune et la titanomagnétite (structure ophitique) ; les minéraux de néoformation métamorphique ; l'albite, l'actinolite, la chlorite et la séricite.

Les transformations subies par la roche primaire, sont les suivantes : dans la phase hydrothermale du magmatisme initial, la biotitisation de l'amphibole titanifère et la saussuritisation du plagioclase intermédiaire, pendant le métamorphisme régional, la transformation de la hornblende en actinolite, la chloritisation partielle de la hornblende relique, de l'actinolite et de la biotite ; l'albitisation partielle du plagioclase intermédiaire, et un commencement de séricitisation de l'albite.

La composition chimique et les valeurs Niggli sont inscrites dans le tableau 9 et la composition modale mesurée et la composition modale calculée à l'aide de l'analyse chimique - dans le tableau 10.

Les métaporphyres granodioritiques apparaissent vers la partie supérieure du complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes. Le soubassement fondamental qui a une texture schisteuse est formé surtout de quartz, albite, muscovite, biotite, chlorite, zoïsite et, comme minéraux accessoires le sphène, le rutile et l'apatite.

Les phénocristaux reliques de quartz sont lenticulaires avec des traces de corrosion, les phénocristaux de plagioclase sont maclés et probablement qu'ils ont été zonés car de fins granules de zoïsite secondaire se sont groupés dans le noyeau du cristal. La teneur en An est de 10 à 15 %.

Le feldspath potassique est partiellement albitisé (Schachbrettalbit).

Les minéraux mélanocrates sont représentés par des phénocristaux reliques de biotite brun-olive partiellement chloritisé.

La composition chimique et les paramètres Niggli sont présentés dans le tableau 12 ; selon ces paramètres la roche appartiendrait au type magmatique granodioritique (farsunditiques).

Distribution des faciès du métamorphisme régional dans les schistes cristallins paléozoïques

L'évolution du processus de métamorphisme régional dans les différentes phases successives temoigne d'une diminution de l'intensité du métamorphisme par rapport à l'âge des sédiments métamorphisés. Cette évolution pourrait être expliquée par un processus de vieillissement progressif de l'aire géosynclinale, au fur et à mesure que la kratonisation par étapes avait lieu, à la suite de laquelle les sédiments arrivent à des différentes phases métamorphiques à des profondeurs de plus en plus réduites.

Dans les schistes épimétamorphiques de Poiana Ruscă on remarque une variation de l'intensité du métamorphisme tant sur la verticale (succession inverse) que sur l'horizontale.

Les variations sur l'horizontale sont évidentes surtout au niveau du complexe des schistes tuffogènes basiques (pl. XIV). En général, les izogrades de métamorphisme se superposent aux structures plicatives dans un plan proche de celui de la schistosité métamorphique.

L'intensité du métamorphisme varisque n'a pas dépassé le sous-faciès à almandin du faciès des schistes verts. Le complexe des schistes graphiteux, le complexe des schistes tuffogènes basiques et par endroits la base du complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes sont arrivés à ce degré de métamorphisme.

L'izograde de la biotite se situe généralement à la partie supérieure du complexe des schistes tuffogènes basiques et à la partie inférieure du complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes. L'izograde à chlorite atteint à Ruschița la partie supérieure du complexe des schistes tuffogènes basiques et affecte, presque dans sa totalité, le complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes.

Le métamorphisme varisque a eu lieu dans deux phases rapprochées — bretone et sudète (Maier et al., 1968).

Rétromorphisme varisque dans les schistes baïcaliens et prébaïcaliens

L'effet du métamorphisme varisque dans les schistes baïcaliens et prébaïcaliens s'est manifesté par une réadaptation des schistes mentionnés aux conditions de pression et aux températures basses. Le rétromorphisme a un caractère régional ; le complexe des paragneiss à biotite à été le plus affecté. Dans certains cas, le disthène et la staurotide ont été complètement transformés, le grenat est périphériquement chloritisé sur les fissures aussi, et la biotite peut être remplacée par la chlorite.

Institutul Geologic al României

On remarque dans la zone des grandes failles directionnelles un broyage des minéraux accompagné ou non d'une récristallisation dans des conditions de T, P basses.

Substances minérales utiles associées aux formations paléozoïques

Les plus importants gisements de fer du massif de Poiana Ruscă sont associés aux formations volcanogènes sédimentaires métamorphisées du complexe des schistes tuffogènes basiques, considéré d'âge dévonien.

Les gisements de fer sont situés dans deux niveaux stratigraphiques correspondants aux deux horizons de schistes tuffogènes basiques. Le premier horizon renferme les accumulations de minerai de fer (sidérite±magnétite) de Dealul Morminţi et de Valea Negrii; l'horizon supérieur comprend les accumulations de fer de Pîrîul cu Raci (magnétite±sidérite). Les processus hydrothermaux des intrusions banatitiques les ont transformées partiellement en skarns à magnétite, oligiste, pyrite, sulfures complexes et silicates de fer.

Vers l'ouest, le complexe des schistes tuffogènes basiques devient plus terigène et les accumulations ferrifères sont plus rares et plus réduites.

Dans le complexe des schistes tuffogènes basiques, on trouve les calcaires marmoréens exploités dans les carrières de Ruschiţa.

EVOLUTION TECTONIQUE DES SCHISTES CRISTALLOPHYLLIENS DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DES MONTS DE POIANA RUSCĂ

La succession métamorphique inverse, et certaines données microtectoniques prouvent l'existence d'un méga-anticlinal couché vers le N qui forme une nappe de surplissement qu'on a dénommée ,,Nappe de Poiana Ruscă'' : elle est probablement d'âge baïcalien. Dans les formations protérozoïques et infracambriennes, on a constaté l'existence de plusieurs plis secondaires du méga-anticlinal couché. Les plis principaux sont orientés du nord vers le sud :

le synforme Maciova-Lunca Cernii dans la zone axiale duquel apparait le complexe des paragneiss à biotite avec un niveau de gneiss oeillés;

l'antiforme Voislova-Silvaş renfermant dans l'axe, le complexe des schistes quartzitiques sériciteux;

le synforme Băuţar-Ştei renferment dans la zone axiale l'horizon inférieur du complexe des paragneiss à biotite.

Les complexes apparaissent dans une succession inverse sur les flancs communs de ces plis.

Une partie du flanc normal de la mégastructure pourrait être représentée par le lambeau de Godeanu. Sa position actuelle est due en grande mesure à la tectonique alpine.

Les formations paléozoïques métamorphisées forment des plis symétriques ou faiblement assymétriques dans la zone médiane et septentrionale du massif. On remarque vers l'ouest, une succession métamorphique inverse dans les schistes paléozoïques de Ruschiţa. Dans la zone axiale du synforme Crivina-Nădrag on trouve des schistes métamorphisés dans le sous-faciès à almandin tandis que dans l'axe de l'antiforme Jdioara-Padeş, on trouve des schistes de plus en plus faiblement métamorphisés au fur et à mesure qu'on avance vers l'est. Nous mentionons que la structure présente un plongement axial vers l'ouest. Cette situation a été interprétée à l'aide d'une structure plicative couchée — l'anticlinal couché de Nădrag. Le synforme et l'antiforme mentionnés sont des plis secondaires de l'anticlinal couché vers le nord.

Structures disjonctives

Les complexes protérozoïques aussi bien que les complexes infracambriens et les complexes paléozoïques sont compartimentés par de nombreuses fractures d'orientation et d'âge différents.

Les plus vieilles dislocations ont été provoquées par les failles transversales de type ,,*ac*''. Elles sont probablement d'âge baïcalien parce qu'elles décrochent les formations infracambriennes-cambriennes inférieures et les axes de plis baïcaliens. Pourtant elles n'affectent pas certaines failles inverses, orientées E — W, comme par exemple la faille Teliuc-Vadu Dobrii. Cette faille provoque un contact anormal entre les schistes protérozoïques et les schistes dévoniens : elle est d'âge post-Dévonien pré-Laramien. Cette faille est décrochée par la faille Cherghes-

Institutul Geologic al României

Ruschiţa (orientée NE) d'âge pré-danien. Dans le domaine des schistes pré-daniens, quelques failles parallèles aux axes des plis, déterminent l'existence de plusieurs compartiments majeurs. Leur direction change deux fois de E—W à NE—SW; elles sont formées donc de segments parallèles à la faille Teliuc-Vadu Dobrii et d'autres segments parallèles à la faille Cherghes-Ruschiţa.

Les contours actuels du bassin Rusca Montană présentent ce même parallélisme. On peut en déduire que ces failles ont participé à la formation du bassin; elles seraient donc d'âge varisque.

Le long d'une faille orientée E—W, les schistes cristallins situés au nord du bassin Rusca-Montană chevauchent les dépôts sédimentaires daniens. Cette faille post-danienne (la faille Lunca Cernii) est la seule faille importante ayant le sens de la poussée de l'intérieur vers l'extérieur.

L'ÂGE DES FORMATIONS PRÉMÉTAMORPHIQUES DU MÉTAMORPHISME ET DU PLISSEMENT

Les données dont nous disposons à présent se réfèrent à l'âge du métamorphisme des complexes inférieurs. Les déterminations par la méthode K/Ar indiquent pour le granitoïde de Criva l'âge de 329 millions d'ans, ce qui correspond aux mouvements varisques. L'angle d'extinction ondulatoire du quartz du même granitoïde indique l'âge de 550 millions d'ans, ce qui correspond à l'orogenèse baïcalienne. Vu que le granitoïde de Criva est syncinématique, il résulte, pour le complexe inférieur des paragneiss à biotite, l'âge baïcalien du métamorphisme.

Pour les deux complexes supérieurs de la zone mésométamorphique, les données palinologiques indiquent l'âge rifeen-cambrien des roches primaires. On peut donc admettre que les formations prémétamorphiques des complexes inférieurs sont d'âge protérozoïque moyen(?) et supérieur; donc, il existe probablement une phase de métamorphisme liée aux mouvements pré-baïcaliens [5].

En ce qui concerne l'âge des formations prémétamorphiques paléozoïques, on a tenu compte de la présence des restes de phytoplancton carbonifère dans le complexe des phyllites séricito-chloriteuses (Poieni-Roşcani), la ressamblance lithologique du complexe sous-jacent avec les formations dévoniennes dans le faciès rhénan, etc.

En bref, l'âge des schistes cristallins de Poiana Ruscă serait le suivant:

Complexe des phyllites séricito-chloriteuses (Poieni-Roşcani) = Carbonifère inférieur;

Complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes = Dévonien supérieur;

Complexe des schistes tuffogènes basiques et complexe des schistes graphiteux = Dévonien moyen et inférieur;

Complexe des schistes séricito-chloriteux quartzitiques et complexe des quartzites et des schistes graphiteux à intercalations de schistes tuffogènes = Paléozoïque inférieur (Cambrien-Silurien);

Complexe des schistes muscovito-chloriteux à porphyroblastes d'albite (oligoclase) = Ordovicien-Silurien;

Complexe des schistes quartzitiques-sériciteux et complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques = Cambrien inférieur-Infracambrien;

Complexe des micaschistes à almandin et complexes des paragneiss à biotite = Protérozoïque moyen(?)-supérieur.

---

[5] L'âge radiogène (Rb/Sr) de la série de Sebeş-Lotru est de 838 millions d'ans; l'âge prémétamorphique des complexes cités (complexe des paragneiss et complexe des micaschistes), mis en evidence par l'auteur, est le précambrien moyen.

Nous considérons qu'une mise en parallèle de ces complexes avec les complexes inférieurs de Poiana Ruscă est possible: la série de Sebeş-Lotru des monts Semenic représente un flanc normal inférieur de la mégastructure couchée.

Institutul Geologic al României

ROCHES ÉRUPTIVES BANATITIQUES

Les roches éruptives appartenant à la région banatitique se trouvent surtout à l'extrémité SW du massif. On distingue deux phases de l'activité magmatique : la phase du volcanisme sous-hercynien et la phase du magmatisme laramien.

Les volcanites sous-hercyniennes sont représentées par les pyroclastites andésitiques fines et grossières (agglomérats, tufs cristalloclastiques, etc.) et par les andésites basaltoïdes.

Les dépôts volcanogène-sédimentaires sont d'âge maastrichteen (D i n c ă et al., 1971). Ils ont une large distributicn dans le bassin Rusca Montană; les andésites basaltoïdes forment un dyke orienté E—W, à la limite NW du bassin.

Les magmatites laramiennes sont représentées par des roches intrusives (diorite et granodiorite), hypoabyssales (microdiorites, porphyres granodioritiques et aplites) et effusives (andésites, dacites, rhyolites).

La composition chimique des principaux types de roches est présentée dans le tableau 13, et les paramètres Niggli dans le tableau 14.

Le diagramme de différenciation (fig. 27) met en évidence l'appartenance des roches analysées à la même province magmatique chalco-alcaline qui a une faible tendance alcaline vers son extrêmité basique.

La succession des deux phases est exprimée clairement par les enclaves d'andésite dans des granodiorites.

Les formations de contact associées aux roches banatitiques

Les schistes cristallins dévoniens ont subi des transformations métasomatiques au contact avec les banatites. Le résultat en a été des skarns diopsidiques ± grenat, skarns diopsidiques à grenat et calcite, skarns diopsidiques à amphiboles et magnétite et skarns épidotiques à grenat. On n'a pas pu établir une zonalité de ces types de skarns.

Les skarns diopsidiques à plagioclase et quartz (faciès cornéen pyroxénique) ont une texture rubanée due à la disposition en bandes de la magnétite, comme résultat d'une métasomatose sélective qui a affecté surtout les feuillets calcaires du schiste initial.

Les skarns diopsidiques a grenat, calcite et quartz se trouvent dans l'auréole de contact du corps granodioritique de Jdioara. La magnétite, présente dans ces skarns, peut être le résultat d'une rédistribution de la magnétite primaire des schistes tuffogènes basiques à magnétite.

À la périphérie de certains skarns épidoto-grenatifères se développent parfois des skarns-albito-épidotiques ou des skarns épidotiques à magnétite.

Les roches épidotiques associées avec une minéralisation de sulfures polymétalliques se sont formées pendant la phase hydrothermale.

Les cornéennes biotitiques et les cornéennes amphiboliques se sont formées autour des corps banatitiques.

Substances minérales utiles associées au magmatisme laramien

Associées au magmatisme banatitique, on connait des minéralisations en deux zones : la zone de Tincova et la zone de Ruschiţa-Ascuţita.

Dans la zone de Tincova, on peut distinguer une minéralisation pyrométasomatique et une minéralisation hydrothermale. La minéralisation qui s'est produite à une température plus haute est représentée par la magnétite associée aux skarns mentionés. La magnétite n'est rencontrée qu'au contact des banatites avec les schistes tuffogènes basiques calcaires.

La phase hydrothermale a engendré des filons de quartz à magnétite, hématite, chalcopyrite, pyrite, bornite, tétraédrite. Dans les zones d'altération hypergène une partie de ces minéraux se transforment en malachite, azurite et crysocolle.

On remarque parfois, en association avec les épidotites, de la galène finement disséminée.

Institutul Geologic al României

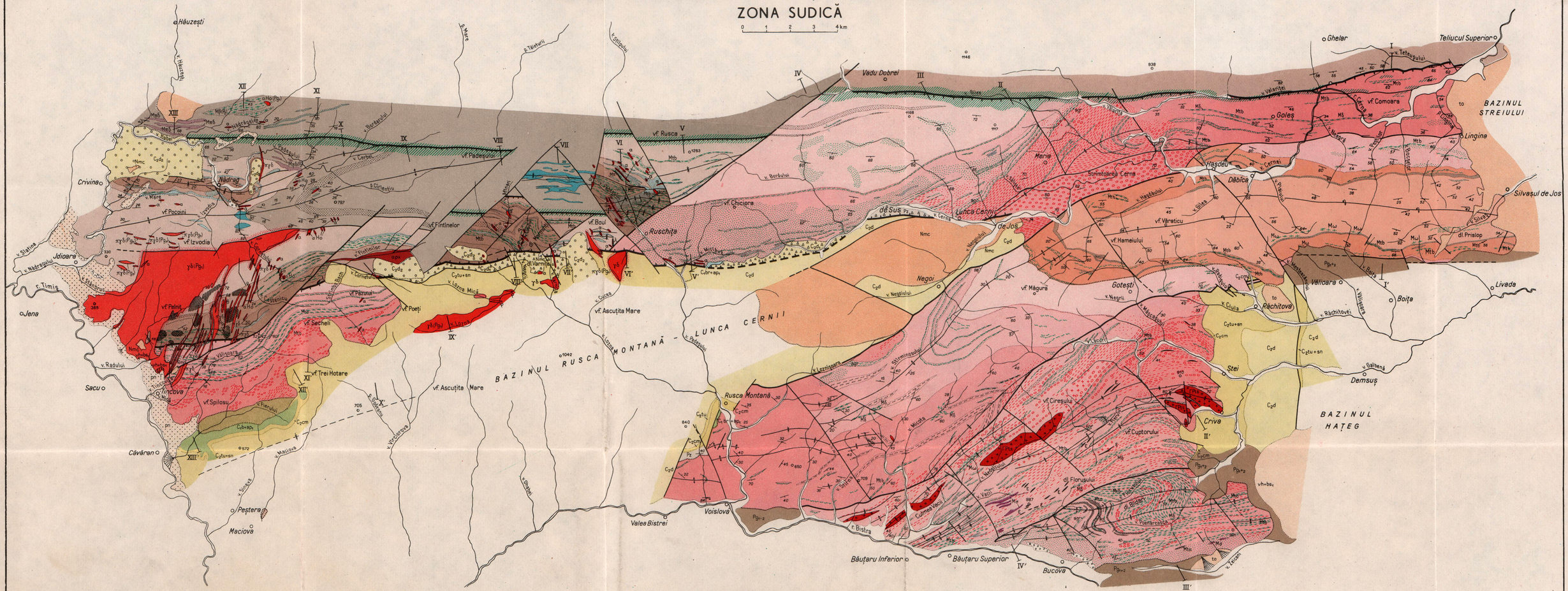
Institutul Geologic al României

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

HARTA GEOLOGICĂ A MUNŢILOR POIANA RUSCĂ

ZONA SUDICĂ

0 1 2 3 4 km



A. FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

1. Cuaternar — a. aluviuni şi terase; b. pornituri; c. conuri de dejecţie
2. Pannonian
3. Sarmaţian
4. Tortonian
5. Miocen nediferenţiat
6. Paleogen
7. Maastrichtian — a. brecie sedimentară; b. tufuri şi aglomerate
8. Senonian - turonian nediferenţiat — a. turonian; b. senonian
9. Cenomanian
10. Apţian + Barremian
11. Carbonifer superior (?) brecie conglomeratică

B. FORMAŢIUNI MAGMATICE BANATITICE

12. Lamprofire (λ)
13. Andezite (α), dacite (θ), riolite (ρ)
14. Aplite Γ
15. Porfire granodioritice (πγδ) granodiorite (γδ), dionite (δ)
16. Andezite bazaltoide (αpx)
17. Andezite cu hornblendă (αHo)

C. FORMAŢIUNI DE CONTACT

18. Corneene cu biotit ± amfiboli
19. Skarn epidotic, skarn epidotic cu granat
20. Skarn granatifer, skarn amfibolo - granatifer Skarn diopsidic cu granat, skarn diopsidic

D. FORMAŢIUNI CRISTALINE

DEVONIAN SUPERIOR — COMPLEXUL ŞISTURILOR SERICITO - CLORITOASE CU PORFIROIDE

DEVONIAN INFERIOR ŞI MEDIU — COMPLEXUL ŞISTURILOR TUFOGENE BAZICE
- ORIZONTUL TERIGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL TUFOGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL TERIGEN INTERMEDIAR
- ORIZONTUL TUFOGEN INFERIOR

DEVONIAN INFERIOR ŞI MEDIU — COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE

CAMBRIAN-SILURIAN — COMPLEXUL ŞISTURILOR MUSCOVITICE CU PORFIROBLASTE DE ALBIT

PROTEROZOIC INFRACAMBRIAN-CAMBR. INF. — COMPLEXUL ŞISTURILOR CUARŢITICE SERICITOASE

PROTEROZOIC INFRACAMBRIAN-CAMBR. INF. — COMPLEXUL ŞISTURILOR MICACEE CU INTERCALAŢII DE ROCI AMFIBOLICE

PROTEROZOIC — COMPLEXUL MICAŞISTURILOR CU ALMANDIN

PROTEROZOIC — COMPLEXUL PARAGNAISELOR CU BIOTIT
- ORIZONTUL MAGMATOGEN-DETRITOGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL DETRITOGEN INFERIOR

CICLUL VARISC

21. Şisturi sericito - cloritoase, şisturi sericito - cuarţoase ± clorit
22. Şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit
23. Şisturi sericito - cloritoase, cuarţitice ± biotit
24. Şisturi cuarţitice cu biotit şi granat, şisturi sericito - cloritice cu biotit
25. Şisturi clorito - sericitice ± biotit, şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit
26. Şisturi cuarţitice cu sericit, şisturi sericito - cloritoase, şisturi sericitice cu pigment grafitos

CICLUL CALEDONIAN

27. Şisturi muscovitice cu porfiroblaste de oligoclaz

CICLUL BAICALIAN

28.
29.

CICLUL PREBAICALIAN

30. Micaşisturi cu almandin, şisturi cuarţitice cu muscovit, biotit şi almandin
31. Paragnaise cu biotit şi almandin ± disten ± staurolit, şisturi cuarţitice biotitice cu muscovit şi almandin
32. Paragnaise biotitice ± sillimanian, ± disten, micaşisturi cu almandin
33. Şisturi muscovito - biotitice cu almandin
34. Cuarţite, cuarţite cu muscovit, cuarţite cu sericit şi clorit
35. Calcare cristaline, calcare dolomitice
36. Dolomite, dolomite silicioase
37. Amfibolite, amfibolite cu granat (agr) Amfibolite cu zoizit, biotit, etc. (a)
38. Porfiroide acide (Mπ)
39. Metaporfire granodioritice (Mπδ)
40. Metatufuri bazice (Mtb) Şisturi clorito - albitice cu epidot, etc.
41. Metadolerite (Mβ)
42. Metatufite acide (Mtα)
43. Metatufuri bazice (Mtb) Şisturi amfibolice, amfibolite
44. Metadiorite (Mδ), metadolerite (Mβ) Metagabbrouri (Mω)
45. Metaperidotite (Mσ) (serpentinite, wehrlite)

ANATEXITE ŞI MIGMATITE

46. Granitoide anatexice (Γ Pts) — a. Granitoid de Criva; b. Facies marginal

Migmatite metablastice

47. Gnaise oculare

Migmatite metatectice

48. Gnaise lit par lit
49. Gnaise lineare
50. Pegmatite (ε)
51. Feldspatizare difuză
52. Milonite, blastomilonite
53. Zone cu retromorfism avansat
54. Foliaţie
55. Axe de cute
56. Falie — a. principală; b. secundară
57. Plan de încălecare — a. principal; b. secundar
58. Limită de transgresiune
59. Poziţia secţiunilor geologice

Imprim. Atel. Inst. Geologic

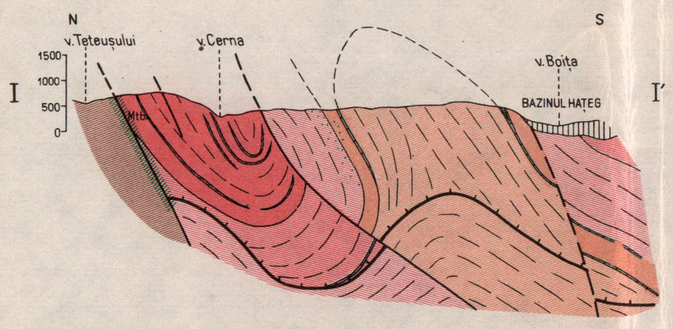
Institutul Geologic al României

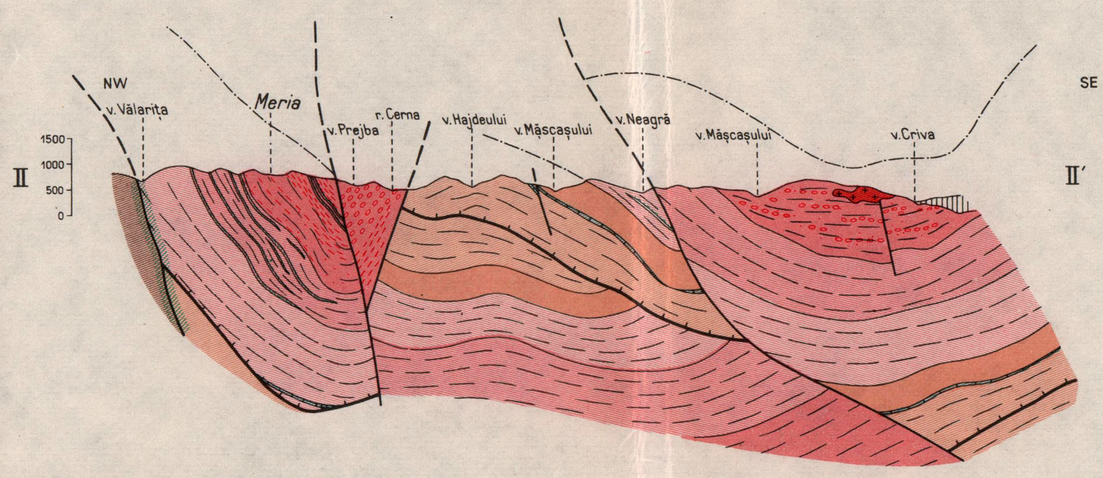
O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN,
VOICHIŢA ZIMMERMANN

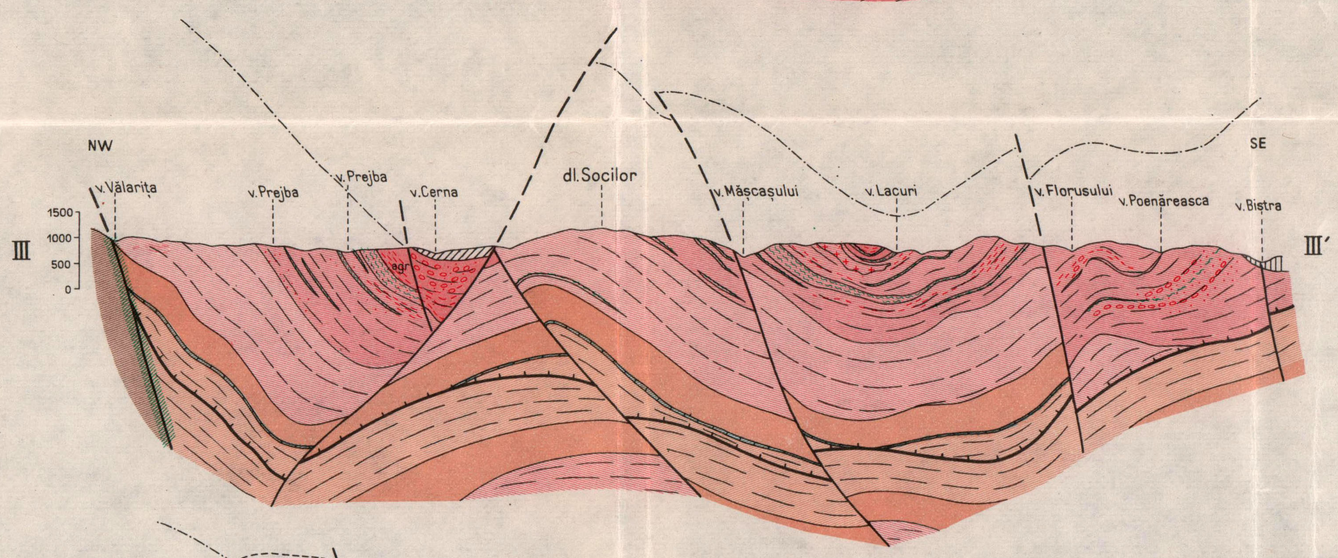
SECŢIUNI GEOLOGICE ÎN MUNŢII POIANA RUSCĂ

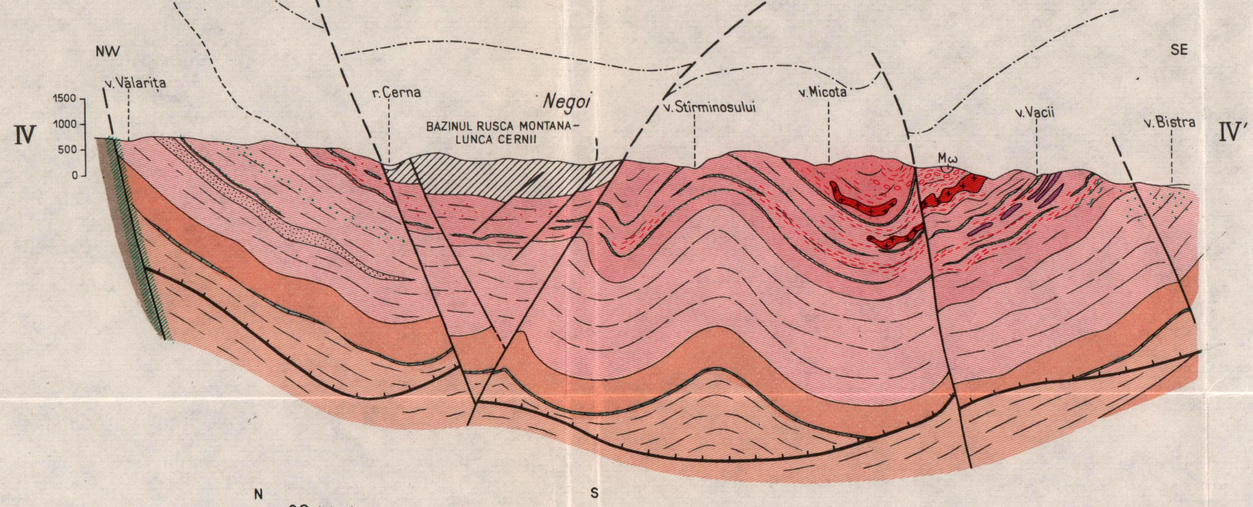
ZONA SUDICĂ

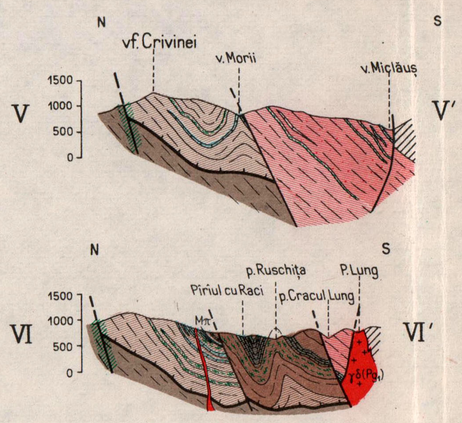
0 1 2 3 4 km

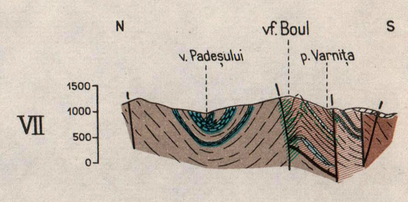


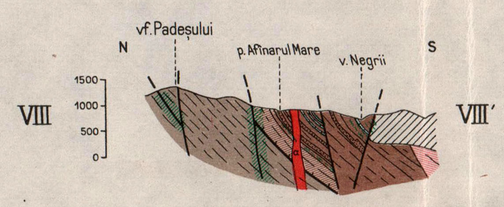


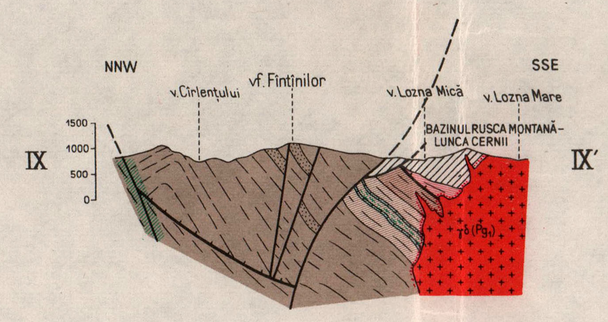


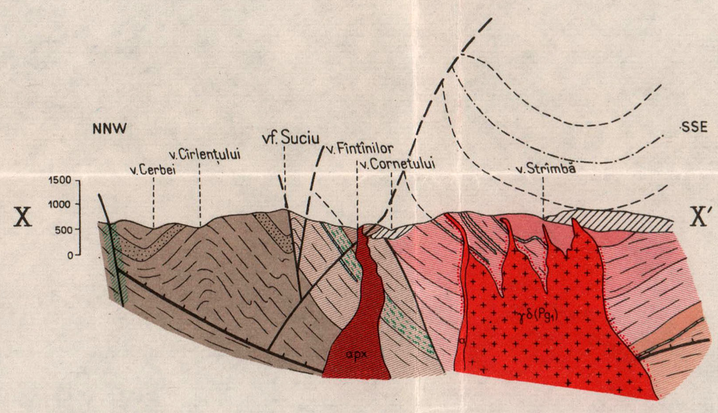


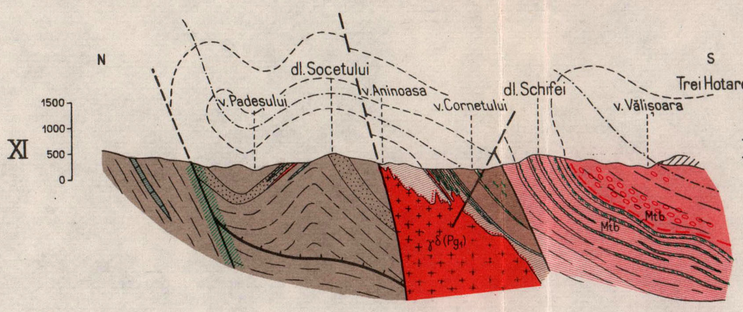


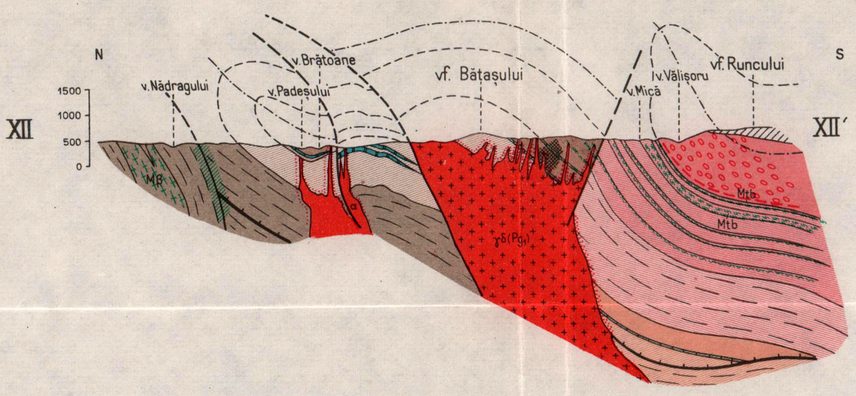


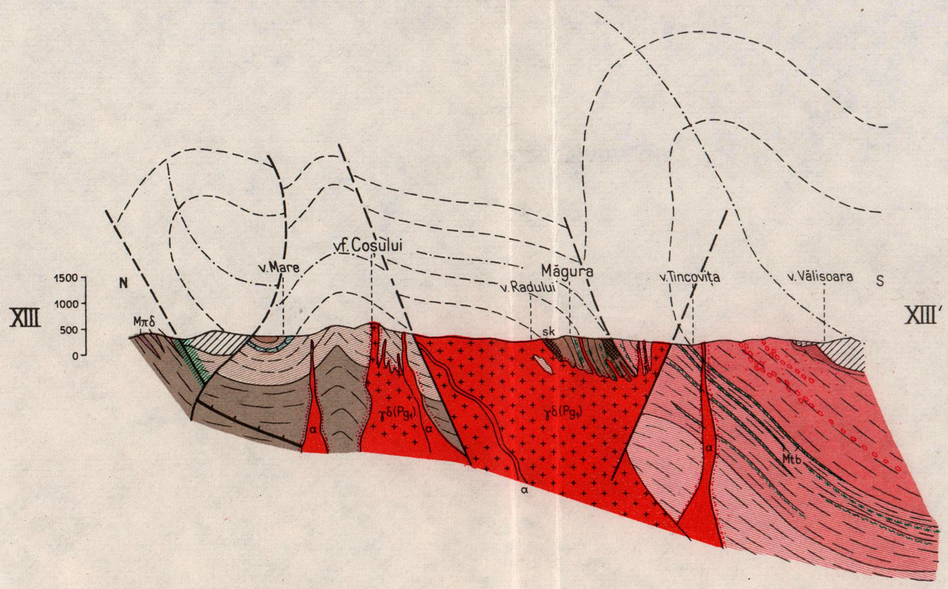












L E G E N D A

D. FORMAŢIUNI CRISTALINE

CICLUL VARISC

DEVONIAN SUPERIOR — COMPLEXUL ŞISTURILOR SERICITO - CLORITOASE CU PORFIROIDE

DEVONIAN INFERIOR ŞI MEDIU — COMPLEXUL ŞISTURILOR TUFOGENE BAZICE
- ORIZONTUL TERIGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL TUFOGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL TERIGEN INTERMEDIAR
- ORIZONTUL TUFOGEN INFERIOR

DEVONIAN INFERIOR ŞI MEDIU — COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE

CAMBRIAN SILURIAN — COMPLEXUL ŞISTURILOR MUSCOVITICE CU PORFIROBLASTE DE ALBIT

INFRACAMBRIAN CAMBR. INF. — COMPLEXUL ŞISTURILOR CUARŢITICE SERICITOASE

INFRACAMBRIAN CAMBR. INF. — COMPLEXUL ŞISTURILOR MICACEE CU INTERCALAŢII DE ROCI AMFIBOLICE

PROTEROZOIC — COMPLEXUL MICAŞISTURILOR CU ALMANDIN

PROTEROZOIC — COMPLEXUL PARAGNAISELOR CU BIOTIT
- ORIZONTUL MAGMATOGEN-DETRITOGEN SUPERIOR
- ORIZONTUL DETRITOGEN INFERIOR

CICLUL VARISC

8 Şisturi sericito - cloritoase, şisturi sericito - cuarţoase ± clorit

9 Şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit

10 Şisturi sericito - cloritoase, cuarţitice ± biotit

11 Şisturi cuarţitice cu biotit şi granat, şisturi sericito - cloritice cu biotit

12 Şisturi clorito - sericitice ± biotit, şisturi cuarţitice cu sericit şi clorit

13 Şisturi cuarţitice cu sericit, şisturi sericito - cloritoase, şisturi sericitice cu pigment grafitos

CICLUL CALEDONIAN

14 Şisturi muscovitice cu porfiroblaste de albit

CICLUL BAICALIAN

15 Şisturi cuarţitice sericitice cu clorit ± biotit ± granat

16 Şisturi muscovito - biotitice cu almandin

CICLUL PREBAICALIAN

17 Micaşisturi cu almandin, şisturi cuarţitice cu muscovit, biotit şi almandin

18 Paragnaise cu biotit şi almandin ± disten ± staurolit, şisturi cuarţitice biotitice cu muscovit şi almandin

19 Paragnaise biotitice ± sillimanit, ± disten, micaşisturi cu almandin

20 Cuarţite, cuarţite cu muscovit, cuarţite cu sericit şi clorit

21 Calcare cristaline; calcare dolomitice

22 Dolomite, dolomite silicioase

23 Amfibolite, amfibolite cu granat (agr) Amfibolite cu zoizit, biotit, etc. (a)

24 Porfiroide acide (Mπ)

25 Metaporfire granodioritice (Mπδ)

26 Metatufuri bazice (Mtb), şisturi clorito-albitice cu epidot, şisturi actinolitice epidoto - cloritice, şisturi amfibolice, carbonatice cu biotit

27 Metadiorite, metadolerite (Mδ), metadolerite (Mβ), metagabbrouri (Mω)

28 Metaperidotite, (serpentinite, wehrlite)

Anatexite şi migmatite

29 Granitoide anatexice (Γ Pts) a. Granitoid de Criva; b. Facies marginal

30 Migmatite metablastice

Migmatite metatectice

31 Gnaise lit - par - lit

32 Gnaise lineare

33 Feldspatizare difuză

34 Milonite, blastomilonite

35 Zone cu retromorfism avansat

36 Falii

37 Plan de şariaj

38 Plan axial

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

1 Cuaternar

2 Neogen (Bazinul Haţeg)

3 Paleozoic + Cretacic + Paleogen (Bazinul Rusca Montană - Lunca Cernii)

BANATITE

4 Andezite (α) Andezite piroxenice (α px)

5 Granodiorite (γδ (Pg1))

6 Corneene

7 Skarne (sk)

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

COLOANE STRATIGRAFICE PRIN FORMAŢIUNILE CRISTALINE DIN MUNŢII POIANA RUSCĂ

(ZONA SUDICĂ)

SCARA ÎNĂLŢIMILOR 0 1 2 km.
LUNGIMILOR 0 2 4 km.

PÎNZA DE POIANA RUSCĂ

CRISTALINUL EPIMETAMORFIC

ANTICLINALUL CULCAT AL NĂDRAGULUI

Nădrag-v.Vălişoara — v. Lupului — Ruschiţa

?

FLANCUL NORDIC AL ANTIFORMULUI VOISLOVA-SILVAŞ

Lunca Cernii — v. Cernii-Bucova — Haşdeu-Criva — Taţa

FLANCUL SUDIC AL ANTIFORMULUI VOISLOVA-SILVAŞ

LEGENDA

CICLUL VARISC	1	Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide
	2	Orizontul terigen superior
	3	Orizontul tufogen superior
	4	Orizontul terigen intermediar
	5	Orizontul tufogen inferior
	6	Complexul şisturilor tufogene bazice
CICLUL CALEDONIAN	7	Complexul şisturilor grafitoase
CICLUL BAICALIAN	8	Complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit
	9	Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase
CICLUL PREBAICALIAN	10	Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice
	11	Complexul micaşisturilor cu almandin
	12	Orizontul magmatogen, detritogen superior; Orizontul detritogen inferior — Complexul paragnaiselor cu biotit

13	Calcare	
14	Dolomite	
15	Metadolerite	
16	Metaporfire granodioritice	
17	Cuarţite	
18	Metatufuri bazice	
19	Minereu de fier	
20	Metaperidotite, serpentinite	
21	Roci amfibolice	
22	Roci migmatice	
23	Granitoide de Criva	
24	Discordanţă metamorfică	

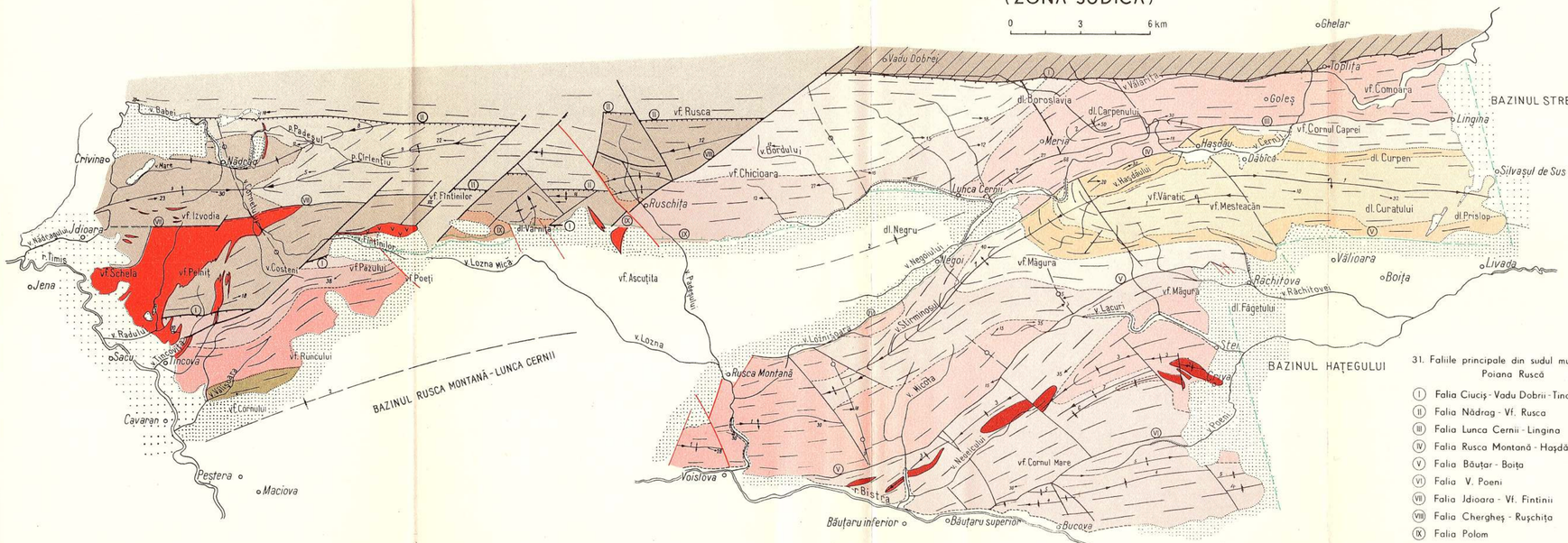
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

HARTA TECTONICĂ A MUNŢILOR POIANA RUSCĂ (ZONA SUDICĂ)

0 3 6 km



LEGENDA

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

1 Cuaternar
2 Bazine sedimentare neogene
3 Bazine sedimentare cretacice

FORMAŢIUNI MAGMATICE

4 a. Intruziuni banatitice ; b. bazice
5 Granitoide

FORMAŢIUNI CRISTALINE

CRISTALINUL EPIMETAMORFIC AL ZONEI NORDICE

6

ANTICLINALUL CULCAT AL NADRAGULUI

7 Complexul şisturilor sericito-cloritoase cu porfiroide
8 Complexul şisturilor tufogene bazice
9 Complexul şisturilor grafitoase

CRISTALIN EPIMETAMORFIC TRANSGRESIV PE ŞISTURILE MEZOMETAMORFICE ALE PÎNZEI DE POIANA RUSCĂ

10 Complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit

PÎNZA DE POIANA RUSCĂ

11 Complexul şisturilor cuarţito-sericitice
12 Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice
13 Complexul micaşisturilor cu almandin
14 Complexul paragnaiselor cu biotit: a. Orizontul magmatogen detritogen sup.; b. Orizontul detritogen inf.

PSEUDOCUTELE PÎNZEI DE POIANA RUSCĂ

15 Principale
- Antiform Voislova - Silvas (1)
- Sinform Maciova - Lunca Cernii (2)
- Sinform Băuţar Stei (3)

16 Secundare
- Sinform Valea Poenărească (4)
- Antiform Dealul Blidari (5)
- Sinform Dealul Cuptorul (6)
- Antiform Valea Fierului (7)

PSEUDOCUTELE ANTICLINALULUI CULCAT AL NADRAGULUI

17 Principale
- Sinform Crivina - Nădrag (8)
- Antiform Jdioara - Padeş (9)

18 Secundare
- Sinform Ruschiţa (10)
- Antiform Virful Boul (11)
- Sinform Valea Vulturilor (12)

19 Şistozitate metamorfică

AXELE STRUCTURILOR PLICATIVE CU SENSUL AFUNDĂRII AXIALE

20 Antiform
21 Sinform
22 Antiform culcat
23 Linie de zero
24 15° Ax „b"
25 30° Lineaţie

FALII: (a. principale, b. secundare)

26 Postlaramice
27 Laramice
28 Prelaramice
29 Reactivate
30 Linii de încălecare

31. Faliile principale din sudul munţilor Poiana Ruscă

(I) Falia Ciucis - Vadu Dobrii - Tincova
(II) Falia Nădrag - Vf. Rusca
(III) Falia Lunca Cernii - Lingina
(IV) Falia Rusca Montană - Haşdău
(V) Falia Băuţar - Boiţa
(VI) Falia V. Poeni
(VII) Falia Jdioara - Vf. Fintinii
(VIII) Falia Cherghes - Ruschiţa
(IX) Falia Polom

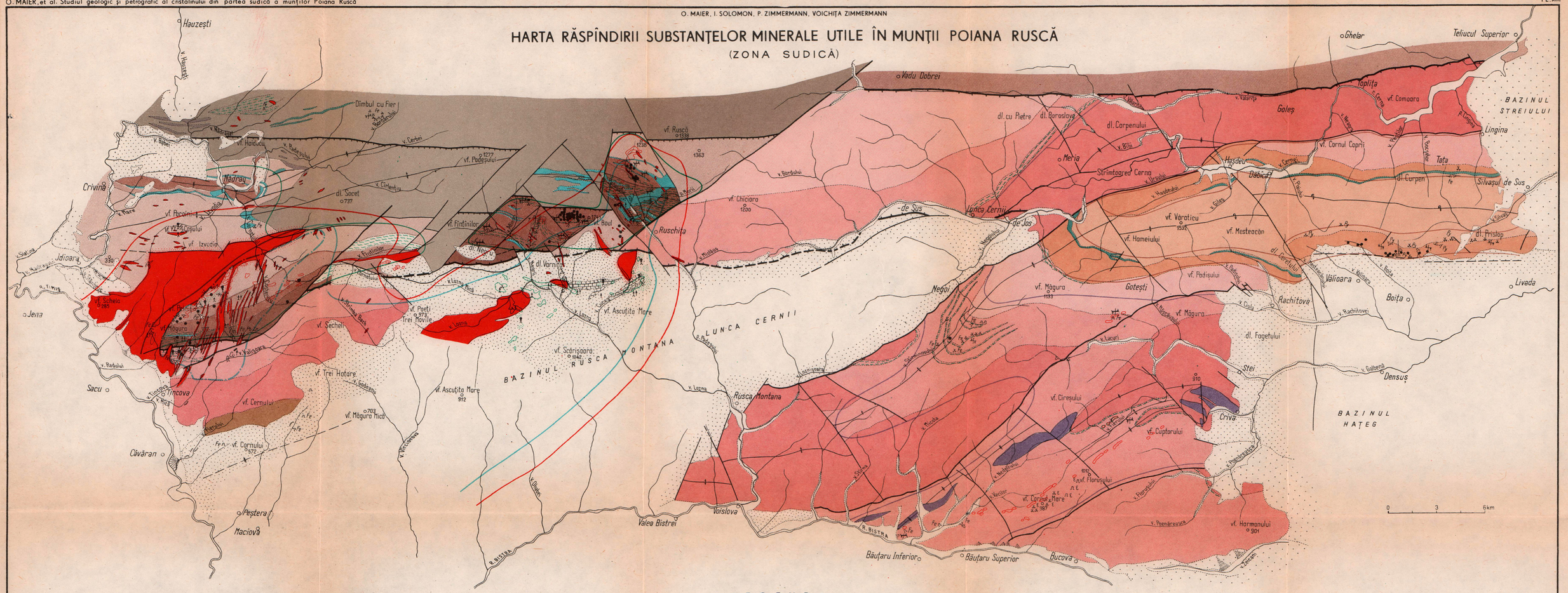
Institutul Geologic al României

Imprim. Atel. Inst. Geologic

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

HARTA RĂSPÎNDIRII SUBSTANŢELOR MINERALE UTILE ÎN MUNŢII POIANA RUSCĂ

(ZONA SUDICĂ)



LEGENDA

1 Cuaternar
2 Bazine sedimentare neogene
3 Bazine sedimentare cretacice; a. calcare
4 Banatite

COMPLEXUL ŞISTURILOR SERICITO-CLORITOASE CU PORFIROIDE — 5
COMPLEXUL ŞISTURILOR TUFOGENE BAZICE
- ORIZ. TERIGEN SUPERIOR — 6
- ORIZ. TUFOGEN SUPERIOR — 7
- ORIZ. TERIGEN INTERMEDIAR — 8
- ORIZ. TUFOGEN INFERIOR — 9

COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE — 10
COMPLEXUL ŞISTURILOR MUSCOVITICE CU PORFIROBLASTE DE ALBIT — 11
COMPLEXUL ŞISTURILOR CUARŢITICE-SERICITOASE — 12
COMPLEXUL ŞISTURILOR MICACEE CU INTERCALAŢII DE ROCI AMFIBOLICE — 13
COMPLEXUL MICAŞISTURILOR CU ALMANDIN — 14
COMPLEXUL PARAGNAISELOR CU BIOTIT
- ORIZ. MAGMATOGEN-DETRITOGEN SUPERIOR — 15
- ORIZ. DETRITOGEN INFERIOR — 16

17 Calcare şi dolomite
18 Roci amfibolice
19 Skarne
20 Corneene
21 Metaporfire granodioritice
22 Metadolerite
23 Granitoide

PROVINCII ŞI ZONE METALOGENETICE

PROVINCII METALOGENETICE	TIP GENETIC		
Provincia concentraţiilor din formaţiunile metamorfice precambriene	zăcăminte metamorfozate (vulcanogen-sedimentare)	feriferе (Fe); sulfuri, pirită (Py), subordonat feriferе	24
			25
Provincia concentraţiilor din formaţiunile metamorfice paleozoice	zăcăminte metamorfice	muscovit şi feldspat-pegmatite (E.)	
	zăcăminte metamorfozate	feriferе (Fe)	26
		calcare, marmură	
Provincia concentraţiilor asociate magnetismului banatitic	zăcăminte pirometasomatic şi hidrotermale	feriferе (Fe)	27
		sulfuri polimetalice (Pb, Zn, Cu)	28
		wolframaţi (W)	29
		talc (T)	

FORME DE ZĂCĂMÎNT

30 Impregnaţii: metasomatice şi hidrotermale
31 Filon: hidrotermal
32 Corp neregulat: metasomatic
33 Vulcanogen sedimentar metamorfozat — Lentile
34 Vulcanogen sedimentar metamorfozat — Strat

35 Anomalii geochimice (după O. Buracu şi Gh. Benea)
36 Anomalii magnetice pozitive (K 500 γ) (după Th. Bârbat, I. Costeau, Fl. Ionescu, M. Popescu-Brădet, Al. Ştefanciuc)
37 Foraje executate
38 Lucrări miniere vechi
39 Galerii
40 Cariere

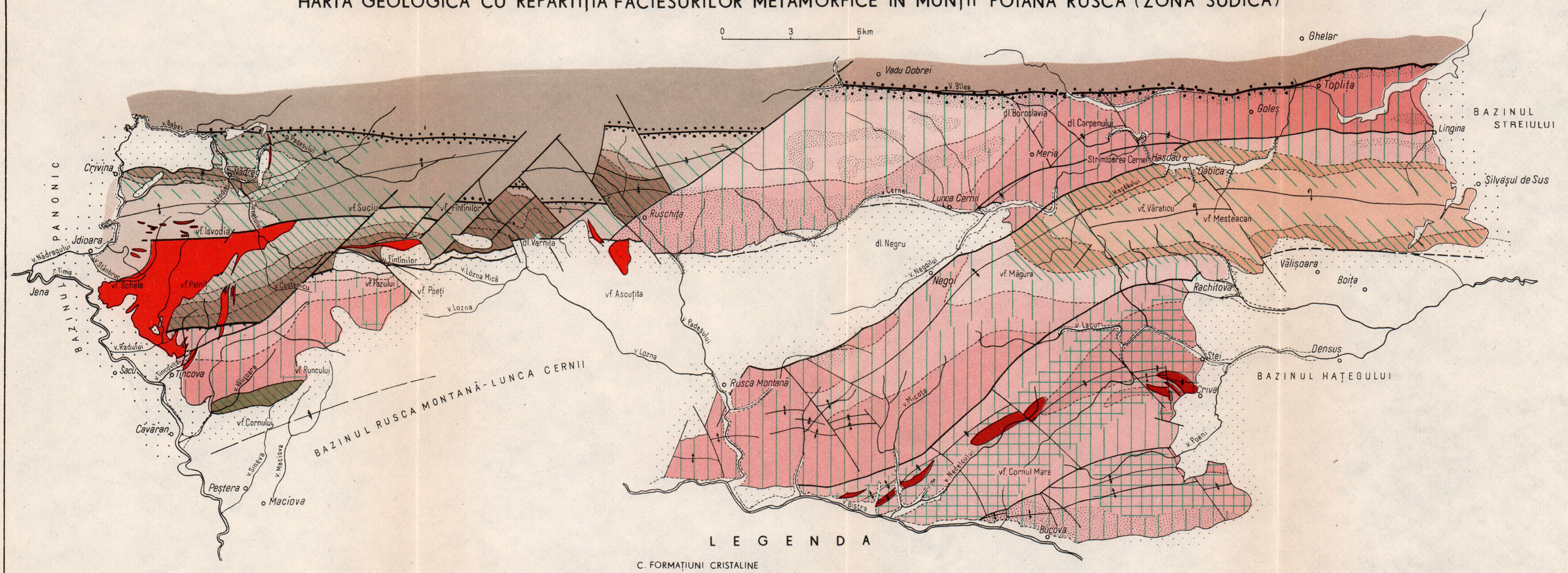
Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

HARTA GEOLOGICĂ CU REPARTIŢIA FACIESURILOR METAMORFICE ÎN MUNŢII POIANA RUSCĂ (ZONA SUDICĂ)

0 3 6km



LEGENDA

A. FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

1. Cuaternar
2. Bazine sedimentare neogene
3. Bazine sedimentare cretacice

B. FORMAŢIUNI MAGMATICE

4. Banatite
5. Granitoide

C. FORMAŢIUNI CRISTALINE

DEVONIAN SUPERIOR	COMPLEXUL ŞISTURILOR SERICITO-CLORITOASE CU PORFIROIDE		6
DEVONIAN INFERIOR ŞI MEDIU	COMPLEXUL ŞISTURILOR TUFOGENE BAZICE	ORIZONT TERIGEN SUPERIOR	7
		ORIZONT TUFOGEN SUPERIOR	8
		ORIZONT TERIGEN INTERMEDIAR	9
		ORIZONT TUFOGEN INFERIOR	10
	COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE		11
CAMBRIAN SILURIAN	COMPLEXUL ŞISTURILOR MUSCOVITICE CU PORFIROBLASTE DE ALBIT		12
INFRACAMBR CAMBR. INF	COMPLEXUL ŞISTURILOR CUARŢITICE - SERICITOASE		13
	COMPLEXUL ŞISTURILOR MICACEE CU INTERCALAŢII DE ROCI AMFIBOLICE		14
PROTEROZOIC	COMPLEXUL MICAŞISTURILOR CU ALMANDIN		15
	COMPLEXUL PARAGNAISELOR CU BIOTIT	ORIZONT MAGMATOGEN DETRITOGEN SUPERIOR	16
		ORIZONT DETRITOGEN INFERIOR	17

D. FACIESURILE METAMORFISMULUI REGIONAL

a. FACIESUL ŞISTURILOR VERZI
- 18 Subfaciesul cuarţ - albit - muscovit - clorit
- 19 Subfaciesul cuarţ - albit - epidot - biotit
- 20 Subfaciesul cuarţ - albit - epidot - almandin

b. FACIES AMFIB. ALMANDIN
- 21 Subfaciesul staurolit - almandin
- 22 Subfaciesul staurolit - almandin, subfaciesul disten - almandin - muscovit
- 23 Subfaciesul sillimanit - almandin - ortoclaz

24. Zone cu blastominolite, filonite, milonite
25. Zone cu retromorfism avansat (faciesul şisturilor verzi, subfacies cuarţ - albit - epidot + subfacies cuarţ - albit - muscovit - clorit

26. Axe de cute
27. Plan de incălecare
28. Falii
29. Falii

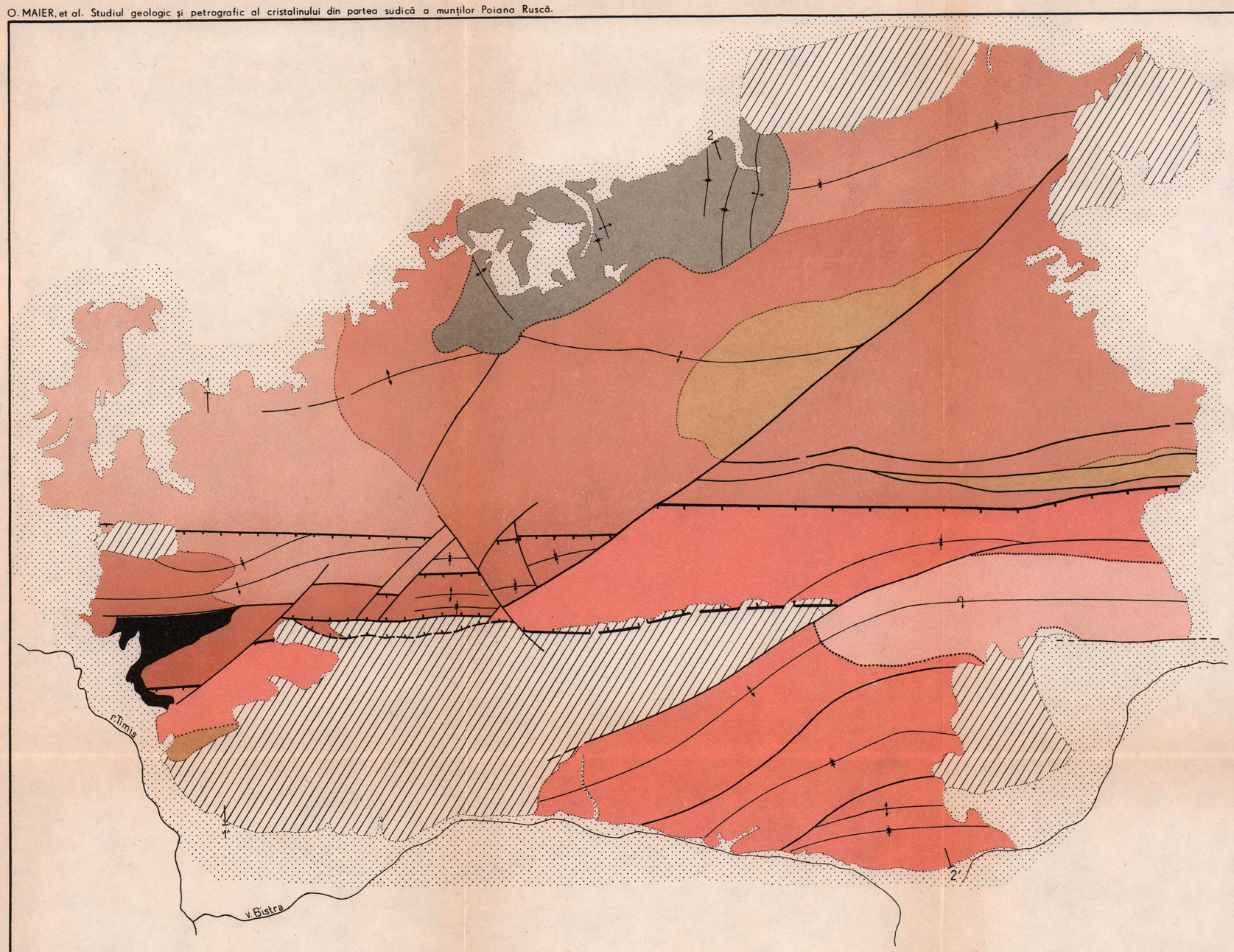
Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

O. MAIER, I. SOLOMON, P. ZIMMERMANN, VOICHIŢA ZIMMERMANN

HARTA GEOLOGICĂ CU REPARTIŢIA ŞISTURILOR CRISTALINE PROTEROZOICE ŞI PALEOZOICE DIN MUNŢII POIANA RUSCĂ

0 2 4 6 km



LEGENDA

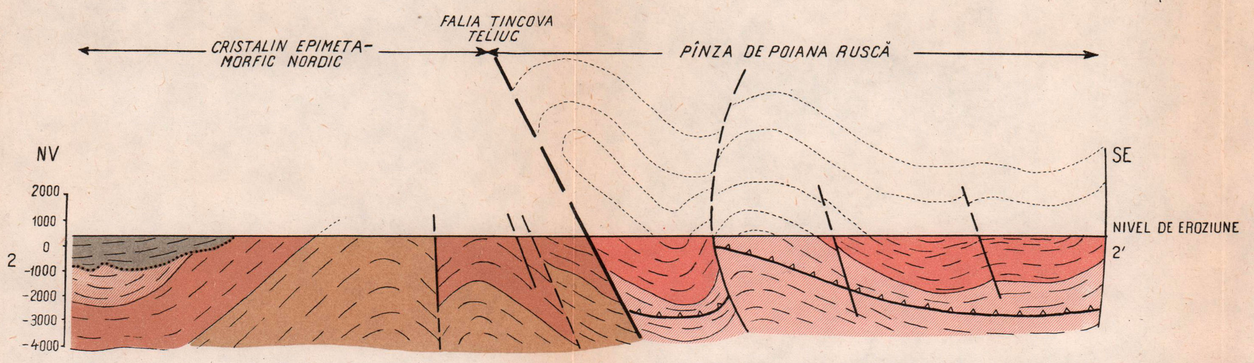
1 Neozoic
2 Mezozoic
3 Banatite

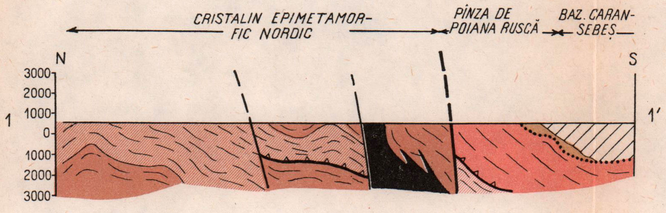
A. ŞISTURI CRISTALINE DE VÎRSTĂ PALEOZOICĂ

4 Carbonifer inferior — Complexul filitelor sericito - cloritoase
5 Devonian superior — Complexul şisturilor sericito - cloritoase cu porfiroide
6 Devonian inferior şi mediu — Complexul şisturilor tufogene bazice; Complexul şisturilor grafitoase
7 Cambrian - Silurian — Complexul şisturilor sericito - cloritoase cuarţitice; Complexul şisturilor grafitoase cu intercalaţii de roci verzi tufogene; Complexul şisturilor muscovitice cu porfiroblaste de albit

B. ŞISTURI CRISTALINE DE VÎRSTĂ PROTEROZOICĂ

8 Infracambrian - Cambrian inferior — Complexul şisturilor cuarţitice sericitoase; Complexul şisturilor micacee cu intercalaţii de roci amfibolice
9 Proterozoic — Complexul micaşisturilor cu almandin; Complexul paragnaiselor cu biotit
10 Axe de cute
11 Falie
12 Plane de încălecare
13 Plan de şariaj
14 Limită de transgresiune premetamorfică





Imprim. Atel. Inst. Geologic

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC VOL. XLIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANȘA I

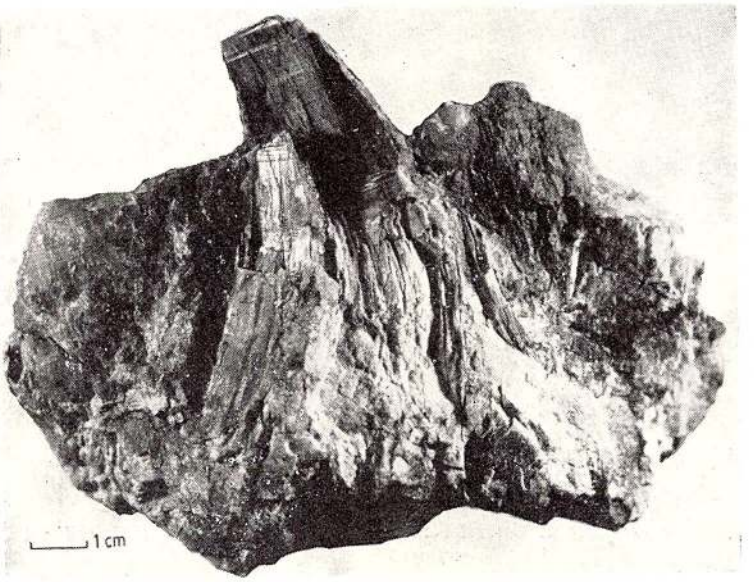
Fig. 1. — Pegmatit cu disten. Băuțarul inferior. Distenul crescut convergent spre centrul lentilei.

Pegmatite à disthène. Băuțarul inférieur. Le disthène grossi d'une manière convergente vers la partie centrale de la lentille.

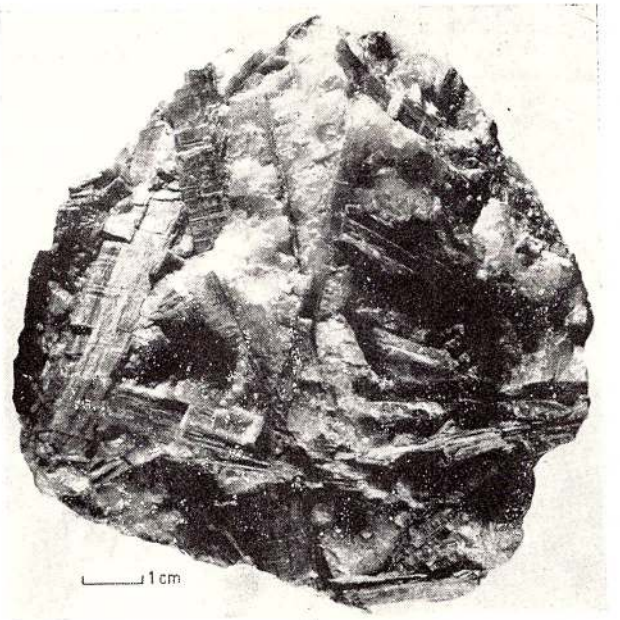
Fig. 2. — Pegmatit cu disten. Valea Micota.

Pegmatite à disthène. Vallée de la Micota.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Fig. 1. — Micașist cu sillimanit. Valea Poenărească. Nic. + ; × 50. 1, sillimanit; 2, muscovit; 3, biotit.

Micaschiste à sillimanite. Vallée de la Poenăreasca. Nic. + ; × 50. 1, sillimanite; 2, muscovite; 3, biotite.

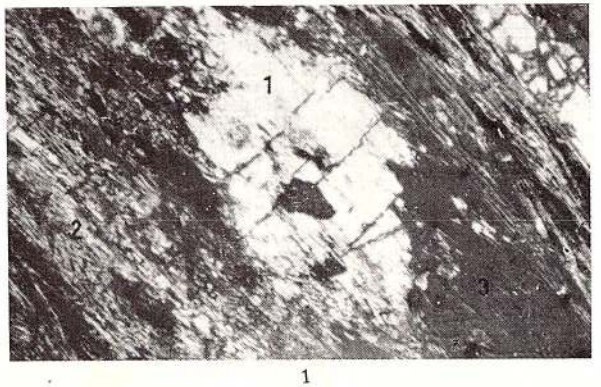
Fig. 2. — Micașist cu staurolit. Valea Vălișoara. Nic. II; × 20. 1, staurolit; 2, cuarț; 3, muscovit.
Micaschiste à staurotide. Vallée de la Vălișoara. Nic. II; × 20. 1, staurotide; 2, quartz; 3. muscovite.

Fig. 3. — Micașist cu disten. Valea Vălișoara. Nic. II; × 20.1, disten; 2, pinit; 3, muscovit.
Micaschiste à disthène. Vallée de la Vălișoara. Nic.II; × 20. 1, disthène; 2, pinite; 3, muscovite.

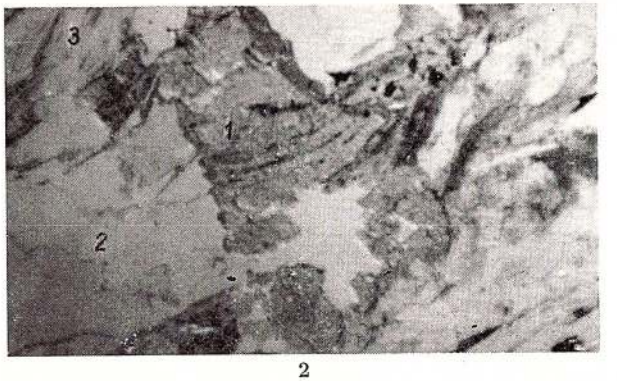
Fig. 4. — Metawehrlit. Valea Mărului. Nic. + ; × 20. Structură relictă intrusivă. 1, dialag; 2, olivină parțial transformată în antigorit; 3, spinel cromifer; 4, magnetit.
Métawehrlit. Valea Mărului. Nic. + ; × 20. Structure relique intrusive. 1, diallage; 2, olivine; 3, spinelle chromifère; 4, magnétite.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA

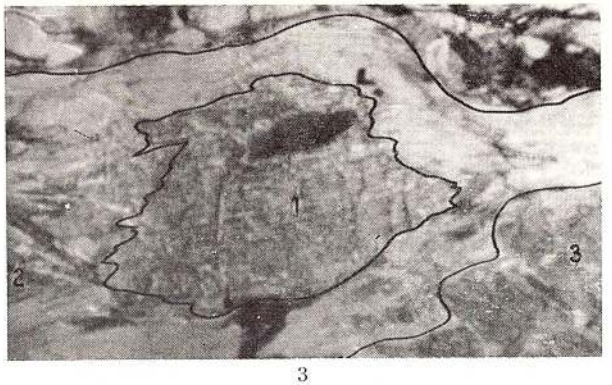
Institutul Geologic al României



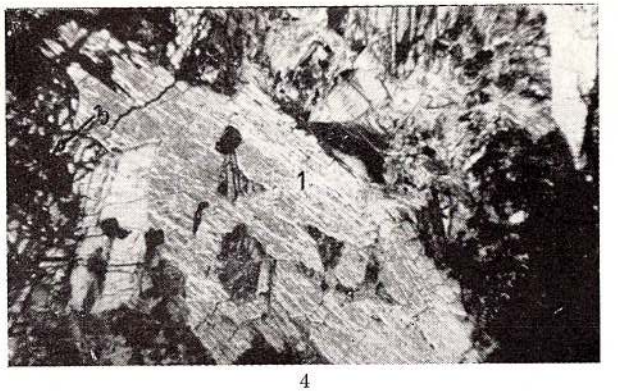
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Fig. 1. — Metagabbrou. Valea lui Niculiță. Nic. II; × 20. 1, plagioclaz; 2, titanit; 3, spinel cromifer.
Métagabbros. Valea lui Niculiță. Nic. II; × 20. 1, plagioclase; 2, titanite; 3, spinelle chromifère.

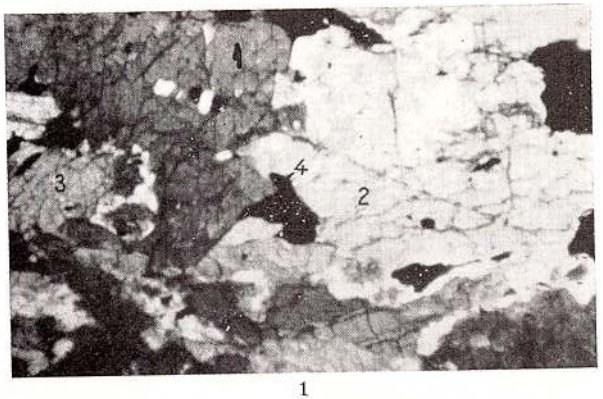
Fig. 2. — Metadiorit cuarțifer. Valea Poenărească. Nic. +; × 20. Structură relictă holocristalină. 1, hornblendă verde; 2, plagioclaz parțial sericitizat; 3, cuarț.
Métadiorite quartzifère. Vallée de la Poenăreasca. Nic. +; × 20. Structure relique holocristalline. 1, hornblende verte; 2, plagioclase partiellement séricitisé; 3, quartz.

Fig. 3. — Migmatit metatectic. Valea Vălișoara. Nic.+; × 20.
Migmatite métatectique. Vallée de la Vălișoara. Nic.+; × 20.

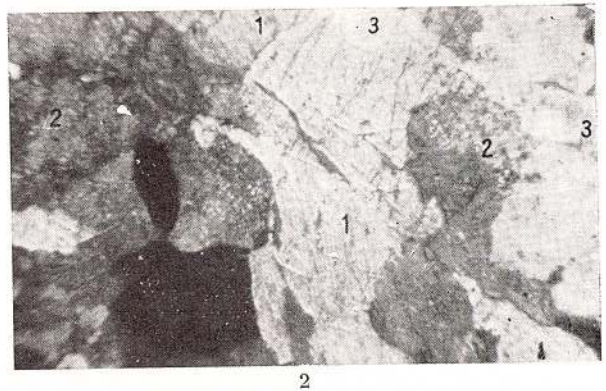
Fig. 4. — Granitoid de Criva. Valea Criva. Nic.+; × 20.
Raporturi între paleosomă; 1, feldspat plagioclaz și neosomă; 2, feldspat potasic.
Granitoïde de Criva. Vallée de la Criva. Nic. +; × 20.
Rapports entre le paléosoma; 1, feldspath plagioclase et le néosoma; 2, feldspath potassique.

INSTITUTUL GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA

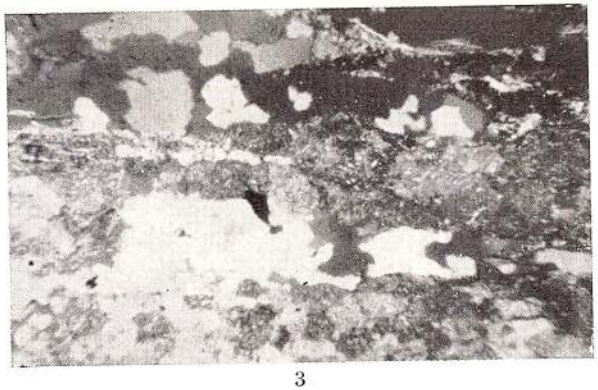
IGR Institutul Geologic al României



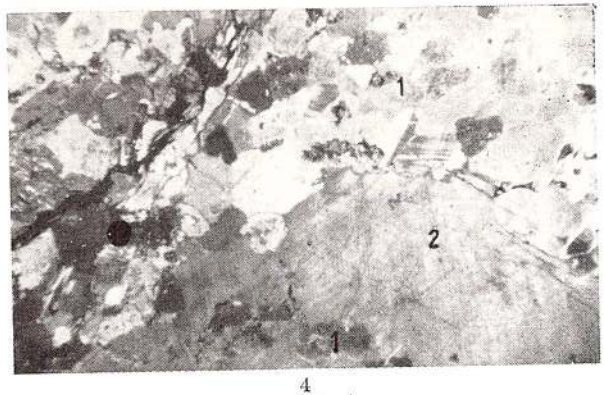
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

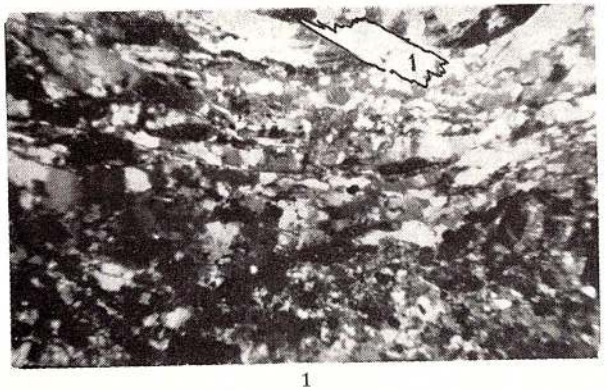
Fig. 1. — Milonit. Valea Vălarița. Nic.+ ; × 20. 1, muscovit recristalizat pe fisuri de forfecare.
Mylonite. Vallée de la Vălarița. Nic.+ ; ×20. 1, muscovites recristallisée sur des fissures de cisaillement.

Fig. 2. — Metatuf cuarțifer devonian. Valea Pîrîul cu Raci. Nic.II ; × 20.
Métatuf quartzifère dévonien. Vallée du Pîrîul cu Raci. Nic.II ; × 20.

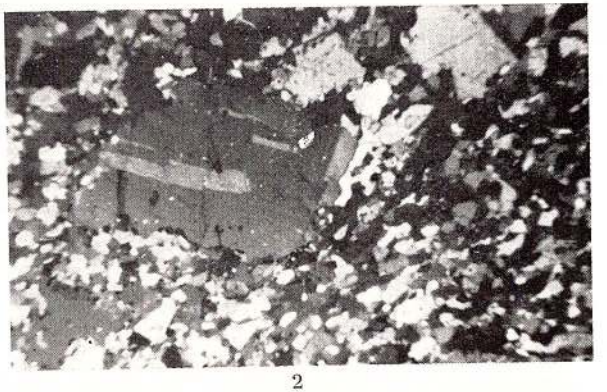
Fig. 3. — Serpentinit hidrotermalizat. Valea Lupului. Nic.+ ; × 20. 1, olivină ; 2, actinot ; 3, antigorit ; 4, talc ; 5, magnetit.
Serpentinite hydrothermalisé. Valea Lupului. Nic.+ ; × 20. 1, olivine ; 2, actinote ; 3, antigorite ; 4, talc ; 5, magnétite.

Fig. 4. — Metaporfir granodioritic. Valea Nădrăgelu. Nic. + ; × 20.
Fenocristal de cuarț bipiramidat, cataclazat, cuprins într-o masă fin granulară alcătuită din cuarț, feldspat sericitizat și clorit.
Métaporphyre granodioritique. Vallée du Nădrăgelu. Nic.+ ; × 20. Phénocristal de quartz bipiramidé, cataclasé, englobé dans une masse fine granulaire qui est constituée de quartz, feldspath séricitisé et chlorite.

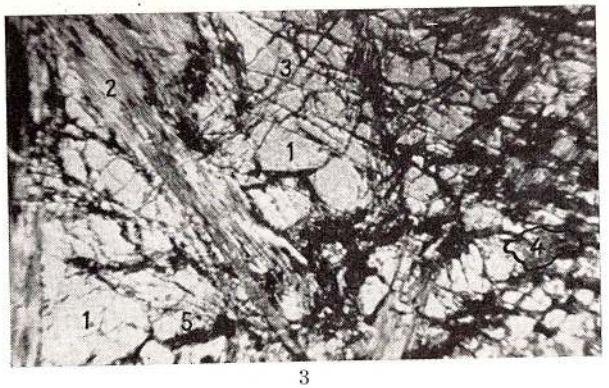
Institutul Geologic al României



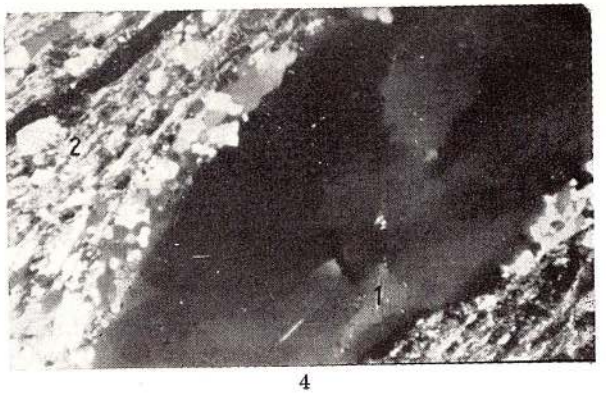
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1. — Metadolerit spilitizat. Valea Nădrăgelu. Nic.+ ; × 20. 1, plagioclaz cu structuri de dezamestec, microcutat.

Métadolérite spilitisé. Vallée du Nădrăgelu. Nic. + ; × 20. 1, plagioclase à structures d'exsolution, microplissée.

Fig. 2. — Metadolerit. Afluent drept al văii Nădrăgelu. Nic.+ ; × 20. Structură relictă divergentă. 1, plagioclaz ; 2, ilmenit ; 3, magnetit.

Métadolérite. Affluent de droite de vallée du Nădrăgelu. Nic.+ ; × 20. Structure relique divergente. 1, plagioclase ; 2, ilménite ; 3, magnétite.

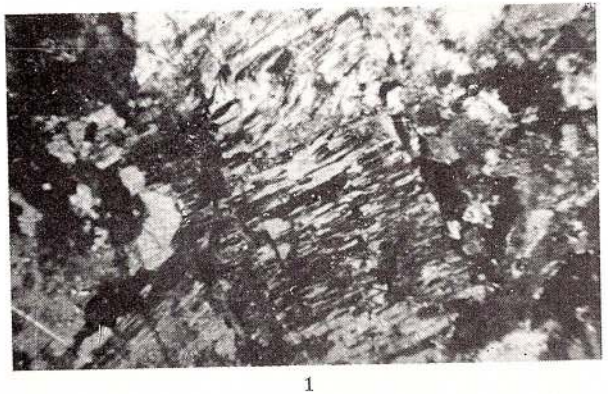
Fig. 3. — Diorit cu hornblendă și biotit. Valea Tincovei. Nic + ; × 20.1, biotit cloritizat ; 2, hornblendă cloritizată ; 3, plagioclaz sericitizat ; 4, cuarț.

Diorite à hornblende et biotite. Vallée de la Tincova. Nic.+ ; × 20. 1, biotite chloritisée ; 2, hornblende chloritisée ; 3, plagioclase séricitisé ; 4, quartz.

Fig. 4. — Granodiorit cu biotit și hornblendă. Valea Radului. Nic.+ ; × 20. 1, plagioclaz ; 2, cuarț ; 3, biotit.

Granodiorite à biotite et hornblende. Valea Radului. Nic. + ; × 20. 1, plagioclase ; 2, quartz ; 3, biotite.

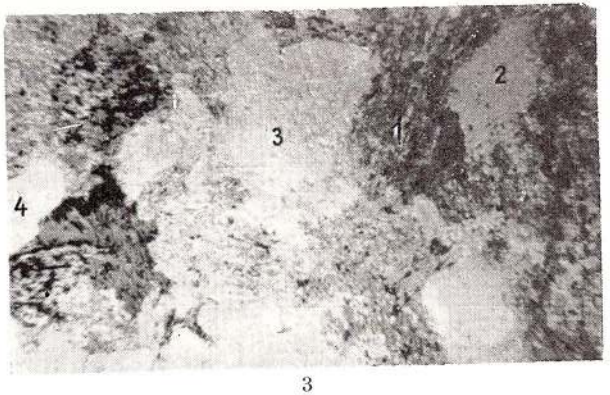
Institutul Geologic al României



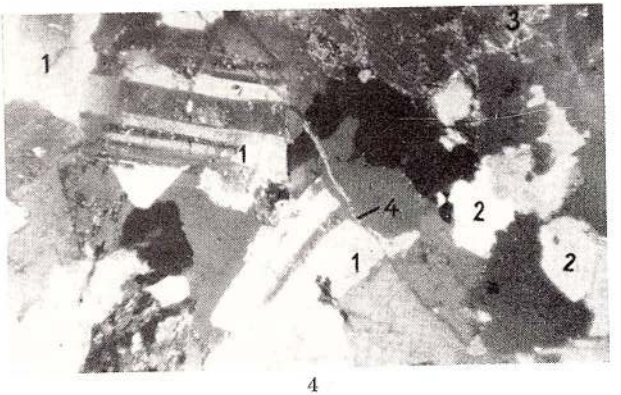
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANȘA VI

Fig. 1. — Porfir granodioritic. Valea Rotoane. Nic.+ ; × 20. 1, cuarț ; 2, plagioclaz ; 3, biotit.
Porphyre granodioritique. Vallée des Rotoane. Nic. + ; × 20. 1, quartz ; 2, plagioclase ; 3, biotite.

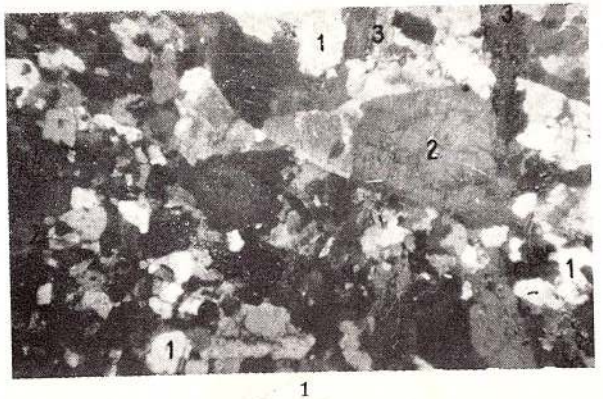
Fig. 2. — Andezit bazaltoid. Valea Fîntînilor. Nic. II ; × 20. 1, plagioclaz ; 2, hornblendă cloritizată.
Andésite basaltoïdique. Vallée des Fîntîni. Nic. II ; × 20. 1, plagioclase ; 2, hornblende chloritisée.

Fig. 3. — Andezit cu hornblendă. Valea Bîrnele Mici. Nic.II ; × 20. 1, hornblendă ; 2, plagioclaz ; 3, biotit.
Andésite à hornblende. Vallée des Bîrnele Mici. Nic.II ; × 20. 1, hornblende ; 2, plagioclase ; 3, biotite.

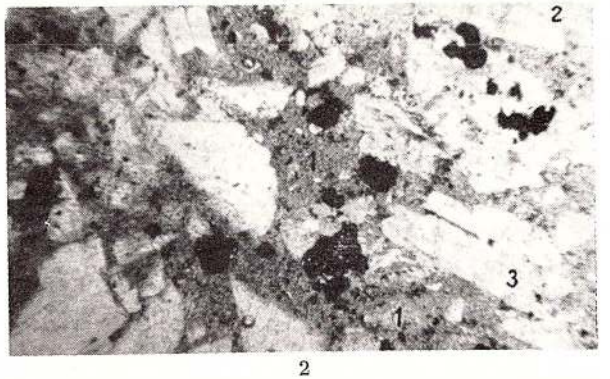
Fig. 4. — Dacit cu hornblendă și biotit. Tincova. Nic.+ ; × 20. 1, cuarț corodat ; 2, plagioclaz ; 3, hornblendă ; 4, biotit.
Dacite à hornblende et biotite. Tincova. Nic.+ ; × 20. 1, quartz corrodé ; 2, plagioclase ; 3, hornblende ; 4, biotite.



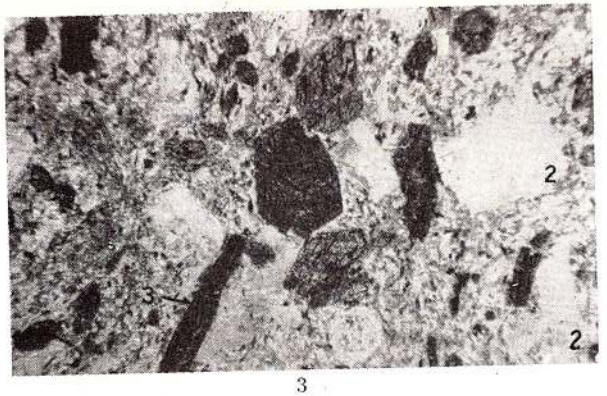
Institutul Geologic al României



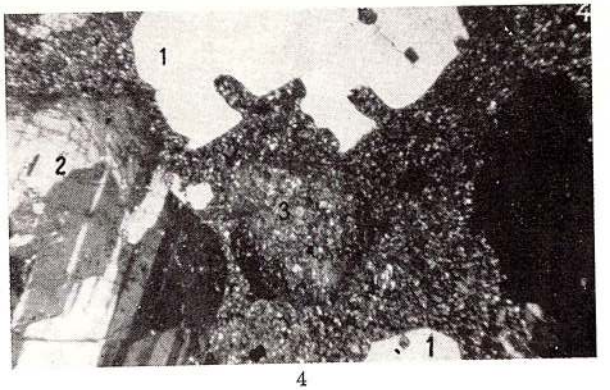
1



2



3



4

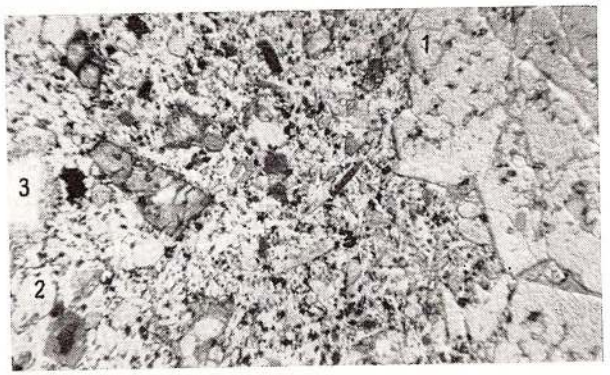
Institutul Geologic al României

PLANȘA VII

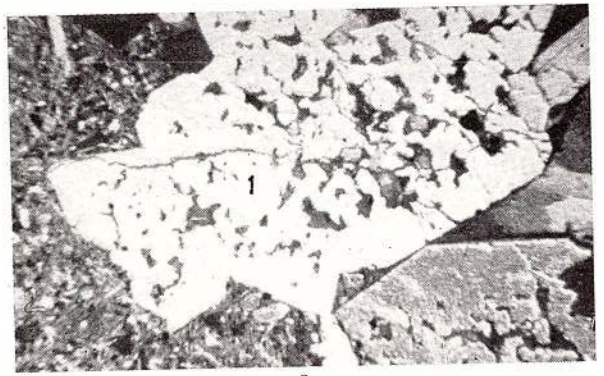
Fig. 1. — Lamprofir. Valea Morii. Nic.II; × 20. 1, piroxen; 2, plagioclaz; 3, cuarț.
Lamprophyre. Valea Morii. Nic. II; × 20. 1, pyroxène; 2, plagioclase; 3, quartz.
Fig. 2. — Lamprofir. Valea Morii. Nic.+ ; × 20. 1, piroxen.
Lamprophyre. Valea Morii. Nic. + ; × 20. 1, pyroxène.
Fig. 3. — Skarn diopsido-granatifer. Valea Fierului. Nic.II; × 20. 1, diopsid; 2, granat; 3, calcit.
Skarn diopsido-grenatifère. Valea Fierului. Nic.II; × 20. 1, diopside; 2, grenat; 3, calcite.
Fig. 4. — Skarn diopsidic cu pirotină. Valea Floruşului. Nic. II; × 20. 1, diopsid; 2, calcit.
Skarn diopsidique à pyrrhotine. Vallée de Floruşu. Nic. II; × 20. 1, diopside; 2, calcite.



Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

Fig. 1. — Skarn diopsidic cu magnetit. Valea Bucatelor. Nic. II; × 20.1, diopsid; 2, calcit; 3, magnetit.
Skarn diopsidique à magnétite. Valea Bucatelor. Nic. II; × 20. 1, diopside; 2 calcite; 3, magnétite.

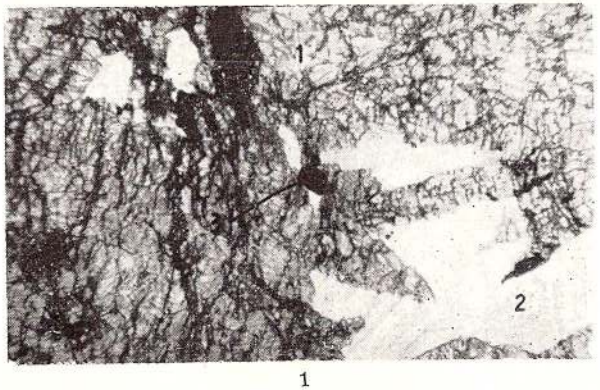
Fig. 2. — Skarn granatifer cu magnetit. Valea Tincovița. Nic.+ ; × 20.
Skarn grenatifère à magnétite. Vallée de la Tincovița. Nic.+ ; × 20.

Fig. 3. — Skarn amfibolic. Valea Tincovița. Nic. II; × 20. 1, amfibol; 2, plagioclaz sericitizat; 3, calcit; 4, magnetit.
Skarn amphibolique. Vallée de la Tincovița. Nic.II; × 20. 1, amphibole; 2, plagioclase séricitisé; 3, calcite; 4, magnétite.

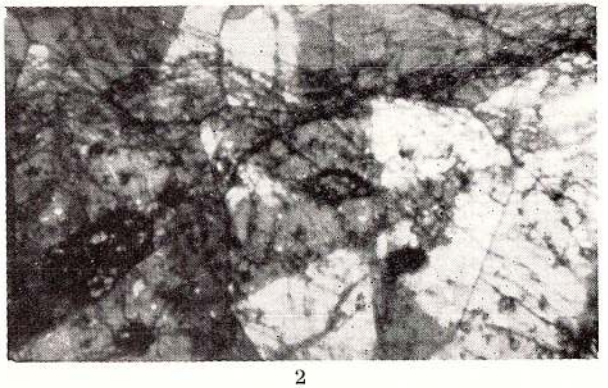
Fig. 4. — Skarn epidotic cu magnetit. Vîrful Bătașul. Nic. II; × 20.
Skarn épidote à magnétite. Sommet de Bătașul. Nic. II; × 20.

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA

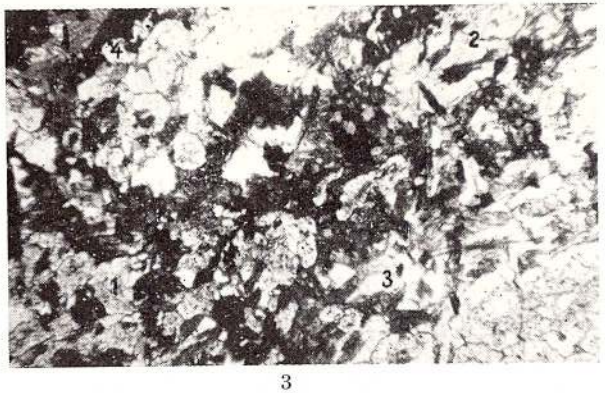
Institutul Geologic al României



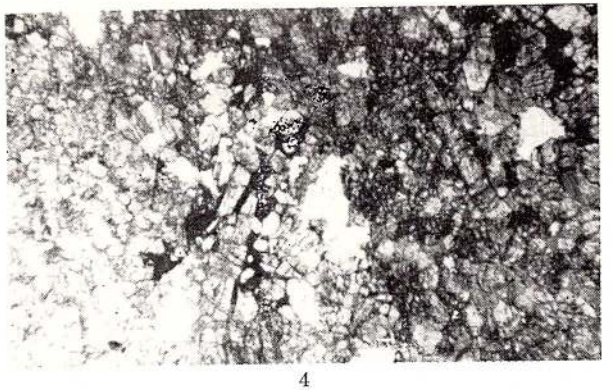
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IX

Carte géologique des monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

A) *Formations sédimentaires* : 1, Quaternaire : a, alluvions ; b, éboulis ; c, cônes de déjection ; 2, Pannonien (pn) ; 3, Sarmatien ($vh+bs_1$) ; 4, Tortonien ; 5, Miocène non-différencié (Nmc) ; 6, Paléogène (Pg_{1+2}) ; 7, Maastrichtien (C_2d), C_2d_2-tufs et agglomérats ; C_2d_1—brèche sédimentaire ; 8, Sénonien—Turonien non-différencié (C_2tu-sn) : a, Turonien ; b, Sénonien ; 9, Cénomanien (C_2cm) ; 10, Aptien+Barrémien (C_1br+ap_1) ; 11, Carbonifère supérieur (P_z) ; brèche conglomératique. B) *Formations magmatiques banatitiques* : 12, lamprophyre (λ) ; 13, andésites (α), dacites (τ) rhyolites (ρ) ; 14, aplites ; 15, porphyres granodioritiques ($\pi\gamma\delta$), granodiorites ($\gamma\delta$), diorites (δ) ; 16, andésites basaltoïdes (αpx) ; 17, andésites à hornblende (αHo). C) *Formations de contact* : 18, cornéennes à biotite$\pm$amphiboles ; 19, skarns épidotiques, skarns épidotiques à grenat ; 20, skarns grenatifères, skarns amphibolo-grenatifères, skarns diopsidiques à grenat ; skarns diopsidiques. D) *Formations cristallines* : cycle varisque : Dévonien supérieur : complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes : 21, schistes séricito-chloriteux, schistes quartzitiques$\pm$chlorite. Dévonien moyen et inférieur : complexe des schistes tuffogènes basiques. Horizon terrigène supérieur : 22, schistes quartzitiques à séricite et chlorite. Horizon tuffogène supérieur ; 23, schistes séricito-chloriteux, schistes quartzitiques $\pm$ biotite. Horizon terrigène intermédiaire : 24, schistes quartzitiques à biotite et grenat, schistes séricito-chloriteux à biotite. Horizon tuffogène inférieur : 25, schistes chlorito-séricitеux$\pm$biotite, schistes quartzitiques à séricite et chlorite. Complexe des schistes graphiteux : 26, schistes quartzitiques à séricite, schistes séricitеux à pigment graphiteux. Cycle calédonien : (Cambrien-Silurien ?) ; complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite ; 27, schistes muscovitiques à porhyroblastes d'oligoclase$\pm$biotite. Cycle baïcalien : Infracambrien-Cambrien inférieur : complexe des schistes quartzitiques séricitеux ; 28, schistes quartzito-séricitеux à chlorite$\pm$biotite$\pm$grenat. Complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques : 29, schistes muscovito-biotitiques à almandin. Cycle prébaïcalien : Protérozoïque : complexe des micaschistes à almandin : 30, micaschistes à almandin, schistes quartzitiques à muscovite, biotite et almandin. Complexe des paragneiss à biotite. Horizon magmatogène-détritogène supérieur : 31, paragneiss à biotite et almandin $\pm$ disthène$\pm$staurotide ; schistes quartzitiques à biotite, muscovite et almandin. Horizon détritogène inférieur : 32, paragneiss biotitiques$\pm$sillimanite$\pm$disthène ; micaschistes à almandin ; 33, schistes muscovito-biotitiques à almandin ; 34, quartzites, quartzites à muscovite, quartzites à séricite et chlorite ; 35, calcaires cristallins, calcaires dolomitiques ; 36, dolomies, dolomies siliceuses ; 37, amphibolites, amphibolites à grenat (a.gr), amphibolites à zoïsite, biotite (a) ; 38, porphyroïdes acides ($M\pi$) ; 39, métaporphyres granodioritiques ($M\pi\gamma\delta$) ; 40, métatufs basiques (Mtb), schistes chlorito-albitiques à épidote, schistes actinolitiques épidoto-chloriteux, schistes amphibolitiques, schistes carbonatés à biotite ; 41, métadolérites ($M\beta$) ; 42, métatuffites acides ($Mt\alpha$) ; 43, métatufs basiques (Mtb), schistes amphiboliques, amphibolites ; 44, métadiorites (M), métadolérites ($M\delta$), métagabbros ($M\omega$) ; 45, métapéridodites ($M\sigma$) (serpentinites wehrlites). Anatectites et migmatites : 46, granitoïdes anatectiques : a, granitoïde de Criva ; b, faciès marginal. Migmatites métablastiques : 47, gneiss oeillées, migmatites métatectiques ; 48, gneiss lit par lit ; 49, gneiss linéaire ; 50, pegmatites (ε) ; 51, feldspathisation diffuse ; 52, mylonite, blastomylonite ; 53, zone à un retromorphisme avancé ; 54, foliation ; 55, axe de pli ; 56, faille ; a, principale ; b, secondaire ; 57, plan de chevauchement : a, principal ; b, secondaire ; 58, limite de transgression ; 59, direction des coupes géologiques.

Planche X

Coupes géologiques dans les monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire ; 2, Néogène (bassin de Haţeg) ; 3, Paléozoïque +Crétacé+Paléogène (bassin de Rusca Montană-Lunca Cernii) ; banatites ; 4, andésites (α) ; andésites pyroxéniques (αpx) ; 5, granodiorites ($\gamma\delta-Pg_1$) ; 6, cornéennes ; 7, skarns (sk). *Formations cristallines* : cycle varisque : Dévonien supérieur : 8, complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes ; Dévonien inférieur et moyen : complexe des schistes tuffogènes basiques : 9, horizon terrigène supérieur ; 10, horizon tuffogène supérieur ; 11, horizon terrigène intermédiaire ; 12, horizon tuffogène inférieur ; 13, complexe des schistes graphiteux. Cycle calédonien : Cambrien-Silurien : 14, complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite. Cycle baïcalien : Infracambrien-Cambrien inférieur : 15, complexe des schistes quartzitiques séricitеux ; 16, complexe des schistes micacés à intercalations

Institutul Geologic al României

de roches amphiboliques. Cycle prébaïcalien: Protérozoïque: 17, complexe des micaschistes à almandin; complexe des paragneiss à biotite: 18, horizon magmatogène-détritogène supérieur; 19, horizon détritogène inférieur; 20, quartzites, quartzites à muscovite, quartzites à séricite et chlorite; 21, calcaires, calcaires dolomitiques; 22, dolomies, dolomies siliceuses; 23, amphibolites, amplibolites à grenat (agr), amphibolites à zoïsite, biotite (a); 24, porphyroïdes acides (Mπ); 25, métaporphyres granodioritiques (Mπγδ); 26, métatufs basiques (Mtb); schistes chlorito-albitiques à épidote, schistes actinolitiques épidoto-chloritiques, schistes amphiboliques, carbonatiques à biotite; 27, métadiorites, métadolérites (Mδ); métadolérites (Mβ), métagabbros (Mω); 28, métapéridotites (Mσ) (serpentinites, wehrlites), anatectites et migmatites; 29, granitoïdes anatectiques (Pts); a, granitoïde de Criva; b, faciès marginal; 30, migmatites métablastiques, migmatites métatectiques; 31, gneiss lit par lit; 32, gneiss linéaires; 33, feldspathisation diffuse; 34, mylonite, blastomylonites; 35, zone ayant un rétromorphisme avancé; 36, failles; 37, plan de charriage; 38, plan axial.

Planche XI

Colonnes stratigraphiques des formations cristallines des monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

Cycle varisque: 1, complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroides; complexe des schistes tuffogènes basiques; 2, horizon terrigène supérieur; 3, horizon tuffogène supérieur; 4, horizon terrigène intermédiaire; 5, horizon tuffogène inférieur; 6, complexe des schistes graphiteux. *Cycle calédonien*: 7, complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite. *Cycle baïcalien*: 8, complexe des schistes quartzitiques sériciteux; 9, complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques. *Cycle prébaïcalien*: complexe des paragneiss à biotite; 11, horizon magmatogène-détritogène supérieur; 12, horizon détritogène inférieur; 13, calcaires; 14, dolomies; 15, métadolérites; 16, métaporphyres granodioritiques; 17, quartzites; 18, métatufs basiques; 19, minerai de fer; 20 métapéridotite, serpentinite; 21, roches amphiboliques; 22, roches migmatiques; 23 granitoïdes de Criva; 24, discordance métamorphique.

Planche XII

Carte tectonique des monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

Formations sédimentaires: 1, Quaternaire; 2, bassins de sédimentation néogènes; 3, bassins de sédimentation crétacés. *Formations magmatiques*: 4, intrusions banatitiques, b = basiques; 5, granitoïdes. *Formations cristallines*: 6, schistes cristallins épimétamorphiques de la zone septentrionale. L'anticlinal couché de Nădrag; 7, complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes; 8, complexe des schistes tuffogènes basiques; 9, complexe des schistes graphiteux. Schistes cristallins epimétamorphiques transgressifs sur les schistes mésométamorphiques de la nappe de Poiana Ruscă; 10, complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite. Nappe de Poiana Ruscă: 11, complexe des schistes quartzitiques sériciteux; 12, complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques; 13, complexe des micaschistes à almandin; 14, complexe des paragneiss à biotite: a, horizon magmatogène-détritogène supérieur; b, horizon détritogène inférieur. Pséudoplis de la nappe de Poiana Ruscă: 15, principaux; antiforme de Voislova-Silvaş, synforme de Maciova-Lunca Cernii, synforme de Băuţar-Ştei; 16, secondaires: synforme de la vallée de la Poenăreasca; antiforme de la colline Blidari, synforme de la colline de Cuptorul, antiforme de Valea Fierului. Pséudoplis de l'anticlinal couché de Nădrag: 17, principaux; synforme de Crivina-Nădrag, antiforme de Jdioara-Padeş; 18, secondaires: synforme de Ruschiţa, antiforme du sommet de Boul, synforme de la vallée de Vulturi; 19, schistosité métamorphique; 20, antiforme; 21, synforme; 22, antiforme couché; 23, ligne à valeur zéro; 24, axe „b"; 25, linéation; 26, failles postlaramiennes; 27, failles laramiennes; 28, failles prélaramiennes (posthercyniennes); 29, failles réactivées par des mouvements laramiens; 30, lignes de chevauchement.

Planche XIII

Carte de la répartition des substances minérales utiles dans les monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

1, Quaternaire: bassins de sédimentation néogènes; 3, bassins de sédimentation crétacés: a, calcaires; 4, banatites; 5, complexe des schistes séricito-chloriteux à porphyroïdes. Complexe des schistes tuffogènes basiques; 6, horizon terrigène supérieur; 7, horizon tuffogène supérieur; 8, horizon terrigène intermédiaire; 9, horizon tuffogène inférieur; 10, complexe des schistes gra-

Institutul Geologic al României

phiteux : 11, complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite ; 12, complexe des schistes quartzitiques sériciteux ; 13, complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques ; 14, complexe des micaschistes à almandin ; complexe des paragneiss à biotite ; 15, horizon magmatogène-détritogène supérieur ; 16, horizon détritogène inférieur ; 17, calcaires et dolomies ; 18, roches amphiboliques ; 19, skarns ; 20, cornéennes ; 21, métaporphyres granodioritiques ; 22, métadolérites ; 23, granitoïdes. *Province des concentrations de formations métamorphiques précambriennes* : gisements metamorphisés (volcanogène-sédimentaires) : 24, zone férifère (Fe) ; 25, zone à sulfures (pyrite, P) subordonée férifère, gisements métamorphiques à muscovite et feldspath dans des corps de pegmatites (ε). *Province des concentrations de formations métamorphiques paléozoïques* : 26, gisements métamorphisés férifers (Fe) et marbres ; *Province des concentrations associées au magmatisme banatitique* : gisements pyrométasomatiques et hydrothermales ; férifers (Fe) ; 28, sulfures polimétalliques (Pb, Zn, Cu) ; 29, wolframates (W), talc (T). Formes des gisements : 30, impregnations métasomatiques et hydrothermales ; 31, filon hydrothermal ; 32, corps irréguliés métasomatiques ; 33, lentilles : volcanogène-sédimentaires métamorfisées ; 34, couches : volcanogène-sédimentaires ; 35, anomalies géochimiques ; 36, anomalies magnétiques positives (500γ) ; 37, forages executés ; 38, anciens travaux miniers ; 39, galerie ; 40, carrière.

Planche XIV

Carte géologique de la répartition des faciès métamorphiques dans les monts de Poiana Ruscă (zone méridionale).

A) *Formations sédimentaires* : 1, Quaternaire ; 2, bassins sédimentaires néogènes ; bassins sédimentaires crétacés ; B) *Formations magmatiques* ; 4, banatites ; 5, granitoïdes. C) *Formations cristallines* : 6, Dévonien supérieur (complexe des schistes sericito-chloriteux à porphyroïdes) ; Dévonien inférieur et moyen ; 7, horizon terrigène supérieur ; 8, horizon tuffogène supérieur ; 9, horizon terrigène intermédiaire ;10, horizon tuffogène inférieur (complexe des schistes tuffogènes basiques) ; 11, complexe des schistes graphiteux ; Cambrien-Silurien : 12, complexe des schistes muscovitiques à porphyroblastes d'albite. Infracambrien-Cambrien inférieur : 13, complexe des schistes quartzitiques sériciteux ; 14, complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques. Protérozoïque : 15, complexe des micaschistes à almandin ; 16, horizon magmatogène-détritogène supérieur ; 17, horizon détritogène inférieur (complexe des paragneiss à biotite). D) *Faciès du métamorphisme régional* : a, faciès des schistes verts ; 18, sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite ; 19, sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite ; 20, sous-faciès quartz-albite-épidote-almandin ; b, faciès almandin-amphibolitique ; 21, sous-faciès staurotide-almandin ; 22, sous-faciès staurotide-almandin et sous-faciès disthène-almandin-muscovite ; 23, sous-faciès sillimanite-almandin-orthoclase ; 24, zone à blastomylonite, phylonite, mylonite ; 25, zone ayant un rétromorphisme avancé (faciès des schistes verts ; sous-faciès quartz-albite-épidote-biotite + sous-faciès quartz-albite-muscovite-chlorite) ; 26, axes de plis ; 27, plan de chevauchement ; 28, failles.

Planche XV

Carte géologique de la répartition des schistes cristallins protérozoïques et paléozoïques des monts de Poiana Ruscă.

1, Néozoïque ; 2, Mésozoïque ; 3, banatites. A) *Schistes cristallins d'âge paléozoïques* : 4, Carbonifère inférieur (complexe des phyllites sericito-chloriteuses) ; 5, Dévonien supérieur (complexe des schistes sericito-chloriteux à porphyroïdes) ; 6, Dévonien inférieur et moyen (complexe des schistes tuffogènes basiques, complexe des schistes graphiteux) ; 7, Cambrien-Silurien (complexe des schistes sericito-chloriteux quartzitiques, complexe des schistes graphiteux à intercalations de roches vertes tuffogènes, complexe des schistes muscovitiques à prophyroblastes d'albite). B) *Schistes cristallins d'âge protérozoïque* ; 8, Infracambrien-Cambrien inférieur (complexe des schistes quartzitiques sériciteux, complexe des schistes micacés à intercalations de roches amphiboliques) ; 9, Protérozoïque (complexe des micaschistes à almandin, complexe des paragneiss à biotite) ; 10, axes des plis ; 11, faille ; 12, plan de chevauchement ; 13, plan de charriage ; 14, limite de transgression.

97202

Institutul Geologic al României

Tehnoredactori : P. CUCIUREANU. G. BORLEA
Traducători : M. BORCOȘ, A. NĂSTASE, M. HĂRȚEU, V. CHIUȚU
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : noiembrie 1974. Bun de tipar : februarie 1975. Tiraj : 950 ex. Hîrtie scris IA. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar : 12. Comanda 470. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația". Str. Brezoianu nr. 23—25, București

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ - BIBLIOTECA
9782

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME XLIII

Institutul Geologic al României