

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA F

Geologie Tehnică

Nr. 9

STUDII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE
ÎNTRE VALEA SADULUI ȘI VÎRFUL
RECI CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA
PROIECTĂRII CONSTRUCȚIILOR
HIDROTEHNICE

DE

MARIUS GEORGESCU

BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA F

Geologie Tehnică

Nr. 9

**STUDII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE
ÎNTRE VALEA SADULUI ȘI VÎRFUL
RECI CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA
PROIECTĂRII CONSTRUCȚIILOR
HIDROTEHNICE**

DE

MARIUS GEORGESCU

BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

*Sub piscuri mari, în munte,
o căldare de bazalt,
Un pas, și-apoi abrupt —
tărimul celălalt*
(L. Blaga — Viziune geologică)

STUDII GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE ÎNTR-E
VALEA SADULUI ȘI VÎRFUL RECI CU PRIVIRE
SPECIALĂ ASUPRA PROIECTĂRII
CONSTRUCȚIILOR HIDROTEHNICE¹

DE
MARIUS GEORGESCU²

Résumé

Études géologiques et pétrographiques entre la vallée du Sad et la cime Reci, envisageant surtout la projection des constructions hydrotechniques. La première partie est dédiée aux études géologiques, pétrographiques, tectoniques, microtectoniques et de pétrologie structurale. On a précisé les caractères pétrographiques et stratigraphiques des diverses formations, de la série cristalline de Lainici—Păiuș, de la partie basale du complexe des orthoamphibolites de Drăgăsan, du complexe des dykes de Reci, identifié entre les séries mentionnées, de la série dynamo-métamorphique de Tulișa, des séparations du granitoïde de Șușița—Sadu et de „cornéennes schisteuses” formées au contact. Les dépôts sarmatiens et quaternaires ont été étudiés en vue d'établir la possibilité d'exécuter un barrage à l'aide des matériaux locaux. Du point de vue tectonique, on a identifié les systèmes de failles qui dominent les formations cristallines et éruptives, la faille du contact septentrional du granitoïde, la microtectonique de ces formations. La deuxième partie a eu pour objet la méthodologie des recherches en terrain, des études de microtectonique de la roche de fondation des barrages, les schémas déduits pour le calcul de la mécanique des roches, le drainage de la roche de soubassement, l'étude du comportement en exploitation du massif d'appui. On a analysé une classification des roches de soubassement des constructions techniques du point de vue de „la structure du massif”. Pour le barrage en matériaux locaux (environ 138 m), on a étudié l'emplacement et les sources de tous les matériaux locaux. Pour les galeries de dérivation et centrale hidroélectrique on a recommandé les tracés favorables du point de vue tectonique, géotechnique, de la structure de la roche dans le massif.

TABLA DE MATERII

Obiectul lucrării și localizarea geologică a regiunii studiate 5

¹ Teză de doctorat susținută la 3 iulie 1972 în cadrul Institutului de Petrol, Gaze și Geologie, București.

² Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice, Bulevardul Republicii nr. 29, București.



PARTEA I

Capitolul I. Introducere	6
1. Date orohidrografice și geomorfologice	6
2. Geologia munților Parâng	7
3. Istoricul cercetărilor geologice	9
Capitolul II. Geologia, petrografia, stratigrafia regiunii cercetate	11
A) Formațiuni metamorfice	11
1. Seria de Lainici–Păiuș	11
a) Rocile metamorfismului regional	12
Zona cu biotit–actinot	12
Zona cu hornblendă–zoizit	18
b) Considerații asupra prezenței amfibolilor în complexul superior al seriei de Lainici–Păiuș	20
c) Rocile metamorfismului de contact termic	21
Fenomene de contact termic în legătură cu granitoidul de Şușița–Sadu	21
Fenomene de contact termic în legătură cu dyke-urile de Reci	27
d) Rocile metamorfismului diaforitic	27
e) Migmatitele, filoanele pegmatitice, aplitice și de cuart	29
f) Metamorfismul cataclastic în seria de Lainici–Păiuș și la contactul cu ortoamfibolitele de Drăgșan	33
g) Chimismul rocilor	34
h) Stratigrafia rocilor seriei de Lainici–Păiuș	41
i) Tectonica seriei de Lainici–Păiuș și considerații genetice	46
2. Seria de Tulișa	49
a) Rocile seriei de Tulișa	49
b) Considerații stratigrafice și tectonice asupra seriei de Tulișa în bazinul văii Sadului	52
3. Seria de Drăgșan. Complexul ortoamfibolitelor	54
a) Rocile complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan	55
b) Clasificarea rocilor din orizonturile inferioare ale complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan	59
c) Considerații tectonice asupra părții bazale a complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan	60
B) Formațiuni eruptive	61
1. Granitoidul de Şușița–Sadu	61
a) Rocile granitoidului de Şușița–Sadu	61
b) Intercalații din seria de Lainici–Păiuș în granitoidul de Şușița–Sadu	68
c) Tectonica internă a granitoidului	68
d) Chimismul rocilor granitoidului de Şușița–Sadu, al dyke-urilor de Reci și ale rocilor înrudite	71
e) Originea granitoidului de Şușița–Sadu	81
2. Complexul de Reci	84
a) Geologia masivului de Reci	85
b) Aspecte faciale în complexul Reci	86
c) Rocile complexului de Reci	87
d) Considerații asupra prezenței turmalinei și a topazului în rocile dyke-urilor de Reci și înconjurătoare	91
e) Chimismul rocilor dyke-ului de Reci	92
f) Tectonica complexului de Reci	92
g) Considerații genetice asupra dyke-urilor de Reci	93
C) Formațiuni sedimentare	96
1. Sarmățianul	96
2. Cuaternarul	98
Capitolul III. Tectonica și microtectonica regiunii cercetate	99
A) Studii microtectonice și de petrologie structurală	99
B) Tectonica regională și magmatismul	112

Capitolul IV. Concluzii la Partea I. Evoluția formării regiunii și considerații petro- genetice	115
--	-----

PARTEA A II-a

Privire specială asupra amplasării construcțiilor hidrotehnice	118
A) Introducere	118
B) Schema de amenajare	118
C) Geologia regiunii	119
D) Barajul înalt de la Sădisoara	120
1. Barajul de beton	120
a) Metodica cercetărilor de teren a amplasamentului	120
b) Situația geologică și hidrogeologică în zona amplasamentului	121
c) Studiile de microtectonică ale amplasamentului	123
d) Structura rocii în masiv și importanța ei în construcțiile hidrotehnice .	132
e) Drenarea rocii de fundație	134
f) Urmărirea comportării în exploatare a masivului de reazem	137
2. Barajul de anrocamente sau materiale locale	139
a) Amplasamentul barajului	139
b) Materialele de construcție	141
c) Profilul barajului și condiții de fundare	146
E) Lacul de acumulare	148
F) Derivația Sădisoara-Jiu și centrala electrică	149
G) Derivația Jiu—Sadu (tronsonul din bazinul râului Sadu)	151
H) Concluzii la Partea a II-a	152
Bibliografie	153
Resumat (Summary)	159

Obiectul lucrării și localizarea geologică a regiunii studiate

Scopul acestei lucrări este de a aprofunda cunoștințele geologice, petrografice, tectonice și inginero-geologice într-o zonă de interes deosebit atât din punct de vedere geologic cât și al amenajărilor hidrotehnice și hidroenergetice.

Regiunea se găsește pe versantul sudic al munților Parâng (fig. 1) între valea Sadului-Gorj și vîrful Reci (la sud de masivul Mindra). În sud ea cuprinde parte din limita cu avant-fosa carpatică, iar spre nord este delimitată de masivul Sapa la nord de masivul Reci. Acoperă astfel parțial și pe direcție aproximativ transversală șase formațiuni geologice diferite (din nord spre sud): complexul amfibolitelor de Drăgșan, complexul de Reci, seria de Lainici-Păiuș, seria de Tulișa, granitoidul de Șușița-Sadu, formațiunile miocene de pe rama nordică a avant-fosei.

Spre est și vest regiunea include limitele bazinului hidrografic al râului Sadu, culmea Tapului și respectiv culmea Alunului și dealul Merilor.

Din punct de vedere al amenajărilor hidrotehnice, regiunea oferă posibilitatea neobișnuită în această zonă de a realiza un lac de acumulare important într-o regiune nefertilă, prin construirea unui baraj și a unei galerii de aducție între Jiu și Sadu care să reducă deficitul de apă din zona industrială de pe Jîul inferior. Studiul condițiilor inginero-geologice



de amplasare a construcțiilor hidrotehnice și unele aspecte de microstruktură și mecanica rocilor face obiectul părții a II-a a acestei lucrări.

În elaborarea acestor studii și cercetări am beneficiat de ajutorul neprecupeșt al profesorilor mei, al colegilor mei din Institutul de Studii



Fig. 1. — Localizarea regiunii studiate.
Location of the investigated region.

și Proiectări Hidroenergetice și din Institutul de Petrol, Gaze și Geologie.

În mod deosebit exprim mulțumirea mea academicianului profesor dr. doc. Alexandru Codarcea pentru îndrumările și sugestiile date la redactarea părții initiale a lucrării, profesor. dr. doc. Lazăr Pavelescu pentru îndrumările, sfaturile prețioase și îndemnurile date la elaborarea tezei de doctorat, profesor dr. ing. Alexandru Diacon pentru recomandările deosebit de utile și sugestiile date la elaborarea părții a II-a a lucrării, dr. doc. Ion Bancilă pentru bogata experiență împărtășită în cursul a numeroase lucrări complexe din cadrul I.S.P.H., colectivului catedrei de Petrologie din I.P.G.G., conferențiar dr. Al. Kissling, D. Marcus, I. Alexe, pentru bunăvoița și ajutorul oferit în numeroase ocazii, colegilor I. Mareș și C. Dimofte, pentru sprijinul prețios de care am beneficiat în diverse ocazii. Tuturor, precum și celor pe care din lipsă nu-i pot cita, le mulțumesc călduros.

P A R T E A I

CAPITOLUL I. INTRODUCERE

1. DATE OROHIDROGRAFICE ȘI GEOMORFOLOGICE

Bazinul rîului Sadu este dominat spre nord de către masivul Reci al cărui vîrf ajunge la 1468 m. Din el coboară culmi ce ajung pînă la valea Sadului la cota 500–600 m, cum sănt culmile Vătuiilor, culmea Vătuiului Mare, culmea Paltinului, culmea Alunului.

Pe versantul drept al văii Sadu lui Sîn, culmea Țapului se ramifică din masivul Mindra și ajunge la confluența Sadu-Voișanul la cota 700 m. Pe cursul mijlociu al Sadului, Dealul Merilor este masivul cel mai important (cota 900 m). El ajunge prin culmi secundare și platforme (Plaiul

TABELUL 1

Platforme de eroziune în bazinul mijlociu și inferior al văii Sadului și în zona debușării în Jiu

Sectorul rîului	Cota	Denumirea platformei	Localizare
Cursul mijlociu	800—950	Dîlma Paltinului Plaiul Alunului Plaiul Runcului Plaiul Merilor	Versantul drept al pîrului Alunul și Sadului
	500—600	Cuveta Alunu—Sadu—Sădișoara	Albia majoră a Sadului
Cursul inferior	600—750	Plaiul Cioara—Trintorul Fața Prislopului—Sadu Fața Teiului Plaiul Luța (Fîntinii) Plaiul Bîlbea	Versantul drept al văii Sadului
		Platoul Pleșa	Versantul drept al Jiului la confluența cu Sadul
	350—450	Scăunelul lui Sandu (Vrabie) Șesul Curpenoasa Șesul Tânăsoilor Șesul Lazului	Versantul drept al Sadului la confluența cu Jiul

Ples) pînă la confluența Jiului cu Sadu (cota 300 m). Între aceste culmi, numeroase pîruri și-au săpat văile, din care menționăm din est spre vest (pl. I): pîrurile Zănoaga, Voîsanului, Sadu lui Sîn, Vătuiului Mic, Vătuiul Mare, Cănelii, Cireșului, Gloabelor, Alunului, Scurta, Sădișoara, Crucii, Prislopului. O parte din aceste văi, cum sint: Zănoaga, Alunul, Scurta, Sădișoara, Sadu, etc. sint adîncite în lungul unor fâliai importante sau sisteme de fisuri transversale și diagonale.

Debitul modul al rîului Sadu în secțiunea Sădișoara este de $1,9 \text{ m}^3/\text{s}$ corespunzînd unui bazin versant de 77 km^2 .

Eroziunea creată de aceste pîruri și în special de rîul Sadu, a condus pe versantul drept al acestuia la formarea unor semiplatforme dispuse în trepte ce coboară de pe cursul mijlociu spre cel inferior. Astfel de platforme au fost recunoscute în locurile indicate în tabelul 1.

2. GEOLOGIA MUNȚILOR PARÎNG

Munții Parîng fac parte din autohtonul danubian al Carpaților Meridionali centrali unde formează o unitate tectonică distinctă. Ei sint limitați spre est de munții Căpățînei iar spre vest de valea Jiului și munții Vulcan.



În alcătuirea lor iau parte formațiuni metamorfice și sedimentare. Fundamentul cristalin al regiunii este constituit din seriile vechi precambriene de Lainici-Păiuș și Drăgșan, despărțite de o importantă falie. Prima serie se dezvoltă pe versantul sudic al munților Parâng ajungind pînă în valea Sadului.

Complexul inferior amfibolitic al seriei de Drăgșan, ocupă partea centrală și de nord a masivului limitîndu-se în sud cu seria de Lainici-Păiuș. El reprezintă produsul magmatismului inițial metamorfozat din Precambrianul inferior. Într-o perioadă mai recentă, Proterozoic mediu (Pavelescu și Pavelescu 1969) — superior, are loc metamorfozarea sedimentelor ce acopereau complexul bazal amfibolitic de Drăgșan și alcătuiau complexul inferior al seriei sericito-cloritoase. El acoperă partea de nord a masivului Parâng.

În ciclul tectonomagmatic baicalian au loc puternice manifestații ale magmatismului sialic cu punerea în loc a unor importante mase de granitoide atât în axul lanțului muntos cît și într-o poziție periferică sudică. Au luat naștere astfel masivele Mîndra și respectiv Șușița-Sadu pe rama sudică a unității tectonice Parâng.

De-a lungul faliei dintre cele două serii cristaline, Drăgșan și Lainici-Păiuș, are loc într-o fază tardelorogenică a aceluiași ciclu tectonomagmatic, punerea în loc a dyke-urilor de Reci și formarea complexului cu același nume. Ele iau naștere prin pătrunderea la suprafață a unui material magmatic de natură pegmatitică și injectarea rocilor adiacente.

Punerea în loc a corpuriilor de granitoide este însoțită și urmată de numeroase fenomene metasomatice și au condus la formarea de migmatite în toată masa seriilor de Lainici-Păiuș și de Drăgșan. La contactul cu seria de Lainici-Păiuș au loc reacții termice cu producerea de corneene și stoase cu granat și biotit.

Ultima formațiune metamorfică, seria de Tulișa, a luat naștere în Paleozoicul inferior pe seama sedimentelor rezultate din eroziunea seriilor cristalofiliene mai vechi și a maselor de granitoide.

Formațiunile sedimentare, reprezentate prin Sarmațian, acoperă flancul sudic al geosinclinalului în care s-a format unitatea tectonică Parâng.

Această unitate este separată în două subunități de o importantă falie structurală ce desparte seria de Lainici-Păiuș de seria de Drăgșan, după care subunitatea nordică Mîndra are o poziție superioară față de cea sudică Sadu-Bumbești.

Studiile geologice întreprinse în regiune, m-au condus la aprofundarea situației geologice-ingineresti pentru execuția viitoarelor amenajări hidrotehnice din bazinul rîului Sadu, și mi-au permis unele contribuții la studiul stabilității masivelor stîncoase din fundația marilor baraje. În același scop, în cursul cercetărilor regionale, am semnalat rezerve apreciabile de materiale de construcție în vederea executării unui baraj din materiale locale cum sunt : materiale impermeabile în zona seriei de Tulișa



și a depozitelor sarmațiene, piatră pentru anrocamente în valea Sadului, pietriș pentru filtre în sedimentele sarmațiene. Toate aceste probleme sunt tratate în partea II-a a lucrării.

3. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Primile observații geologice în valea Jiului se datează din 1860, de la von Inkey, Gr. Ștefănescu și M. Drăghiceanu, ultimii referindu-se și la granitul din nordul Olteniei.

Studii aprofundate în ceea ce privește petrografia și tectonica acestei zone au efectuat L. Mrazec și G. M. Murgoci. Mrazec și Duparc (1893) recunosc pentru prima dată prezența sisturilor cu cloritoid în valea Jiului la Rafaila. Ulterior (1899), Mrazec deosebește în structura autohtonului două blocuri cu structură anticinală format din roci amfibolice de natură eruptivă și roci granitice. El denumește „granit de Șușița” fișia de roci granitice dintre Baia de Aramă și valea Iuncavăț. Remarcă totodată gradul avansat de tectonizare al rocilor granitice și al seriei cristaline din acoperiș și prevede prezența unor falișe principale orientate NE-SW. Murgoci (1910) sintetizează structura Carpaților Meridionali și schizează cutile cristalinului autohton. El identifică încă din 1916 „Formațiunea de Schela” în valea Jiului. Primul studiu petrografic al „granitului de Șușița” din munții Vulcan, se datează din Ioanescu-Bujor (1911) în teza sa de doctorat. El separă în această lucrare trei tipuri petrografice de roci granitice: tipul Tismana în axul granitului de Șușița, tipul Suseni și tipul amfibolic în jurul granitului de Tismana, toate puse în loc în același timp. Streckeisen (1930) completează observațiile asupra petrografiei și tectonicii Carpaților Meridionali centrali. Manolescu (1937) efectuează cea mai mare parte a studiilor sale în munții Vulcan și în valea Jiului. El recunoaște cele două blocuri semnalate de Mrazec și zona tectonică ce le desparte. În blocul nordic separă seria de Drăgșan cuprinzând amfibolite de origine eruptivă și seria clastică suprائacentă. În sud granitele suportă seria cristalină de Lainici-Păiuș și o fișie îngustă din „Formațiunea de Schela”. În corpul granitic separă două tipuri de roci, granitul porfiroid de Tismana și granitul de Șușița (în facies masiv și gnaissic). Recunoaște totodată fenomenele termice la contactul granitelor cu seria de Lainici-Păiuș în munții Vulcan și pe rama sudică a munților Parâng (vîrful Crasna). Vîrsta granitelor o consideră hercinică, iar a seriei de Lainici-Păiuș și Drăgșan, caledoniană. Manolescu elaborează prima hartă geologică la scara 1:77.000 a munților Vulcan, care cuprinde și o fișie de cca 3,5 km din munții Parâng adiacentă văii Jiului.

Paliu (1937) în cadrul studiului geologic și petrografic al munților Parâng, care se referă la partea de nord a acestor munți, cuprinde și masivul Reci. El consideră în această zonă prezența unui corp granitic de dimensiuni $2,5 \times 2$ km de un facies mai alcalin decât granitele de tip Parâng. Datorită prezenței micelor albe în cantitate mai mare decât granitele de Parâng, el recunoaște abundența magmei în compuși pneumatolitici. Studiul este însoțit de o hartă la scara 1:64.000.



G h i c a-B u d e ş t i (1940—1942) consideră masivele granitice din Carpații Meridionali ca termenul final de granitizare a rocilor cristalofiliene din acoperiș.

Studii moderne asupra formațiunilor cunoscute în regiune încep după 1950 (P a v e l e s c u , 1953, 1957). P a v e l e s c u (1958) elaborează prima sinteză geologică modernă a Carpaților Meridionali. P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1962) denumesc „granitoidele” ansamblul rocilor granitice cuprinzind granite, adamellite, granodiorite, tonalite, diorite cuarțifere.

C o d a r c e a și P a v e l e s c u (1963) publică primele considerații de sinteză asupra genezei granitoidelor din autohtonul danubian. În același an, P a v e l e s c u publică un studiu de sinteză al seriilor cristalofiliene de Lainici-Păiuș, de Drăgășan și de Tulișa, în care se precizează originea materialului primar, faciesurile metamorfice, fenomenele de migmatizare și granitizare, structura tectonică, tipice acestor serii. P a v e l e s c u și R ă i l e a n u (1963) efectuează primele date de ordin stratigrafic și paleontologic, seria de Tulișa fiind considerată Paleozoic inferior.

P a v e l e s c u et al. (1964 b) efectuează primul studiu petrografic și microtectonic al defileului Jiului, însotit de o hartă și profilul geologic al văii.

M a r c e l a D. C o d a r c e a (1966, 1967) aduce contribuții noi de sinteză asupra formațiunilor cristalofiliene și datării vîrstei masivelor de granitoide din regiune.

S o r o i u et al. au determinat în 1965 vîrsta absolută a granitoidelor de Șușița de 525 mil. ani.

P a v e l e s c u (1967) în sinteza asupra genezei și evoluției granitoidelor din Carpații Meridionali recunoaște caracterul sincinematic, în parte paulopostcinegetic al activității magmatice produse într-un ciclu tectonic antecaledonian. Activitatea a avut ca rezultat fenomene de autometamorfism în însăși corporile magmatice și de metasomatism (migmatizare) în rocile metamorfice. P a v e l e s c u și M e r c u ș (1967) deosebesc existența a trei cicluri tectono-magmatice în Carpații Meridionali : ciclul proterozoic inferior în care au luat naștere serile de Lainici-Păiuș și de Drăgășan (complexul amfibolitelor), ciclul proterozoic superior în care s-au pus în loc granitoidele de Parâng și Șușița, și ciclul caledonian (eventual hercinic) în care a avut loc metamorfismul seriei de Tulișa. P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1969) elaborează corelațiile zonale între sisturile cristaline ale Carpaților de sud iar G i u ș c ă et al. (1969) confirmă orogeneza baicaliană pentru granitoidul de Șușița.

G e o r g e s c u (1969b, 1970) în comunicările și publicațiile studiilor din regiunea dintre valea Sadului și vîrful Reci, aduce contribuții în ce privește petrografia, tectonica și geneza complexului de Reci, a raporturilor tectonice dintre seria de Lainici-Păiuș și granitoidul de Șușița-Sadu, a elementelor microtectonice din valea Sadului și importanța lor pentru fundarea barajului Sădisoara.



Savu (1970), Savu et al. (1972), efectuează noi studii moderne în munții Vulcan (valea Jiului-valea Susenilor) asupra tectonicii primare a plutonului de Șușița, tipurilor de metamorfism suferite de seria de Lainici-Păiuș din acoperiș, asupra studiului petrologic și geochemical al granitoidelor de Șușița, Suseni și Brateu, genezei granitoidelor. Studiile sunt însoțite de hartă geologică și profile, scara 1 :40.000.

CAPITOLUL II. GEOLOGIA, PETROGRAFIA ȘI STRATIGRAFIA REGIUNII CERCETATE

A) FORMAȚIUNI METAMORFICE

Redactarea inițială a acestui subcapitol a avut la bază împărțirea formațiunilor metamorfice după faciesurile și subfaciesurile stabilite de Fyfe, Turner, Vorhogen (1958) și Winkler (1965). Variația mare de situații întâlnite a făcut dificilă însă încadrarea tuturor cazurilor în schemele rigide ale subfaciesurilor, dind naștere adesea la controverse. Aceasta mai ales în lipsa unui număr însemnat de analize chimice care să elucideze toate situațiile întâlnite. Din acest motiv am revizuit subcapitolul „Formațiuni metamorfice” în lumina ultimelor concepții a lui Turner (1968) și mai ales Winkler (1970) care au renunțat, primul la subfaciesuri, iar al doilea și la faciesurile metamorfice. Vom accepta de aceea, după Winkler, existența a patru stadii de metamorfism, foarte scăzut, scăzut, mediu și înalt (sau incipient, scăzut, avansat și înalt), derivate din cele trei zone ale lui Grubenmann, ca diviziuni largi ale stării metamorfice de presiune și temperatură, precum și a gradelor (isograde după Winkler) și zonelor de metamorfism (provenite din zonele și gradele metamorfice după Barron și Tillyey).

Isogradul definit de Barron și Tillyey și reluat de Winkler, constituie un termen al unui tip de rocă și nu corespondentul unor valori de presiune și temperatură.

Acste grade și zone vor fi înțelese în lucrarea de față ca limite variabile specifice fiecărei regiuni, condiționate de mineralele indicatoare și compoziția chimică a rocilor din regiune, ele nefiind scheme sau rețele fixe.

1. SERIA DE LAINICI-PĂIUȘ

Dezvoltarea în regiune. Seria sisturilor cristaline de Lainici-Păiuș formează o bandă continuă orientată în direcția ENE-WSW pînă la E-W, cuprinsă între culmea Voișanului și culmea dreaptă a văii Alunului (limitele E și W a perimetrlui cercetat.) Ocupă astfel din E spre W cursurile superioare ale văilor Voișanului (parțial), Sadu lui Sin (parțial), Vătuiul Mic, Vătuiul Mare, Pîriul cu Groși, Cănelii, Cireșului, Gloabelor și Alunul.

Lățimea ei de cca 5,7 km în vest, pe culmea Alunului, scade către E la cca 3,2 km pe culmea Tapului, unde într-o secțiune transversală se



poate remarcă întreaga succesiune (fig. 7, pl. XII). Această bandă face parte din prelungirea terminală estică a seriei de Lainici-Păiuș bine dezvoltată la vest de Jin în munții Vulcan și cu tendință de îngustare spre est.

În perimetru cercetat de noi, șisturile cristaline ale acestei serii sunt limitate la nord de cele ale seriei de Drăgășan și complexului de Reci, iar în sud, de plutonul granitoid de Șușița-Sadu. În partea sudică ele suportă o fișie foarte îngustă, cu structură sinclinală, precum și cîteva mici petice, din seria de Tulișa.

Formațiunile acestei serii reprezintă rocile cele mai vechi din autohtonul danubian, fiind socrotide de studiile de sinteză recente ca precambriene (Pavelescu și Pavelescu, 1969) sau prebaicaliene (Giuşcă et al., 1969; Savu, 1970, 1972).

a) Roci ale metamorfismului regional

Așa cum arată cercetările de teren și microscopice, în alcătuirea acestei serii iau parte roci cu caracter detritic, mai ales cuarțifer-arcozian, grezo-aleuritic sau pelitic și în mică măsură tufitogen și calcaros. Principalele tipuri litologice în ordinea dezvoltării le constituie cuarțitele micacee, șisturile cuarțito-micacee sau micacee, micașisturile, paragneisele psamitice, rocile tufitogene, gnaisele amfibolice și calcarele cristaline.

Între aceste tipuri de șisturi cristaline se întâlnesc numeroase varietăți de tranziție. Harta geologică a putut oglindi numai nivelele mai importante ca și unele intercalații mai semnificative.

Ele au suferit în bază, la contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu, efectul metamorfismului termic cu producerea unei însemnante aureole de roci specifice, corneene cu granat și biotit cu textură orientată sau sistoasă.

Zona cu biotit-actinot

Rocile cuarțitice, cu un pronunțat caracter detritic, au o dezvoltare preponderentă în baza seriei și subordonat în părțile mediană și superioară. Cuarțitele mai pot fi întlnite și ca intercalații, în șisturi și micașisturi, în paragneise, după cum la rîndul lor și ele comportă adesea astfel de intercalații.

Orizonturi cuarțitice mai însemnante își fac apariția în valea Sadu lui Sîn, la debușarea pîrîului Vătuiul Mic, pe pîrîul Vătușelul, la partea superioară a culmei Vătuilor, pe Vătuiul Mare superior, culmea dreaptă a Vătuiului Mare (jumătatea superioară), pîrîul Cănelii și Izvorul Reci amonte de debușare, valea Alunului etc.

Principalele varietăți de cuarțite micacee sunt reprezentate de cuarțitele sericitice (mai frecvente) cloritice, muscovitice, arcoziene, cu clorit și biotit.

Compoziția lor este alcătuită din (tab. 2) :

Cuarțul se prezintă adesea sub formă de porfiroblaste, ce ajung pînă la 2–4 mm, înconjurate de cuart mărunt granular sau microcristalin, cu contururi neregulate sau rotunjite, uneori marcate de pelicule fine de hidroxizi.



TABELUL 2
Cuarțite micacee. Compoziția mineralologică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minime	maxime
a) principale			
Cuarț	60...87	0,01/0,001	≥2
Oligoclaz	0...18	0,108/0,09	>2
Muscovit și sericit	0...28	0,136/0,142	0,93/0,195
Biotit	1...5	0,038/0,029	0,53/0,24
Clorit	0...17	0,038/0,036	0,37/0,13
Epidot și zoizit	0...5	0,036/0,036	0,198/0,162
b) accesorii			
Titanit	0...2	0,036/0,09	0,684/0,252
Apatit	sporadic	0,057/0,038	0,378/0,378
Rutil	sporadic	0,057	0,43
Zircon	sporadic	0,036	0,072
Opacă	sporadic		

Alteori cuarțul este dispus în granule alungite ocelare sau lenticulare, paralele cu orientarea micelor. Extincțiile sunt totdeauna ondulatorii. Prezența granulelor rotunjite sau marcate de pelicule oxidice înconjurate de granule mărunte atestă originea blastodetrictică a cuartului.

Plagioclazul (8–14% An) se poate remarcă mai ales în cuarțitele cu caracter arcozian unde el este asociat cu cuarțul. Formează uneori lentile prinse în benzi subțiri sericitice. Adeseori a fost afectat de cataclază și sericitizare profundă având ca rezultat producerea unui agregat sericitico-cuarțitic fin și microcristalin. Din această cauză precizia conținutului în anortit este dificilă. S-a putut determina în unele cazuri 8–14% An. Muscovitul dispus în lame fine, se găsește asociat cu sericitul și formează adesea benzi subțiri în jurul lentilelor de cuarț. Uneori provine din decolorarea biotitului, din care păstrează relicte brumii slab pleocroice.

Biotitul, se remarcă și el prin lamele fine, parțial decolorat, cloritizat sau frecvent relict în muscovit, între planele de clivaj sau în clorit. Uneori se contorsionează în jurul granulelor de cuarț ca urmare a cataclazei. Cloritul (clinoclor) cu culori verzu-măslini și extincție apropiată de 0°, se găsește mai abundant în unele cuarțite cloritice de pe valea Sadu lui Sin (confluența cu Vătui Mare). Culori relicte maronii și prezența lui pe conturele lamelelor de biotit ne arată, că parțial reprezintă un produs de transformare al acestuia. Sericitul, cel mai abundant dintre mice, ia naștere atât din sedimentul primar cât și prin reacții secundare ale plagioclazilor. Apare în benzi subțiri discontinui ondulate asociate cu celelalte mice sau în masa cuarțo-sericitică. Epidotul și zoizitul (clinozoizit) se găsește de obicei în agregate izolate formate adesea pe seama plagioclazilor. Rar în unele cuarțite arcoziene ajung la un conținut pînă la 15% din rocă.

Structurile relicte blastodetrictice, blastopsamitice și aleuropsamitice au fost frecvent recunoscute în studiu microscopic. Texturile orientate, masive sau ocelare, au frecvența cea mai mare.

Prezența biotitului și lipsa hornblendei sau plagioclazului bazic permit delimitarea cartografică a zonei biotit-actinot în care se găsesc cuarțitele și a desprinde nivelul actual al metamorfismului acestor roci, corespunzător stadiului scăzut după Winkle (1970).

Sisturile cuarțito-micacee și micașisturile

Sub această denumire cuprindem o gamă largă de varietăți de sisturi cuarțitice micacee, sisturi micacee și micașisturi, figurate împreună pe harta geologică și anume: sisturi cuarțitice cu clorit-epidot, sisturi

cuarțitice-micacee cu biotit cloritizat, sisturi cuarțitice-micacee cu lentile cuarțo-feldspatice, sisturi cuarțitice arcoziene blastodetrítice, sisturi cuarțitice micacee cu actinot, micașisturi cu porfiroblaste de albit, albitezate sau cloritice, etc. (pl. I, fig. 1,2).

Principalele orizonturi de sisturi cuarțitice micacee și micașisturi pot fi remarcate (din bază spre partea superioară) pe culmea Alunului, imediat la nord de sisturile cristaline ale seriei de Tulișa, pe culmea Vătuilor la partea inferioară și pînă la valea Cănelii, pe valea Reciu I, Reciu II, valea Șurupatei, valea Polatiștei. În aceste zone se întîlnesc intercalări de cuarțite.

Compoziția mineralologică a acestor tipuri de sisturi se remarcă (tab. 3) prin :

TABELUL 3

Sisturi cuarțito-micacee (micașisturi). Compoziția mineralologică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minime	maxime
a) principale			
Cuarț	10...57	0,057/0,018	> 2
Oligociaz	0...24	0,095/0,054	> 2
Muscovit și sericit	3...52	0,054/0,036	1,052/0,30
Biotit	1...12	0,095/0,054	0,65/0,522
Epidot și zoizit	0...5	0,054/0,038	0,216/0,198
Actinot	1...5	—	—
Clorit	0...28	0,054/0,054	0,522/0,414
b) accesori			
Apatit	sporadic	0,072/0,036	0,438/0,216
Titanit	0...3	0,057/0,038	0,15/0,095
Ilmenit	0...1	—	—
Turmalina	0...1	0,1/0,076	0,3/0,22
Oxizi	0...1	—	—
Zircon	sporadic	0,057/0,038	0,162/0,144
Calcită	sporadic	—	—
Pirită	0...1	—	—

Cuarțul apare ca lentile, aggregate milimetrice, rotunjite, alungite, oculare, uneori în asociație cu plagioclazul. Formele alungite indică procese de blastează sub presiune. În varietățile mai micacee, cuarțul formează fișii cu granule mici și mijlocii paralele cu cele micacee, reflectind uneori structuri blastopsamitice.

Oligociazul albitic se prezintă în porfiroblaste alungite, mici oceli sau granule rotunjite sericitizate. Adesea apare subordonat în agregatele lenticulare cuarțo-feldspatice. Sericitizarea sa este avansată ceea ce îngreunează determinarea conținutului de anortit, dar în cazurile cînd a fost posibil acesta nu a depășit 12-14% An.

Muscovitul și sericitul nu diferă din punct de vedere fiziografic față de cuarțite, decit prin abundență mai mare, dispoziția în pături aproximativ paralele în asociație cu cloritul și biotitul. În aceste fișii sunt prinse lentile sau porfiroblastele cuarțo-feldspatice. Benzile micacee alternează frecvent cu cele cuarțitice sugerînd originea lor psamo-pelitică. Biotitul apare de regulă în lamele fine în mare parte decolorate sau cloritizate, distribuit în fișile micacee. Cloritul în culori verzuî măsliniî sau decolorat apare sub formă de clinoclor ($ng-np=0,01$) și pennin cu nuanțe albăstrui (fig. 2 și 3). Se asociază cu biotitul din care provine în mare parte, precum



și cu celelalte mice. Epidotul și zoizitul se întâlnesc rar sub formă de granule izolate cu relief puternic. Uneori se recunoște ca agregate fine (zoizit) în interiorul plagioclazului, sau însirate în benzile micacee. Pe culmea Alunului am putut identifica șisturi clorito-epidoto-zoizitice conținând pînă la 28% epidot și zoizit.

Actinotul a fost întâlnit în unele șisturi cuarțito-micacee de la partea superioară a seriei. Se găsește în apropierea unor nivele cu roci tufitogene, de unde presupunem și proveniența sa. Se prezintă sub formă de ace fine sau în snopii mici, slab verzui ($c:ng = 15^\circ$), asociat de regulă cu micele. Albîtul (Schachbrettalbit) și microclinul apar uneori în unele șisturi din apropierea dyke-urilor de Reci sau a migmatitelor, probabil de origine metasomatică.

În afara acestor componente menționăm prezența turmalinei (1%) în șisturile muscovito-sericitice de pe valea Reciu II imediat la nord de dyke-urile de Reci, în apropierea unor șisturi tufitogene în care am identificat prezența topazului. Turmalina apare sub formă de cristale cu contururi hexagonale uneori sfărîmate, cu dimensiuni de 0,1–0,3 mm. Prezintă pleocroismul caracteristic (după ng verde bruniu, după np gălbui). Prezența acestui mineral tipic pneumatolitic în apropierea dyke-urilor pegmatitice de Reci poate oferi indicații asupra modului de formare a acestor corperi magmatische.

Calcita întâlnită sporadic în apropierea falilor apare sub formă de plaje între granulele de cuarț.

Structurile cristaline ale șisturilor prezintă frecvent caractere relicte blastodetrítice, mai ales blastopsamitice (șisturile cuarțitice), iar uneori granolepidoblastice, sau lepidoblastice adesea foarte fine. Texturile sunt orientate, sistoase, lenticulare, rubanate, uneori ușor ondulate.

Prezența biotitului și uneori a actinotului în șisturile și micașisturile seriei de Lainici-Păiuș, extinde zona cu biotit-actinot a stadiului scăzut de metamorfism (după Winkler, 1970) și la aceste orizonturi.

Paragnaisele cuarțitice sau micacee și gnaisele psamitice

Aceste roci constituie intercalări în interiorul orizonturilor de cuarțite și de șisturi micacee. Se întâlnesc pe valea Cănelii și Izvorul Reci, culmea Alunului și Paltinului, pîrul Reci II, etc., cu un pronunțat caracter cuarțitic arcozian (Pavelscu, 1964, 1969). Varietățile principale se caracterizează prin compoziție mineralologică, structură și textură și anume: paragnaise cuarțitice, gnaisă psamitice, cuarțitice arcoziene, paragnaise micacee cloritizate, paragnaise sericitizate.

În compoziția mineralologică (tab. 4) întâlnim cuarțul ce apare de obicei în porfiroblaste milimetrice sau lentiliforme. El este înconjurat de granule mici și mijlocii dispuse de cele mai multe ori orientat. În gnaisele psamitice granulele de cuarț și plagioclaz cu conture netede sunt înconjurate adesea de fișii subțiri micacee.

Oligoclazul este afectat de intense sericitizări. Îl întâlnim în zonele cuarțitice xenoform sau în granule parțiale rotunjite în zone micacee cu aspect blastodetrític. Conținutul său în anortit nu depășește 15%. Albîtul apare rar și microclinul sporadic, de natură metasomatică în legătură cu migmatitele din apropiere. Actinotul a fost determinat numai în unele paragnaise de pe valea Reciu II în partea superioară a seriei ca și actinotul din șisturi.

Celelalte minerale sunt asemănătoare celor din șisturi și cuarțite.

Textura paragnaiselor prezintă unele aspecte specifice, fiind mai ales orientată, lenticulară și uneori chiar masivă. Structura arată forme blastodetrítice și uneori porfiroblastice, granolepidoblastice.



Prezența biotitului și uneori a actinotului în nivelele de paragnaise și gnaise psamitice permit includerea și a acestor orizonturi în zona cu biotit-actinot al stadiului de metamorfism scăzut.

TABELUL 4
Paragnaisele. Compoziția mineralologică

Mineralele	Procentelete %	Dimensiuni (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarț	33...39	0,095/0,01	> 2
Oligoclaz	3...24	0,342/0,09	1,90/1
Muscovit și sericit	0...30	0,095/0,036	1,116/0,34
Biotit	0...5	0,180/0,054	0,576/0,432
Clorit	0...14	0,108/0,054	0,36/0,11
Epidot și zoizit	0...12	0,072/0,018	0,8/0,162
b) accesorii			
Actinot	0...3	—	—
Albit	0...5	0,28/0,15	0,95/0,252
Microclin	0...3	0,198/0,162	1,638/1,116
Titanit	0...3	0,054/0,038	0,7/0,34
Apatit	sporadic	0,057/0,036	0,378/0,144
Zircon	sporadic	0,036/0,018	0,108/0,054
Calcită	sporadic	0,072/0,036	0,558/0,54
Pirită	0...2	0,038	0,19

Roci verzi sedimentogen-tufogene

La partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș aproape de contactul cu complexul de Reci (valea Cănelii și valea Alunului) și pe pîriul Reciu II își fac apariția nivele de roci cu actinot, sisturi cuarțito-actinolitice cu zoizit și porfiroblaste de albit, sisturi cuarțito-micacee cu actinot și porfiroblaste de albit. Grosimea lor oscilează între 20—40 m dar ajunge rar la 90 m (izvorul Vătuiului). După aspectele textural-structurale și compoziția lor mineralologică, acestea reprezintă depozite sedimentogen-tufogene metamorfozate.

Compoziția mineralologică și unele aspecte microfiziografice se remarcă prin :

Cuarțul (30—65%) se găsește fie fin granular în masa microcristalină micacee fie în granule milimetrice însirate în benzile lepidoblastice cu aspect detritogen. Actinotul (4—30%) se prezintă sub formă de ace fine slab verzu (c : ng = 10°) distribuite în fisiile micacee, provenind din aport vulcanogen. Oligoclazul (0—14%) apare în granule mici și mijlocii împreună cu cuarțul, de natură detritogenă. Conținutul în anortit nu depășește 15%. Muscovitul și biotitul slab reprezintă în rocile tufogene se găsesc, primul, în proporție sub 5%, iar biotitul lipsește complet.

Participarea sporită a cuarțului, moderată a plagioclazului și actinotului, redusă a muscovitului precum și lipsa biotitului în compoziția



mineralogică a acestor roci, ne determină să le considerăm ca roci mixte sedimentogen-tufogene.

Datorită prezenței actinotului și a plagioclazului acid precum și a lipsei de hornblendă, includem pachetele de sisturi tufogene la aceeași zonă de metamorfism cu actinot ca tipurile de roci anterior menționate.

Calcarele cristaline și sisturile grafitoase

Seria de Lainici-Păiuș se termină la partea superioară în zona cercetată cu un orizont de calcar cristaline (cca 25 m grosime) uneori cipolinice, pe care-l considerăm și ca reper stratigrafic. Orizontul nu este continuu datorită mișcărilor tectonice ce au avut loc la partea superioară a seriei. Falia Păiuș-Polatiștea taie oblic seria de Lainici-Păiuș. Din acest motiv, calcarele apar la izvoarele Cănelii, pe pîrîul Reciu, pîrîul Surupata, pîrîul Vătușelul și lipsește pe culmea Vătușelului, în valea Sadu lui Sîn și culmea Tapului.

Uneori aceste calcar cuprind în bază și sisturi grafitoase sericitizate cum se întâmplă la izvoarele Cănelii pe culmea spre Prisloape.

În compozitia mineralogică a calcarelor intră :

Calcitul și dolomitul (83—99 %), în porfiroblaste pînă la cîțiva mm, frecvent maclate polisintetic și cu clivaj caracteristic. Cristalele au adesea contururile franjurate și alungite, efect al cataclazei la care au fost supuse.

Porfiroblastele mai mari, peste 2 mm, s-au remarcat la calcarele ce au în apropiere filoane pegmatitice (pîrîul Surupata, pîrîul Vătușelul), probabil ca urmare a efectului termic.

Analiza cromatică cu FeCl_3 a indicat prezența dolomitului (1-6,8 %), situând aceste roci în grupa calcarelor slab dolomitice.

Muscovitul (0-13 %) apare mai frecvent conferind calcarelor caracterul cipolinic, mai ales în unele blocuri din zona faliei Polatiștea și pe valea Vătușelul. Uneori se formează pe seama biotitului ale cărui relicte pleocroice se păstrează pe urmele de clivaj. Biotitul (0-3 %) apare rar în lamele fine, dar oferă indicii asupra gradului de metamorfism. Cloritul, rar, se asociază cu muscovitul și biotitul (penninizat) din care provin uneori. Mai apar sporadic sau maximum 3 %, cuarțul, apatitul, mineralele opace și pigmentul negru grafitos.

La varietățile fin cristaline se observă dungi cenușii grafitoase, mai ales la contactul cu sisturile sericito-cloritoase cu grafit. În unele blocuri de calcar din brezia faliei Păiuș-Polatiștea pot fi întâlnite hornblendă și tremolitul în cantități pînă la 15 %. Conținutul ridicat de amfiboli se explică printr-o contaminare mecanică cu ortoamfibolitele de Drăgșan în timpul mișcărilor tectonice.

Nivelul metamorfismului la care au fost transformate calcarele dolomitice este marcat de prezența biotitului (chiar și sporadic), ceea ce permite cuprinderea și a acestor orizonturi în zona cu biotit-actinot, ca de altfel a celei mai mari părți a seriei de Lainici-Păiuș.

*Zona cu hornblendă-zoizit
(Rocile cu hornblendă din partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș)*

Partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș se individualizează ca un complex caracterizat prin frecvență sensibil mai mare, în comparație cu restul seriei, a rocilor cu amfiboli de natură vulcanogenă, din care în multe cazuri se poate recunoaște hornblenda.

S-au putut astfel identifica pe teren și pe cale microscopică: amfibolite cu albit, amfibolite biotitice cloritizate, gnaise amfibolitice și cu amfiboli actinotizați, gnaise cu hornblendă sericitizate și biotitizate, sisturi cu amfiboli, amfibolite tufogene cloritizate, roci amfibolice sedimentogen-tufogene, etc.

Toate aceste roci aparțin stadiului de metamorfism scăzut, dar datorită prezenței hornblendei pot fi separate ca o zonă deosebită cu un grad superior de transformare, aşa cum se va arăta în continuare.

Prezentăm mai jos principalele tipuri de roci amfibolice :

Amfibolite cu albit (pl. I, fig. 3). Două intercalații cu grosimi de cca 45 m au fost separate, una pe affluent stîng al Vătuiului Mare constituită din amfibolite cloritizate, epidotizate și cealaltă pe valea superioară a Alunului alcătuită din amfibolite biotitice cloritizate saussuritizate. Compoziția mineralologică cuprinde: plagioclazul (maximum 25%), se găsește parțial pînă la complet sericitizat; acolo unde apar granoblaste mai proaspete s-a putut determina An sub 12%. Amfibolii (maximum 60%) sunt reprezentați prin hornblenda verde și brună, prima frecvent tremolitizată și decolorată; pleocroismul și culorile de birefringență sunt slabe datorită levigării; conturele nematoblastelor sunt îngroșate; cloritizarea și mai puțin biotitizarea au avansat în proporție însemnată. Biotitul (maximum 9%) și cloritul (maximum 10%) s-au format în parte pe seama hornblendei. Sericitul (maximum 15%), epidotul (maximum 8%), zoizitul (maximum 5%) constituie în mare măsură produse de transformare secundară a plagioclazului și a hornblendei (epidotul). Titanitul (maximum 8%), apatitul și calcitul (sporadic) se asociază cu hornblenda. Cuarțul (maximum 5%) umple neregulat cu granule fine spațiul dintre celelalte minerale.

Gnaisele cu amfiboli. Aceste roci sunt situate la partea superioară a seriei aproape de contactul cu seria de Drăgșan (culmea Tapului) și cu complexul de Reci (intre izvoarele pîriului Cănelii și pîriului Vătuiul Mare).

Compoziția lor mineralologică este prezentată în tabelul 5.

Plagioclazul albitic (maximum 14% An) prezintă sericitizări avansate. Hornblenda este în bună parte decolorată și cloritizată. Biotitul la rîndul său a fost aproape total cloritizat. Relictele mai pot fi uneori observate în cristalele de clorit, ceea ce pare a arăta că și în cazul amfibolitelor prezența a două faze¹ de retromorfism, biotitizarea hornblendei apoi cloritizarea biotitului. Aspectele microfiziografice ale mineralelor sunt foarte asemănătoare cu ale amfibolitelor. Rocile au suferit o puternică cataclază.

Roci amfibolice tufogene (pl. I, fig. 4). În partea superioară a culmei Tapului, nu departe de contactul cu seria de Drăgșan dar într-o poziție



TABELUL 5

Gnaisele cu amfiboli. Compoziția mineralogică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarț	35...40	0,13/0,1	1,14/0,85
Plagioclaz	20...35	0,11/0,01	0,95/0,85
Hornblenda aetinotizată	7...15	0,13/0,11	0,81/0,57
Muscovit	0...7	0,11/0,01	0,2/0,1
Sericit	8...15	—	—
Clorit	0...4	—	0,1/0,07
Zoizit, epidot	0...3	0,038	0,076/0,057
b) accesori			
Titanit	1...7	0,057/0,038	0,30/0,17
Biotit, apatit, rutil, minerale opace	0...3	—	—

inferioară gnaiselor cu amfiboli, am identificat o intercalătie de cca 30 m grosime de amfibolite tufogene cloritizate.

Aceste roci fac trecerea la clasa rocilor tufogene. Compoziția lor mineralogică se remarcă pe de o parte printr-un conținut relativ scăzut de cuarț (16%) și plagioclaz acid — 12% An (3%) și pe de altă parte printr-o participare importantă a hornblendei (60%).

Masa fundamentală a rocii este alcătuită astfel din nematoblaste de hornblendă decolorată și cloritizată, cu contururile accentuate de minerale opace (6%) și asociate cu muscovit (7%), biotit cloritizat (3%), titanit (4%), epidot (1%).

Proportia redusă de cuarț și plagioclaz acid și sporită de amfibol atestă caracterul tufogen și nu tufitogen al acestor roci.

Roci amfibolice tufitogene (pl. II, fig. 1). Rocile tufitogene își fac apariția în două importante intercalații pe cursul superior al pîriului Sadu lui Sîn (confluența cu pîriul Vătușelul) și în culmea Țapului, precum și în altele mai mici pe pîriul Reciu II și la izvoarele pîriului Cănelii imediat la nord și sud de dyke-ul de Reci.

Compoziția mineralologică cuprinde (tab. 6):

Cuarțul în proporții însemnate reprezintă unul din componentul terigen. Plagioclazul sericitizat are un conținut de 11—15% An. O cataciază avansată marchează aspectul microfiziografic al rocilor. Conținutul ridicat de cuarț, moderat de amfiboli și redus de muscovit, biotit, ne determină a considera aceste roci de natură mixtă, tufitogenă, situate toate în partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș. Gradul lor de metamorfism este însă mai ridicat, situându-se actualmente la nivelul zonei cu hornblendă-zoizit.

Topazul apărut sub forma unui cristal prismatic dispus transversal pe orientare în sisturile tufitogene de pe valea Reciu II în apropierea



complexului de Reci, are o semnificație aparte. El constituie un indiciu asupra proceselor pneumato litice care au luat parte la formarea dyke-urilor de Reci, asupra cărora vom reveni la capitolul respectiv.

Topazul se remarcă printr-un habitus prismatic cu clivaj bazal și semn optic pozitiv, ceea ce-l deosebește de andaluzit (negativ, cu clivaj

TABELUL 6

Roci amfibolice tufitogene. Compoziția mineralologică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarț	30...58, în medie 30...35	0,018/0,018	0,61/0,23
Plagioclaz	4...18, în medie 10...14	0,07/0,05	0,77/0,41
Hornblendă	2...23, în medie 5...14	0,13/0,09	0,74/0,43
Actinot	2...30, în medie 4...8	0,11	0,23
Muscovit	0...5	0,09/0,05	0,38/0,12
Sericit	0...48, în medie 11...26		
Epidot, zoizit	0...27, în medie 9...12	0,09/0,06	0,76/0,58
Biotit	0...2	0,095	0,3
Clorit	max. 15, în medie 0...5	0,09	0,12
Titanit	max. 7, în medie 2...4	0,05/0,018	0,85/0,43
b) accesori			
Apatit, zircon	sporadic	0,07/0,05	0,13/0,07
Topaz	sporadic	0,5/0,2	2,7/0,8

paralel după 110). Birefringența sa este scăzută asemănătoare cuarțului și plagioclazului, iar pleocroismul este și el redus.

b) Considerații asupra prezenței amfibolilor în complexul superior al seriei de Lainici-Păiuș

Prezența amfibolilor (hornblendă și actinot) în partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș comportă o anumită discuție.

Seria de Lainici-Păiuș ia contact de-a lungul unei importante falii cu complexul ortoamfibolitelor din baza seriei de Drăgșan. În compartimentul superior al seriei terigene de Lainici-Păiuș, aşa cum am arătat mai sus, își fac apariția relativ numeroase intercalații de roci tufitogene și tufogene (unele încă neidentificate), față de compartimentul inferior al seriei. În complexul amfibolitelor de Drăgșan am determinat în partea sa bazală de asemenea intercalații de sisturi cu caracter tufitogen.

Probabil, că activități vulcanice bazice au început să se producă atât la sfîrșitul fazei geosincilnale de sedimentare a seriei de Lainici-Păiuș, cât și în perioada inițialitică a ciclului tectono-magmatic în care și fac apariția ortoamfibolitele de Drăgșan și în care au fost metamorfozate sedimamentele seriei de Lainici-Păiuș.



c) Roci ale metamorfismului de contact termic

Fenomene de contact termic în legătură cu granitoidul de Șușița-Sadu

Prezența importantelor mase magmatice ale granitoidului de Șușița-Sadu puse în loc ulterior metamorfismului șisturilor de Lainici-Păiuș, atras după sine producerea unor fenomene de contact termic în șisturile cristaline de un aspect specific. Textura șistoasă a acestor roci a fost modificată numai parțial lăudând naștere ceea ce putem denumi „corneene șistoase”.

Aceste fenomene care definesc prin amploarea lor dimensiunile aureolei de contact, pot fi urmărite pe aproape toată lungimea contactului dintre seria de Lainici-Păiuș și granitoide. Ele au o intensitate progresivă pe măsura apropierii de limita dintre cele două serii de roci, remarcindu-se atât prin schimbarea paragenezelor cît și prin trecerea la texturi din ce în ce mai masive, dar care-și păstrează de obicei orientarea mineralelor.

Existența corneenelor la contactul rocilor seriei de Lainici-Păiuș cu granitoidul de Șușița, a mai fost semnalată în alte zone și de alți cercetători (M a n o l e s c u, 1937; P a v e l e s c u, 1963; S a v u, 1970). S a v u denumește acest tip de corneene „șisturi de contact” iar metamorfismul de „contact sincinematic”.

Cercetările ce am întreprins au permis aprofundarea acestor fenomene putându-se evidenția în cadrul aureolei de contact trei tipuri de corneene șistoase, cu trăsăturile lor petrografice și mineralogice, paragenezele caracteristice, aria lor de dezvoltare, raporturile lor stratigrafice, condiționarea lor de prezența masei plutonice a granitoidului de Șușița-Sadu.

După formare, rocile corneene împreună cu întreaga serie, au suferit o puternică cataclază însotită de circulația fluidelor metamorfozante, producindu-se transformarea mineralelor ce nu mai erau stabile în noile condiții termodinamice.

Prin cercetările de teren și laborator s-au putut deosebi: corneene cu hornblendă, corneene șistoase cu granat și corneene șistoase cu biotit.

Corneenele slab șistoase cu hornblendă (Zona termică cu hornblendă)

Acest tip de corneene are o dezvoltare cu totul limitată la zone situate în apropierea contactului cu granitoidul de Șușița. Cercetările au scos în evidență, între corneenele șistoase cu granat și biotit, prezența a trei intercalații de corneene cu hornblendă, una la piciorul culmei Voișanului și două pe cursul mediu al pîrîului Cănelii, la 100–250 m de contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu (pl. II, fig. 2).

În compoziția lor cuarțul (6–23%) apare de obicei în granule microcristaline asociat cu sericit, uneori și plagioclaz. Hornblenda comună (20–48%) apare sub formă de prisme (0,2–0,3 mm) fragmentate, uneori cu forme romboidale în secțiuni transversale. Pleocroismul este de regulă slab sau nedistinct datorită gradului avansat de decolorare. Alteori indicătente verzui închis, brunii pînă la galben roșcat (*ng*) sau slab verzui (*np*). Unghiul de extincție ajunge pînă la 25°, iar în zonele actinotizate *c : ng* =

= 15°. Mai frecvent se observă cloritizări și subordonat biotitizări a nematoblastelor cu hornblendă. Plagioclazul (6–25%), este în cea mai mare parte saussuritizat rezultînd sericit, zoizit și epidot ca produs secundar. Conținutul său în anortit nu poate fi întotdeauna determinat. Acolo unde însă a fost posibil, el depășește 15–17% An. Biotitul (0–10%) apare sub formă de lamele mici (0,1 mm) distribuite neuniform. Frecvent aceste lamele sunt transformate parțial în clorit. Sericitul (0–20%), zoizitul + epidotul (0–15%) provin în cea mai mare parte din transformarea plagioclazului. Cloritul (0–22%) sub formă de pennin provine integral prin retromorfismul hornblendei și în parte a biotitului.

Alte minerale ca actinotul, muscovitul, titanitul, apatitul și mineralele opace nu depășesc 5%.

Structura porfiroblastică, caracterizează aceste corneene. Porfiroblastele de hornblendă, plagioclaz, titanit, apatit neuniform distribuite sunt prinse într-o masă fină microcristalină cuarțo-sericitoasă orientată.

Textura este slab orientată, tipică, iar structura de afloriment în plăci și bancuri separate de intercalări foarte subțiri de șisturi cuarțito-micacee.

Prezența hornblendei în structura porfiroblastică, cît și existența unei largi zone înconjurătoare cu granat, aşa cum vom vedea mai jos, ne permit a considera aceste roci ca făcind parte din zona termică cu hornblendă.

Temperatura stadiului incipient de formare a corneelor cu hornblendă este considerată de Winkler (1965) de 515°C–545°C la presiunea de 1000 bari.

Această temperatură, poate în condiții normale, să fie dezvoltată după Jäger de un bazin magmatic granitic de minimum 3000 m lățime la o distanță de 1/10 din lățimea sa, și la o adâncime de cca 4 Km.

Aceste condiții au putut fi realizate de corpul de dimensiuni plutonice (cu lățime de peste 13 km) ale granitoidului de Șușița-Sadu la o distanță de minimum 300 m de contactul cu rocile adiacente.

Prezența cu totul sporadică a corneeneelor slab șistoase cu hornblendă presupune o temperatură a sursei termice care nu a depășit pe cea de începere a formării acestor roci de contact.

Corneenele șistoase cu granat (pl. II, fig. 3,4; pl. III, fig. 1) (*Zona termică cu granat*). Spre deosebire de corneenele slab șistoase cu hornblendă, corneenele șistoase cu granat au o dezvoltare mult mai mare, deși conținutul lor în acest mineral este adesea numai sporadic.

Corneenele cu granat alcătuiesc o adevarată aureolă în jurul contactului cu granitoidele din sud. Ele par să urmărească acest contact chiar și în unele detalii, cum ar fi ruptura transversală pe direcția generală a contactului de la piciorul culmei Paltinului. Acest caracter al contactului constituie o dovedă a producerii acestei falii transversale cu ocazia punerii în loc a granitoidului Șușița-Sadu și nu ulterior.

Rocile pe seama cărora s-au format corneenele șistoase cu granat aparțin gnaiselor cuarțitice-arcoziene (paragnaise), cuarțitelor micacee,

sisturilor cuarțito-micacee, sisturilor cuarțito-arcoziene, sisturilor sericitobiotice cu sau fără lentile de cuarț. În cazul metamorfitelor cuarțofeldspatice, cimentul inițial argilos oferă indicații asupra intensității metamorfismului, pe seama lui luând naștere și mineralele de contact.

Compoziția mineralogică a acestor roci este indicată în tabelul 7.

TABELUL 7

Corneene sistoase cu granat. Compoziția mineralogică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarț	10...73	0,15/0,038	> 2
Oligociaz-andezin	0...41	0,11/0,038	0,684/0,198
Biotit	3...18	0,19/0,095	1,15/0,11
Clorit	0...14	0,21/0,054	0,53/0,11
Muscovit	0...37	0,11/0,054	1,06/0,13
Sericit	5...52	—	—
Epidot, zoizit	0...7	0,038/0,019	0,30/0,26
Microclin	0...4	—	—
Albit	0...7	—	—
Titanit	0...5	0,054/0,036	0,20/0,09
b) accesorii			
Granat	sporadic...4	0,095/0,038	0,66/0,378
Apatit	sporadic	0,054/0,036	0,11/0,095
Calcită	sporadic	—	—
Zircon	sporadic	—	—
Pirită	0...2	—	—
Oxizi	0...3	—	—

Cuarțul se prezintă de obicei sub formă de porfiroblaste cu contur neregulat avind diametrul de 1–2 mm și exceptional mai mult, înconjurat de granule mici și mijlocii. Uneori se remarcă oceli și lentile ce ajung pînă la 1 cm îmbrăcate în benzi micacee. Plagioclazul prezintă dezvoltarea cea mai mare dintre feldspați. Sericitarea pronunțată caracterizează plagioclazul conținut de corneene sistoase cu granat. Continutul exact în anortit al plagioclazului este dificil de stabilit datorită stării avansate de alterare. Totuși, unele determinări, dar mai ales stabilirea caracterului reliefului, atestă existența unui oligociaz cu mai mult de 15% An.

Sericitul are extinderea cea mai abundentă dintre mice, provenind în cea mai mare parte din sericitizarea plagioclazului.

Muscovitul apare sub forma de porfiroblaste pînă la 1 mm distribuite neregulat în masa rocii și dispuse oblic sau transversal pe orientarea generală a rocii. În sisturi însă, alcătuiește benzi în asociație cu celelalte mice, în special cu biotitul din care provine în parte. Dispoziția sa în interiorul benzilor apare de asemenea oblică și transversal pe sistozitate, indiciu al unei recristalizări ulterioare, aşa cum se remarcă în baza culmei Tapului și în valea Voișanului (îngă confluența cu Sadu).

Biotitul. Cinci elemente semnificative deosebesc biotitul din corneene sistoase cu granat de cel din zonele ce nu au suferit influență contactului termic : lepidoblastele în general bine dezvoltate, dispoziția



transversală sau oblică față de orientarea generală a rocii fie grupată în cuiburi neregulate (indicei ale unei recristalizări secundare), frecvența incluziunilor de sagenit (rutil) sub forma de aciculi fini neuniform răspândiți sau intersectați la unghiuri de 60° , conținutul apreciabil din volumul rocii de obicei minimum 5% (exceptional scade la 3%), lipsa sau prezența foarte limitată în associațiile cu biotit a sericitului.

În gnaisele din valea Sadului (aproape de confluența cu pîrîul Voișanului) și pe culmea stîngă a pîrîului Cănelii, biotitul poate fi remarcat ca lepidoblaste (pînă la 0,7 mm) proaspete, pleocroice sau cu ușoare cloritizări în lungul planelor de clivaj, uneori cu extincție rulantă din cataclază.

În cuarțite, lepidoblaste pînă la 0,9 mm izolate, ocupă de obicei spațiile dintre cristaloblastele de cuarț sau se concentreză local în mici pachete și cuiburi (valea Sadului în aval de confluența cu Vătuiul Mare). Lamelele prezintă uneori conturele îngroșate de substanță oxidică eliminată în procesul de levigare prin circulația soluțiilor hidrotermale. Pe această cale a luat naștere și o parte din muscovitul cu care este adesea asociat și în care se găsesc uneori relicte de biotit (valea Sadului). La piciorul culmei Tapului, cuarțitele micacee cuprind uneori lepidoblaste pînă la 0,6 mm cloritizate în mare parte sau levigate ștergîndu-se parțial culorile de birefringență și trecînd în parte în muscovit. Din contră, pe cursul superior al pîrîului Cireșului, lamelele de biotit sunt foarte slab cloritizate și dispuse complet neorientat, uneori corodate de cuarț.

Sisturile și micașisturile au adesea o alcătuire formată din zone micacee cu biotit în alternanță cu cele cuarțitice ceea ce le conferă o textură rubanată. În zonele micacee sunt priuse uneori lentile de cuarț, porfiroblaste laminate de plagioclaz sau granule rotunjite de granat (culmea Vătuiului Mare). Si în sisturi lamelele biotitice au o poziție neorientată. Alteori în associație cu cele de muscovit, formează aglomerate lentiliforme oferind roci un aspect ocelar masiv (pîrîul Voișanului). Tot în această zonă în lepidoblaste mari pînă la 1 mm pot fi remarcate incluziuni de zircon cu aureole pleocroice. Pe culmea inferioară a Tapului lamele mici de biotit bine conturate sau ușor cloritizate fac parte din benzi orientate, dar în interiorul acestora ele au o poziție discordantă. Pe aceeași culme, către exteriorul zonei cu corneene, biotitul parțial levigat se transformă în muscovit și mai rar în clorit. Cloritul se distinge numai ca mineral secundar format pe seama biotitului sub formă de pennin.

Granatul reprezintă mineralul caracteristic de zonă. Conținutul lui este cu totul sporadic iar în rare excepții ajunge pînă la 4% ceea ce pare să indice că granatul s-a găsit numai în condițiile unui început de formare. Granulele de granat cu relief puternic apar de obicei fragmentate mărunt sau fisurate. În gnaise se întâlnesc rar sub formă de porfiroblaste de max. 0,6 mm sau numai 0,2 mm în sisturi. De cele mai multe ori fragmente și granule mici sunt însirate în benzi micacee marcînd mișcările diferențiale la care a fost supusă roca după formarea granulelor. Forma lor este fie rotunjită, fie ușor colțuroasă. Pe marginea cristalelor și pe fisuri se pot remarcă adesea benzi foarte subțiri de biotit și mai rar de clorit; uneori

conține o pulbere maronie de oxizi de fier. Granatul se găsește în zonele micacee asociat cu lamele de biotit, clorit, sericit, primul de regulă dispus transversal și oblic orientării generale a rocii. Alteori în gnaise poate fi întâlnit în masa sericitizată în asociatie cu cuarț fin și biotit. Mai rar în sisturi (Culmea Paltinului) granule mici izolate au fost decelate într-o zonă exclusiv de biotit ceea ce oferă indicii asupra mineralelor originare pe seama căruia provine.

Microclinul și albital au fost întâlnite numai întâmplător în apropierea migmatitelor.

Structurile rocilor sunt granoblastice, porfiroblastice, porfirograno-lepidoblastice, texturile sunt orientate sau lenticulare. Structurile de afloamente se prezintă în plăci groase și bancuri, plăci subțiri bine sudate în cazul sistemelor.

Prezența porfiroblastelor de granat, a lamelelor de biotit, muscovit dispuse neregulat, textura slab orientată, dispoziția în aureolă în jurul granitoidului de Șușița-Sadu, ne permit a considera aceste roci ca fiind produsul metamorfismului de contact.

Temperatura de începere a formării acestui tip de corneene este considerată de Winkler (1965), de $515^{\circ} - 545^{\circ}$ la $H = 4$ km și $475^{\circ} - 515^{\circ}$ la $H = 1,2$ km.

Corneenele cu granat au fost întâlnite pînă la distanță de 1,1 km față de contactul plutonului de Șușița-Sadu și cu totul sporadic pînă la 1,3 km. Aceste distanțe se cuprind în limita maximală de 1/10 din grosimea intruziunii (1,3 km) la care poate fi dezvoltată o temperatură de minimum 500°C la o adâncime de cca 3000 m.

Totuși conținutul sporadic al granatului în aceste corneene cît și prezența întâmplătoare a lor peste distanță de 1,1 km atestă că ne aflăm numai într-o fază de început de formare a corneenelor șistoase cu granat.

Dezvoltarea cea mai însemnată a corneenelor cu granat are loc pe partea inferioară a culmei Țapului. Mai apar de asemenea pe culmea Voișanului în valea Voișanului și valea Sadu lui Sîn pe cursurile inferioare aproape de confluență cu Zănoaga, respectiv Sadu, pe culmea Vătuiului Mare (partea inferioară), pîrîul Cireșului (cursul superior), culmea Paltinului (versantul est aproape de semnalul goedezic), pîrîul Adînc (cursul superior).

Corneenele șistoase cu biotit (zona termică cu biotit). Aureola cea mai largă și continuă în jurul contactului cu granitoidul formează însă zona corneenelor șistoase cu biotit. Ea îmbracă zona corneenelor șistoase cu granat, alcătuind totodată masa fundamentală în care sunt cuprinse intercalăriile corneenelor cu granat.

Rocile pe seama căror s-au format corneenele cu biotit sunt similare cu cele ale corneenelor cu granat și anume: cimentul unor roci blasto-detritive ca gnaise psamitice, cuarțite și mai ales sisturi cuarțitice micacee sau micacee de diverse varietăți. Dimensiunile granulelor și compoziția mineralologică este indicată în tabelul 8.

Cuarțul apare în porfiroblaste mari (peste 2 mm) înglobînd granoblaste de plagioclaz sericitizat sau sub formă microcristalină asociat cu

lame fine de sericit-muscovit. Oligoclazul albitic este cel mai răspândit dintre feldspați. Apare în general ca porfiroblaste pînă la 1–2 mm în gnaise și sub 0,5 mm în celealte roci. Formele sunt neregulate sau ușor rotunjite, iar în șisturi frecvent alungite sau lentiliforme. Dar prin ceea ce se distinge oligoclazul, este gradul variat de sericitizare care oscilează între parțial și total transformat. Acest element cît și relativa raritate a maclelor polisimetice face dificilă determinarea precisă a părții anortitice. Totuși din determinările rare, cît și din caracterul reliefului, rezultă un conținut mai mic de 15% An (12–14%). Sericitul provine în cea mai mare parte din gnaise prin transformarea plagioclazului. Biotitul reprezintă unul din mineralele caracteristice de zonă. Are o dezvoltare importantă în corneenele șistoase cu biotit deși este puternic afectat de procese de cloritzare și levigare a fierului. Elementele caracteristice ale biotitului din corneenele șistoase cu granat, porfiroblaste bine dezvoltate dispuse neregulat (pl. III, fig. 2) și în proporție ridicată față de rocile neafectate termic, se păstrează și în cazul corneenelor cu biotit. Muscovitul își face apariția în lepidoblaste de asemenea bine dezvoltate dispuse de cele mai multe ori oblic sau transversal pe orientarea generală. Provine adesea prin decolorarea biotitului, cînd păstrează urme de pleocroism. Cloritul se întîlnește în paete fine asociate zonelor micacee, rezultate în cea mai mare parte din retromorfoza biotitului (penninizare). Este semnificativ că în unele șisturi (valea Alunului mijlociu, culmea Țăpului mijlociu) paetele de clorit sunt dispuse transversal pe orientarea rocii.

TABELUL 8
Corneene șistoase cu biotit. Compoziția mineralogică

Mineralele	Proportiile %	Dimensiuni (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarț	10...57	0,038/0,01	>2
Oligoclaz	0...24	0,072/0,038	0,756/0,26
Biotit	3...20	0,054/0,036	1,152/0,97
Clorit	0...15	0,054/0,036	0,756/0,34
Muscovit	0...38		
Sericit	0...22	0,11/0,036	>2 mm
Epidot, zoizit	0...9	0,018	0,144
Microclin	0...8	—	—
Albit	0...8	—	—
b) accesori			
Titanit, ilmenit	0...4	0,036/0,018	0,39/0,12
Pirită	0...2	—	—
Calcită	0...3	—	—
Hidroxizi	0...3	—	—
Apatit	sporadic	0,054/0,018	0,234/0,21
Zircon	sporadic	0,03/0,01	0,11/0,09

Celelalte minerale întîlnite (tab. 8) sunt asemănătoare corneenelor șistoase cu granat.



Structurile rocilor sunt porfiroblastice, granoblastice, granolepidoblastice, blastodetrítice, iar texturile orientate.

Compoziția mineralogică, prezența porfiroblastelor de biotit bine dezvoltate, dispoziția lor neorientată, situația lor în aureolă în jurul corneenelor cu granat și a contactului cu granitoidul de Șușița-Sadu, sunt elemente care le deosebesc evident de rocile de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș.

Temperatura de formare a acestor corneene sunt loc după Winkler cu puțin sub 400°C la presiunea de 1000 bari și cu ceva peste 400°C la presiunea de 2000 bari.

Corneneenele șistoase cu biotit au fost decelate pînă la o distanță de cca 1,7 km față de contactul cu granitoidul iar la această distanță (sub 1/5 din grosimea plutonului) temperatura dezvoltată la punerea în loc a corpului magmatic, ajunge sensibil peste 400°C.

Corneneenele șistoase cu biotit au o dezvoltare însemnată în valea Voîsanului, pe culmea mijlocie a Țapului, valea Sadu lui Sîn (inferioară), valea Canelii (mijlocie), valea Cireșului (superioară), culmea Paltinului.

Din studiul proceselor de contact legate de prezența corpului granitoidic de Șușița-Sadu, rezultă că rocile ce au suferit efectul metamorfismului termic de la contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu sunt orizonturile ce constituie partea bazală a seriei de Lainici-Păiuș. În acest fel se obține o dovadă stratigrafică de prim ordin privind stratigrafia părții inferioare a seriei după punerea în loc a granitoidului.

Fenomene de contact termic în legătură cu dyke-urile de Reci

Dyke-urile pegmatitice de Reci cantonate la partea septentrională a seriei cristaline de Lainici-Păiuș, puse în loc la o temperatură mai scăzută (cca 650°C, vezi pct. B 2 g) și cu dimensiuni ale corpuri magmatice cu mult mai mici decît granitoidul de Șușița-Sadu, au produs fenomene de contact termic foarte modeste. Nu s-au întîlnit corneneene în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Semnalăm însă creșterea gradului de cristalinitate în stratele subțiri de calcare slab dolomitice de la partea superioară a seriei, ca de exemplu în aparițiile de la confluența pîrîurilor Reci și Șurupata, de pe pîrîul Șurupata și Vătușelul din zona vîrfului Reci.

d) Rocile metamorfismului diaftoritic

Partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș cuprinde unele intercalări de șisturi cuarțito-sericitice, micașisturi și gnaisse puternic sericitizate, toate cu granat, ce reflectă caracter diaftoritic (diaftoritele superioare). Ele au fost întîlnite pe culmea Țapului, în valea Sadu lui Sîn, la confluența cu pîrîul Vătușelul, la confluența pîrîului Reciu I și Reciu II, în zone puternic tectonizate.



La baza seriei, localizate pe cursul inferior al Alunului și culmea Alunului, se pot recunoaște de asemenea roci diaftoritice — diaftoritele inferioare — (sisturi cuartitice micacee cu actinot), dar cu aspecte diferite de cele superioare.

Diaftoritele superioare

Compoziția mineralogică cuprinde : cuart (35—56 %) apare în benzi fine sau masă microcristalină străbătută de fișii subțiri de sericit și clorit. Mai rar formează lentile prinse în masa micacee. Oligoclazul acid (maximum 42 %) este dispus în lentile sau porfiroblaste puternic sericitizate, învelite în fișii cuarțo-micacee. Conținutul în anortit nu depășește 12—14 %. Muscovitul (0—10 %), sericitul (6—14 %), biotitul (0—1 %), cloritul (0—20 %), actinotul, epidotul și zoizitul (2—5 %) se aliniază în benzi micacee sub paralele cu granulație foarte fină. Granatul (sporadic —1 %) după aspectul său fiziografic indică o cataclază accentuată a roci. Granule fine provenite din zdrobire se înșiruie în lungul fișilor micacee. Porfiroblastele sunt fisurate, cu contururile uneori rotunjite. Pe fisuri și la exteriorul granulelor poate fi recunoscut cloritul și biotitul secundar. Alte minerale ca : titanit, ilmenit cu coroane leucoxenice se întâlnesc sporadic.

Structura rocilor poartă trăsături granolepidoblastice, textura este orientată-lenticulară și slab șistoasă, iar structura de afloriment în plăci foarte subțiri cu oglinzi de fricțiune pe fețe. Prezența relictelor sporadice de granat și a biotitului sporadic relict atestă că rocile incluzând acest mineral au suferit un metamorfism de un grad mai ridicat (unii plagioclazi puternic alterați par a conține peste 14—15 % An).

Totuși situarea lor adiacent unor zone cataclastice importante, starea foarte avansată de transformare a unor minerale ca plagioclazul, biotitul (transformat aproape complet), cataclazarea cuarțului, plagioclazului, granatului și textura slab șistoasă ne determină să considerăm aceste roci ca rezultind în urma unor procese complexe de diaforeză de la o zonă de grad superior de metamorfism cum este zona cu granat.

Diaftoritele inferioare

Am arătat că pe cursul inferior al Alunului aval și amonte de fișia sinclinalului de Tulișa și subordonat pe culmea dreaptă a Alunului, deci aproape de baza seriei de Lainici-Păiuș își fac apariția sisturi cuartitice-micacee sau sisturi micacee frecvent cu amfiboli. Prezența lor alternează cu aparițiile de migmatite mai ales de tipul stratiform în bancuri groase, ce au fost alimentate probabil de corpul granitoidic de Șușița-Sadu. Întreg pachetul se situează într-o zonă afectată de intense mișcări diferențiale, legate atât de punerea în loc a granitoidului cit și de încastrarea sinclinalului seriei de Tulișa în sisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș.

Compoziția mineralogică arată : cuart (10—49 %) mai abundant decât în diaftoritele superioare, este de regulă fin și microcristalin asociat cu sericit, clorit în benzi subțiri paralele. Feldspații lipsesc sau ajung



uneori pînă la 15% fiind în cea mai mare parte sericitizați și cataclazați. Muscovitul (5–32%), sericitul (5–65%), cloritul (0–26%), sunt mineralele cele mai abundente, în mare parte de natură secundară provenind din transformarea plagioclazilor, amfibolilor, biotitei. Biotitul poate fi întîlnit relict în zonele cloritice sau muscovitice. Hornblenda (0–14%) decolorată și slab pleocroică, este în cea mai mare parte actinotizată. Nematoblastele sunt alungite, uneori sfârîmate alcătuind benzi subțiri ce alternează cu cele micacee. Actinotul (0–42%) în aciculi fini alungiți în fișile micacee, provine mai ales din transformarea hornblendei. Epidotul și zoizitul ajung în cazuri rare pînă la 27%. Titanitul, ilmenitul, apatitul și mineralele opace au aceleași caractere ca și diafitoritele superioare.

Compoziția mineralologică, poziția tectonică, structura lerido-granoblastică și textura fin-sistoasă marchează caracterele diafitoritice ale șisturilor ce alternează cu migmatitele de pe cursul inferior al Alunului.

e) Migmatitele, filoanele pegmatitice, aplitice și de cuart

Procesele de feldspatizare, granitizare, cu formarea de migmatite în seria de Lainici-Păiuș, au fost recunoscute și descrise în detaliu de cercetările anterioare, în special de Pavelescu (1958, 1963, 1967), Pavelescu et al. (1962, 1965, 1967, 1969).

În cele ce urmează vom prezenta o scurtă caracterizare a acestor fenomene însوită de încercarea de identificare morfologică și genetică pentru o parte din migmatitele, pegmatitele și aplitele din seria de Lainici-Păiuș în bazinul văii Sadului.

Migmatitele și filoanele pegmatitice și aplitice ocupă o suprafață de cca 30% în cadrul acestei serii reprezentînd rocile cu dezvoltarea cea mai mare. Prin poziționarea lor în fișa de roci a seriei de Lainici-Păiuș cît și prin asociațiile cu frecvențe filonașe și filoane de cuart ele fac parte după E s k o l a din zona mediană de migmatizare. Densitatea lor este remarcabilă la sud de dyke-urile de Reci, în zona unde acestea prezintă grosimea cea mai mare, la nord de contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu în partea estică (culmea Voișanului) și vestică (cursul inferior al Alunului) sau la partea superioară a culmei Țapului.

Aceste zone cu densitate maximă definesc probabil și principalele surse de migmatizare din această regiune : activitatea legată de faza metamorfică, deci sintectonică, a ciclului tectonomagmatic (etapa de migmatizare însuțită de pegmatite) în care a luat naștere seria de Lainici ; activitatea legată de magmatismul ce a condus la punerea în loc a dyke-urilor de Reci, deci postmetamorfică ; activitatea legată de magmatismul baicalian ce a pus în loc masivul granitic de Șușița-Sadu și ea postmetamorfică.

În sprijinul acestei ipoteze se ridică și prezența unor minerale indicatoare precum și forme de migmatite tipice pentru zone apropiate corpuriilor magmatische. În adevăr în aplitele și pegmatitele din Cioaca Paltinului la cca 500 m sud de dyke-urile de Reci, am determinat turmalina, mineral

pneumatolitic identificat de autor și în dyke-urile menționate. Pe cursul inferior al Alunului, pe valea și culmea Voișanului, nu departe de contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu, au preponderență migmatitele de tip stratiform în bancuri și filoane groase pînă la 10 m.

Și compoziția chimică oferă unele indicii asupra modului de formare a migmatitelor, pegmatitelor și aplitelor după cum vom vedea mai jos.

Migmatitele stratiforme cuarțitice, granitice, granodioritice și diorit cuarțifer

Așa cum s-a arătat mai sus acest tip de migmatite își face apariția în special în apropierea corpurilor magmatische sub formă de plăci, bancuri și filoane strat, groase de 0,5–8 m concordante cu structura. Cele mai reprezentative tipuri pot fi recunoscute în valea Alunului inferior, pîrîul Cănelii inferior, pîrîul Sadu lui Sîn inferior, piciorul culmei Paltinului, valea și culmea Voișanului, aproape de contactul cu granitoidul de Șușița-Sadu.

După compoziția mineralologică și mai ales după proporțiile feldspatilor se pot deosebi (tab. 9) migmatite de tip granitic, granodioritice și diorit cuarțifer a căror localizare este indicată în harta geologică.

TABELUL 9
Compoziția mineralologică a migmatitelor

Mineralele	Proporții %	Dimensiuni (mm)		Observații
		minimum	maximum	
a) principale				
Cuarț	28...60	0,057/0,010	1,8/1,5	
Microclin	1). 18...34 2). 0...12	0,90/0,072	> 2	în migmatite granitice în celelalte tipuri de migmatite
Albit	1). 6...18 2). 0...20			în migmatite granitice în celelalte tipuri de migmatite
Oligoclaz	1). 0...14 2). 22...49	0,1/0,095 0,095/0,072	> 2 1,8/1,5	
Andezin	27...54			în migmatite diorit-cuarțifer și granodioritice
Hornblenda și actinotul	0... 6	0,15/0,065 0,106/0,054	0,30/0,106 0,25/0,108	în migmatite diorit-cuarțifer
Muscovit și sericit	4...24	0,054/0,036	0,648/0,26	
Epidot și zoizit	0... 8	0,038/0,036	0,288/0,13	
Biotit	0... 4	0,095/0,054	0,666/0,414	
Clorit (pennin)	0... 6	0,054/0,036	0,414/0,288	
b) accesorii				
Titanit	0... 3	0,070/0,019	0,252/0,22	
Calcită	0... 3	0,038/0,019	1/0,85	
Apatit	sporadic	0,036/0,036	0,144/0,121	
Zircon	sporadic	—	—	
Pirita	0... 1	0,072/0,057	0,306/0,27	
Hidroxizi	0... 1	—	—	



Cuarțul apare frecvent ca porfiroblaste în forme amigdaloide sau lentile milimetrice și submilimetrice cu incluziuni sericitice și extincție ondulatorică. Cuarțul fin cristalin, asociat cu sericitul, zoizitul, epidotul este dispus în fișii ce mulează porfiroblastele cuarțo-feldspatice sau apare ca depus ulterior pe pereții micro-fisurilor. Microclinul se găseste în porfiroblaste milimetrice și submilimetrice în migmatitele granitice și granodioritice de obicei asociat cu albit și cuarț. Adesea se recunosc dezamestecuri pertitice mai ales în jurul liniilor de clivaj. Maclele în grătar sunt rare și slab conturate. Rare se observă o microclinizare a plagioclazului.

Albitul este mai abundant dezvoltat în migmatitele granitice și granodioritice decit microclinul. Se prezintă în porfiroblaste milimetrice limpezi sau slab impregnate de sericit. Forme de schachbrettalbit se întâlnesc ca urmare a unor fenomene secundare metasomatică. Forma cristalelor este allotriomorfă, cu contururile uneori sinuoase. Fenomenele dedezamestec antipertitic sunt relativ rare. Aspectul cel mai semnificativ îl constituie însă procesele de albitizare prin substituție a oligoclazului conducind la formarea de coroane albitice. Oligoclazul și andezinul reprezintă feldspații cei mai abundenți. Apar adesea în porfiroblaste milimetrice, iar în zone cataclazate în cristale mărunte sau porfiroblaste alungite în benzile micacee sericitice. Cristalele prezintă stări variate de sericitizare, mai accentuate în andezin sau în zonele tectonice. Conținutul în anortit este foarte variabil după tipurile petrografice, de la 12% în granite la 35% în dioritele cuarțifere. Muscovitul și sericitul se găsesc în asociație în mare parte ca rezultat al transformării și laminării plagioclazilor. Formeață adesea benzi discontinue ce mulează cristaloblastele cuarțo-feldspatice în migmatitele cataclazate. Hornblenda și actinotul întâlnite rar pe cursul inferior al Alunului în varietățile de tip diorit cuarțifer, conțin adesea ainfiboli în zonele marginale, mai ales în apropierea plutonului Șușița-Sadu. Zoizitul și epidotul se întâlnesc mai ales ca produse de transformare secundară a plagioclazilor.

Structurile cristaline sunt frecvent grăunoase, echigranulare și porfirice, iar texturile (după frecvență), slab orientate, masive sau orientate.

Prezența varietăților de migmatite, de tip granitic, granodioritic sau diorit cuarțifer comportă unele observații suplimentare. Migmatitele de tip granitic apar rar și se găsesc fie în apropierea dyke-urilor de Reci fie în cuprinsul șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Migmatitele de tip granodioritic sunt cele mai frecvente. Cele diorit cuarțifere și în parte cele granodioritice se situează în apropierea granitoidului de Șușița-Sadu.

Această distribuție aduce indicii suplimentare asupra faptului că migmatitele granitice din apropierea dyke-ului granitic de Reci au putut fi condiționate de aceeași sursă magmatică. Cele diorit cuarțifere și granodioritice din apropierea granitoidului de Șușița ar fi fost alimentate de acest corp care, după cum se va arăta mai jos, în zona sa marginală de nord comportă separații granodioritice și diorit cuarțifere.

Dictionitele, stromatitele, alte tipuri de migmatite

Dacă migmatitele stratiforme, după cum am văzut mai sus, au un caracter mai ales postmetamorfic, dictionitele, stromatitele și celelalte tipuri de migmatite cu forme mai puțin clar manifestate, par a fi luat naștere sintectonic. Legătura lor cu rocile cristaline adiacente este mai intimă, variată, adesea în tranziție față de cea a migmatitelor stratiforme afectate de frecvente suprafețe milonitizate.

Compoziția lor mineralologică oscilează între cea a granodioritelor și a dioritelor cuarțifere, primele fiind cele mai frecvente. Dăm mai jos limitele procentuale ale principalelor minerale: cuarțul (15–53%), microclin pertitul (0–22%), albitul și schachbrettalbitul (0–20%), oligoclazul

(13–43%), andezinul (26–48%) (în varietățile diorit cuartifere), muscovitul (2–15%), biotitul (0–5%), sericitul (pînă la 25%), cloritul (0–10%), epidotul și zoizitul (0–5%), minerale accesori: calcit, titanit, rutil, minerale opace.

Compoziția indică o anumită reducere a participării feldspațiilor alcalini, microclinul lipsind chiar în migmatitele de alte tipuri. Muscovitul, cloritul, biotitul, se întâlnesc, mai frecvent ca urmare a contaminării și legăturii mai intime cu rocile micacee adiacente, mai ales în cazul dictionitelor și flebitelor. Lipsesc de asemenea amfiboli spre deosebire de migmatitele stratiforme.

Datorită variației compozиției mineralogice nu s-a putut constata o distribuție zonală legată de corpurile magmatice ale granitoidului de Șușița-Sadu și dyke-urile de Reci. Totuși menționăm că masivul Șușița prezintă o compoziție granodioritică în această zonă, deci relativ asemănătoare cu a migmatitelor.

Pe teren se remarcă o frecvență mai mare a migmatitelor în șisturile cuartitice și micacee sau la contactul acestora, decât în cuarțite și paragneise datorită competenței și compactății mai scăzute a șisturilor. Ele par a fi produs adesea fenomene de albitezare și rar microclinizare în rocile înconjurătoare.

Pegmatitele și aplitele

Pegmatitele și aplitele au de asemenea o dezvoltare importantă în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Vom încerca să face și aici o diferențiere între pegmatitele și aplitele post-tectonice, apropiate și legate de punerea în loc dyke-urilor pegmatitice de Reci, cu compoziția mai ales granitică și pegmatitele din cuprinsul seriei, sintectonice.

Compoziția mineralogică a pegmatitelor se apropii de a granitelor și uneori a granodioritelor, aşa cum se arată mai jos: cuarțul (20–52%), microclin pertitul (0–52%), albital și schachbrettalbitul (18%), oligoclazul (15–42%), muscovitul (0–30%), biotitul și cloritul (0–2%), sericitul (0–27%). Alte minerale accesori: titanit, zircon, apatit, minerale opace.

După cum se observă biotitul și cloritul sunt mult mai puțin reprezentate decât în migmatite. Lipsesc de asemenea epidot-zoizitul și amfiboli.

Structura pegmatitelor se remarcă ca megaporfirică (pegmatoidă) sau porfirică deosebindu-se în primul caz de migmatitele stratiforme. Textura masivă sau slab orientată la formele laminate, se întâlnește cel mai frecvent.

La aplite compozиția mineralogică apare întrucîntva mai bogată în cuarț dar cu un aport mai redus al feldspațiilor alcalini: cuarțul (20–55%), microclin pertitul (0–24%), albital și schachbrettalbitul (0–30%), oligoclazul (12–45%), muscovitul (3–10%), biotitul și cloritul (0–5%), sericitul (0–20%), epidotul și zoizitul (0–10%); alte minerale accesori: titanit, zircon, calcit, apatit, turmalina.

Remarcăm în mod deosebit prezența turmalinei în aplitele de la sud de dyke-ul Reci, mineral pneumatolitic înfilnit și în complexul de Reci.



Structurile echigranulare, fanerocristaline și granoblastice (în faciesurile gnaisice), iar texturile masive și slab orientate au fost îndeosebi înținute.

Filoane de cuarț

Deși cu o dezvoltare cu importanță mult mai mică, încercăm să se diferențieze filoanele de cuarț din punct de vedere genetic în filoane sintectonice și posttectonice.

Filoanele și filonașele sintectonice sunt cele mai abundente. Se asociază de preferință cu șisturile cuarțitice formând filonașe strat, lentile, ochiuri sau mici budini prin mobilizarea cuarțului în timpul metaforismului. Au de obicei dimensiuni centimetrice sau subdecimetrice dar adesea în desime mare. Mărimea lor face dificilă o transpunere în harta geologică.

Filoane post-tectonice se întâlnesc întrucâtva mai rar, dispuse transversal pe orientarea rocii și de obicei în legătură cu accidentele tectonice. Ele au dimensiuni de ordinul decimetrului și numai în cazuri rare ajung la ordinul metrilor, cum este filonul de cuarț alb lăptos de pe versantul drept al crestei Cioaca Paltinului (cca 20 m grosime). Originea sa este probabilă hidrotermală, asemănătoare cu cele din complexul de Reci din apropiere.

1) Metamorfismul cataclastic în seria de Lainici-Păiuș și la contactul cu ortoamfibolitele de Drăgșan

Seria de Lainici-Păiuș, serie foarte veche, a suferit transformări profunde în cursul a cel puțin trei cicluri tectonice importante (capitolul III).

Efectul fazelor paroxistice ale acestor cicluri a fost marcat prin frecvența deosebită a zonelor de brecificare, milonitizare, în legătură cu principalele suprafete tectonice.

Una din principalele zone de acest fel se găsește în lungul faliei structurale Păiuș-Polatiștea ce desparte șisturile cristaline ale seriilor de Lainici-Păiuș și Drăgșan. În lungul acestei falii s-a produs o puternică zdrobire a pereților și umpluturii de material eruptiv ascensionat pe această cale de acces. Produsele cataclazei sunt foarte variate și heterogene: blocuri rotunjite și fragmente de dimensiuni variate din granitoide pegmatitice tip Reci, blocuri și fragmente diverse de ortoamfibolite (metagabbrouri, metadiorite cuarțifere, etc.) din seria de Drăgșan, granognaise tip Reci, șisturi cuarțito-micacee, blocuri de calcar slab cristaline, slab grafitoase (ultimele trei din seria de Lainici-Păiuș), blocuri și fragmente de pegmatite, de aplite și de cuarțuri hidrotermale, cataclazite, pelite și toasne pelite, toate cu numeroase oglinzi de fricțiune.

Lățimea zonei puternic zdrobite este foarte variabilă, de la cîțiva dm în valea Sadu lui Sin și pe culmea Tapului, la cîțiva zeci de metri în valea Vătușelului, valea Surupata și Polatiștea. Lățimea maximă depășește 50 m în valea Polatiștei ajungind în unele puncte la cca 100 m.

În cadrul șisturilor cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș pot fi remarcate patru alte zone de brecifiere (pl. IX), trei în partea nordică a seriei (în complexul superior) și alta în partea de sud-vest.

Cea mai nordică este instalată pe direcția pîriului Reciu I și cuprinde material din desagregarea șisturilor micacee și cuarțitice. Ea a afectat probabil și orizontul șisturilor diafitoritice din această zonă. Lățimea ei oscilează de la cîțiva metri la zeci de metri.

Mai la sud pe valea Vătușelului s-a dezvoltat o altă zonă cataclastică generată de ecoul mișcărilor din zona faliei Păiuș-Polatiștea. Ea a atrinat blocuri de pegmatite granitice, ortoamfibolite și calcare (ca în fâlia Polatiștei) și cuarțite micacee.

În sectorul debușării Vătușelului și pe Vătuiul Mic am întîlnit de asemenea fișii întinse de roci brecificate cu lățimi de cîțiva zeci de metri orientate ENE – WSW în lungul unor falii principale. Una din aceste fișii desparte și cele două complexe ale seriei de Lainici-Păiuș, iar mai în nord o altă bandă separă diafitoritele de pe valea Vătușelului.

În partea de sud-vest a seriei, pe cursul mijlociu și inferior al Alunului, pe versantul vestic al culmei Paltinului și în parte pe culmea dreaptă a Alunului au luat naștere de asemenea largi fișii de roci brecificate în lungul unui sistem de falii paralele N – S. Au fost afectate rocile ce iau parte la constituirea acestor sectoare, șisturi cuarțitice, paragnaise cuarțitice și arcoziene, șisturi diafitoritice, migmatite, pegmatite, aplite.

g) Chimismul rocilor

Analiza chimică a rocilor seriei de Lainici-Păiuș a fost efectuată pe șase probe din principalele tipuri petrografice, prelevate după cum se arată mai jos : (343) – șist cuarțito-micaceu cu biotit cloritizat (izvoarele Vătuiului Mare); (230) – șist cuarțitic-micaceu cu actinot, cloritizat (izvoarele Alunului); 717 – cuarțit clorito-micaceu blastodetritic (culmea Tapului mijlocie); 765 – șist cuarțito-amfibolic cloritizat – rocă tufitogenă (pîriul Vătușelului); 321 – corneeană șistoasă cu biotit porfiroblastic (pîriul Alunul mijlociu); 220 – corneeană șistoasă cu hornblendă (pîriul Cănelii inferior).

În tabelul 10 sunt indicate rezultatele anelizelor chimice.

În tabelul 11 se redau parametrii Niggli.

Din analiza lor se observă : parametrul *al*, indică valori ridicate ale conținutului în alumina din șisturile cuarțitice, din șisturile tufitogene și din corneeană șistoasă cu biotit – probele (343), (230), 765, 321, conținut provenit din materialul pelitic și arcozian al sedimentului original ; valori mai scăzute în alumina prezintă probele 717 și 220, cuarțit și corneeană șistoasă cu hornblendă.

Alcaliile variază în limite largi, începînd cu valori minime, 5,5 și 8 pentru probele 765 și 220 – șist tufitogen și corneeană cu hornblendă, ajungînd la 31 – 35,5 la probele (343) și 717 (șist și cuarțit).

Între alcalii predomină potasiul, la probele 321, 230 și 765 reprezentat prin corneeană șistoasă cu biotit, șist cuarțitic și șist tufitogen. Sodiul este

TABELUL 10

Nr. probei	(343)	(230)	717	765	321	220
Locul Oxizii	Izv. Vătui	Izv. Alunu	Cul. Tapu infer.	P. Vă- tușel	Alunul mijl.	Valea Căneli
SiO ₂	64,57	68,00	77,83	62,63	61,82	61,72
Al ₂ O ₃	17,19	15,23	6,97	18,39	17,65	10,19
Fe ₂ O ₃	3,93	3,60	4,04	4,83	7,23	4,78
Mn ₃ O ₄	0,04	0,18	0,27	0,50	0,50	0,16
MgO	0,99	1,59	1,89	2,43	1,60	7,94
CaO	0,60	1,53	0,42	4,74	1,40	7,21
Na ₂ O	3,86	4,49	5,16	0,60	1,15	1,46
K ₂ O	4,81	2,98	1,74	1,26	4,71	1,72
SO ₃	0,042	0,034	0,045	0,034	0,025	0,034
P ₂ O ₅	0,098	0,128	0,098	0,13	0,095	0,12
P.C.	3,93	2,16	1,42	2,43	3,05	3,23
Total	100,06	99,02	99,883	97,794	99,230	98,564

TABELUL 11

Proba parametri	(343)	(230)	717	765	321	220
al	46	41	26	43,2	42	18,8
fm	20,3	23,8	36	30,8	34,3	49
c	2,7	7,2	2,5	20,5	6,3	24,2
alk	31	28,0	35,5	5,5	17,4	8
c/fm	0,14	0,31	0,07	0,66	0,182	0,49
si	295	303	493	251	245	194
qz	+ 71	+ 91	+ 285,5	+ 129	+ 76	+ 126
k	0,45	0,69	0,18	0,58	0,73	0,44
mg	0,33	0,46	0,47	0,47	0,29	0,76

predominant în cuarțit (proba 717) și are un conținut apropiat de potasiu la proba 220 și (343).

Conținutul în *fm* este foarte ridicat (*fm* = 49) la corneeana cu hornblendă (proba 220) menținându-se la valori medii la celelalte probe (*fm* = 20,3 – 34,3).

Dintre elementele feromagneziene, magneziul predomină net numai la corneeana cu hornblendă (proba 220) și este apropiat de *fe* la probele (230), 717, 765. *Fe* predomină asupra lui *Mg* la probele (343) și 321 (sist și corneeană cu biotit).

Calcea este foarte redusă în sisturi, cuarțite și corneene șistoase cu biotit (proba (343), (230), 717, 321) și relativ ridicată la corneeana cu hornblendă și sisturi tufitogene (proba 765 și 220).



Silicea totală este foarte abundentă în cuarțite (proba 717) și relativ cea mai redusă, în corneenele cu hornblendă. Silicea liberă (qz) prezintă valorile cele mai ridicate de asemenea la cuarțite (proba 717). În probele de sisturi cuarțo-pelitice valorile sunt cele mai scăzute, oscilând între $+71 \dots +81$.

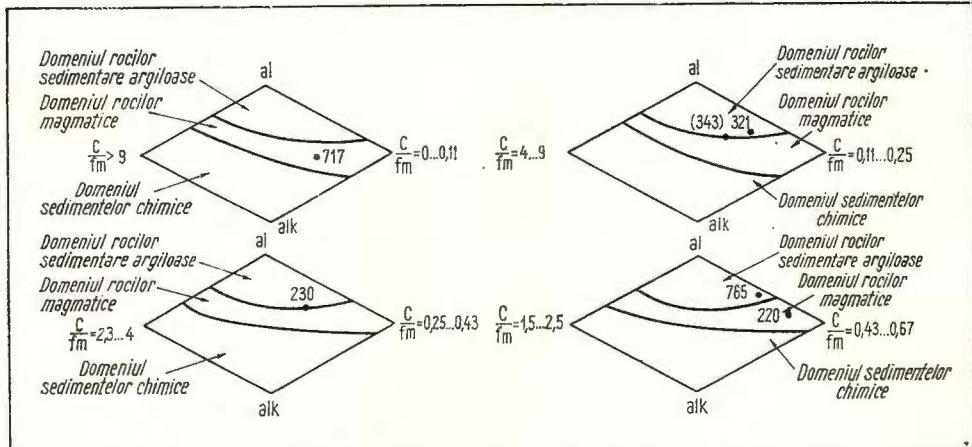


Fig. 2. — Proiecția parametrilor al , alk , c/fm din analizele chimice ale seriei de Lainici-Păiuș în diagramele Niggli.

Projection of al , alk , c/fm parameters from the chemical analyses of the Lainici-Păiuș series in the Niggli diagrams.

TABELUL 12
Compoziția normată (celula standard după Barth)

Nr. crt.	Proba	Denumirea rocei	Minerale %							
			Ab	An	Si	Mw serie	Cl	Amf	Zoi. Ep.	Q
1	(343)	Şist cuarțitic micaceu cloritizat	36,5	3,0	3,2	32,5	5,1	—	—	19,7
2	(230)	Şist cuarțitic micaceu cloritizat cu actinot	41,0	—	5,0	18,3	—	12,0	—	23,7
3	717	Cuarțit micaceu cloritizat	44,0	—	1,7	4,2	8,7	—	2,0	39,5
4	765	Şist cuarțitic amfibolic cloritizat (tufogen)	6,0	3,0	4,8	7,0	—	27,8	7,0	44,4
5	321	Corneeană şistoasă cu porfiroblaste biotit	11,5	3,75	8,0	3,5	5,0	—	3,15	34,1
6	220	Corneeană şistoasă cu hornblendă	14,0	8,2	1,6	12,0	6,0	24,5	9,5	24,2

Diagramele ternare Niggli (fig. 2) indică o concentrare a punctelor figurative, ocupînd poziții în triunghiurile I – IV în cîmpul sedimentelor argiloase (proba 321, 765) sau la limita cu cîmpul rocilor eruptive [probele (343), (230)]. O poziție mai aparte ocupă proba 220 (corneeană

cu hornblendă) și 717 (cuarțit), situându-se în cîmpul rocilor eruptive, demonstrînd participarea probabilă a detritelor de origine eruptivă la alcătuirea materialului inițial.

În tabelul 12 este indicată compoziția mineralogică a rocilor analizate interpretată după compoziția normată, ținînd seama și de observațiile microscopice.

Din datele acestui tabel se constată participarea în proporție însemnată (36,5 – 44%) a plagioclazului acid (albit-oligoclaz frecvent sericitat) în șisturile cuarțitice și cuarțite [probele (343), (230), 717]. Faptul arată că o parte din mîcele rezultate din produsele de transformare a plagioclazului cuprind sodiu în retea sau săt sodice (paragonit) iar pe de altă parte, că unele granule fine submicroscopice dificil de precizat rezultate probabil prin cataclazare, par a fi constituite din plagioclaz. În celelalte tipuri de roci, șisturi tufitogene și corneene, albitul apare cu un conținut mult mai redus (6 – 14%), dar este prezent și zoizitul și epidotul (3 – 9,5%), care în multe cazuri s-a format pe seama plagioclazului.

Alt mineral care împrină împreună cu plagioclazul caracterul petrografic al rocii este cuarțul. Conținutul său prezintă uneori [probele (343), (230)] valori întrucîtva mai mici decit cele determinate microscopic ((33%, respectiv 34%, față de 19,7% și 23,7% după normă), datorită fie presu-punerii făcută mai sus (granulație fină submicroscopică, fie neomogenitatea roci).

Dintre mineralele micacee aportul muscovitului (\pm sericit) ajunge foarte important (18 – 32% la probele de șisturi cuarțitice micacee și corneană șistoasă cu biotit și mai redus (3,5 – 12%) în cuarțit, în tufit și în corneene confirmînd observațiile microscopice.

Biotitul este de asemenea prezent permanent dar proporția sa este mai modestă (1,6 – 8%), valoarea maximă corespunzînd la corneeană șistoasă cu biotit.

Dintre mineralele feromagneziene menționăm prezența cloritului (5 – 8,7%) în unele șisturi și în corneene și a amfibolului (12 – 27,8%) în șisturile cu actinot și în corneeană cu hornblendă.

Din corelarea datelor chimice (compoziția normată) cu cele microscopice, se poate conchide că se regăsesc trăsăturile petrografice principale ale rocii. Compoziția normată atrage atenția în plus asupra posibilității existenței unor amestecuri intime de granule submicroscopice de minerale leucocrate, asupra posibilității existenței de mîce cu sodiu și a unor transformări secundare (sericitizări, zoizitizări, epidotizări, cloritizări) manifestate în masa rocii.

Diagrama ACF – A'KF. Proiecția rezultatelor analizelor chimice în diagrama ACF – A'KF este prezentată în figura 3. Ea s-a realizat determinînd parametri ACF – A'KF (tab. 13) după metoda lui Winkler (1965), diminuînd în prealabil termenii reprezentați cu conținutul lor din accesoriî (titaniit, apatit, oxizii de fier, etc.), muscovit sau amfiboli (în cazul diagramei A'KF).

Se remarcă din diagrama ACF, că șisturile cuarțitice micacee cu clorit au fost la origine fie subgrauwacke [proba (230)], fie șisturi

marno-grezoase [proba (343)]. Corneenele șistoase cu biotit, proba 321, provin din șisturi grezoase-argiloase iar rocile cuarțito-amfibolitice, deși se proiectează în cîmpul grauwackelor sugerează un material mixt terigen cuarțitic și feromagnezian vulcanic. Corneana cu hornblendă

TABELUL 13
Parametri ACF – A'KF

Nr. analizei	Parametri A C F %			Parametri A'K F %		
	A	C	F	A	C	F
(343)	34,5	6,5	59,0	44,3	29,6	26,1
(230)	21,6	25,7	52,7	45,9	25,5	28,6
717	—	—	—	50	12,9	37,1
765	45,7	23,1	31,2	54,4	5,6	40,0
321	54,1	16,5	29,4	46,5	18,2	35,3
220	16,4	16,1	67,5	19,2	10,7	70,1

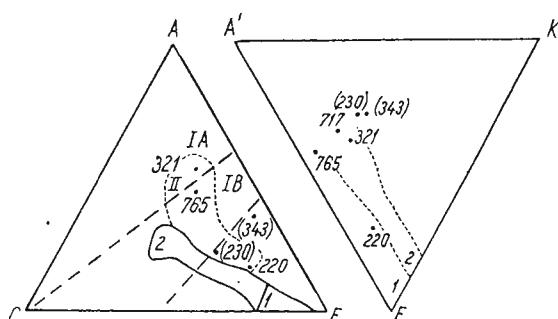


Fig. 3. — Diagrama ACF – A'KF. Proiecția rocilor analizate și cîmpurile rocilor originare după Winkler (1965). IA, argile aluminoase și șisturi marnoase; IB, argile, șisturi marnoase, marne; II grauwacke; 1, roci ultrabajacice; 2, roci andezitice și bazaltice.

ACF – A'KF diagram. Projection of the analysed rocks and the fields of original rocks according to Winkler (1965). IA, aluminous clays and marly schists; IB, clays, marly schists, marls; II graywakes; 1, ultrabasic rocks; 2, andesitic and basaltic rocks.

s-a format pe seama unor grauwacke metamorfozate, bogate în minerale magneziene.

O completare a naturii materialului originar pe seama căruia au fost generate rocile analizate ale seriei de Lainici-Păiuș, o oferă diagrama A'KF. Astfel șisturile cuarțitice micacee și cuarțitele au în parte o compozitie asemănătoare rocilor eruptive acide sugerînd astfel și această natură a sedimentului detritic. Șisturile tufitogene, proba 765, sunt sărace în potase

limitîndu-și compoziția la mineralele alumo-magneziene cu exces de SiO_2 , ceea ce corespunde rocilor de compoziție mixtă. Corneeană cu hornblendă se situează în cîmpul rocilor cu compoziție bazică.

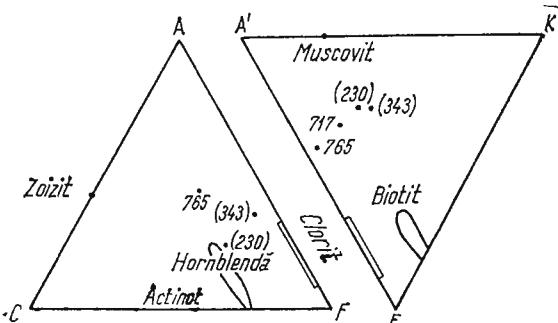


Fig. 4. – Diagrama ACF–A'KF pentru rocile cu exces de SiO_2 . Proiecția rocilor analizate și mineralele indicatoare pentru zonele de metamorfism regional de grad scăzut. Zona cu biotit. Zona cu hornblendă-zoisit.

ACF–A'KF diagram for the rocks with SiO_2 excess. Projection of the analysed rocks and the indicator minerals for the regional metamorphism zones of a low degree. Biotite zone. Hornblende-zoisite zone.

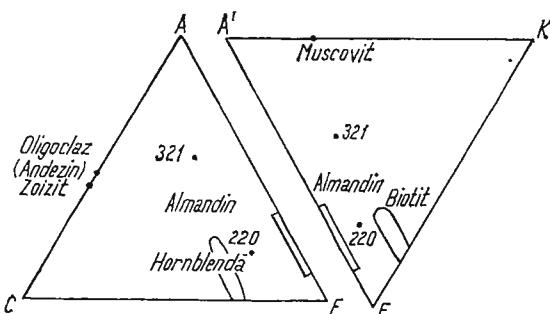


Fig. 5. – Diagrama ACF–A'KF. Proiecția rocilor analizate (corneene șistoase) și mineralele indicatoare pentru zonele metamorfismului de contact termic. Corneene cu hornblendă, corneene cu granat, corneene cu biotit.

ACF – A'KF diagram. Projection of the analysed rocks (schistous hornfelses) and indicator minerals for the zones of thermal contact metamorphism. Hornblende-bearing hornfelses, garnet-bearing hornfelses, biotite-bearing hornfelses.

Toate rocile analizate sunt depărtate de colțul microclinului și apropiate de zona muscovitului (exceptând sistul tufitogen și corneeană cu hornblendă). Faptul explică pe de o parte formarea muscovitului pe scară largă și nivelul scăzut al metamorfismului, iar pe de altă parte, absența unui exces de K_2O care să fi permis formarea feldspatului potasic.

Raportul CaO/MgO este subunitar dar depășește valoarea 0,5 la aproape toate analizele, cu excepția sistului tufitogen unde ajunge la 1,4 și a cuarțului la care este scăzut la 0,16. Rația $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ se găsește în general sub valoarea 0,5 oscilând între 0,18 – 0,73.

Din diagramele ACF – A'KF se poate recunoaște stadiul de metamorfism al rocilor cristalofiliene analizate.

Astfel din figura 4 se observă că rocile analizate ale seriei de Lainici-Păiuș (metamorfismul regional) aparțin actualmente stadiului scăzut de metamorfism, corespunzător zonei cu biotit și parțial zonei cu hornblendă.

Următoarele minerale indicatoare pot fi remarcate: a) zona cu biotit: biotit – actinot; b) zona cu hornblendă: hornblendă – zoizit.

În figura 5 se disting mineralele indicatoare pentru zonele metamorfismului de contact (corneene și sistoase): a) corneene cu hornblendă: hornblendă – oligoclaz bazic; b) corneene cu granat: granat-oligoclaz bazic; c) corneene cu biotit: biotit-clorit-zoizit.

Subliniem că Pavelescu și Pavelescu (1969) în studiul corelațiilor zonale din cristalinul Carpaților de sud consideră seria de Lainici-Păiuș ajunsă în stadiul unui metamorfism de grad scăzut, corespunzător faciesului cloritoid-almandin. Rocile sedimentare pe seama cărora s-a format sint de tipul grauwacke și argile. Aceste date sunt asemănătoare celor constatate de noi în bazinul văii Sadului.

Diagrama A, C, FM (Semenenko). Diagrama ternară A (Al_2O_3), C(CaO), FM($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) a lui Semenenko (fig. 6), reprezintă compoziția chimică a parametrilor din tabelul 14 fără corecții

TABELUL 14
Parametri A, C, F, M (Semenenko)

Nr. anali- zei	Parametri %					Serii izochimice
	A	C	F	M	(F+M)	
(343)	66,2	4,3	19,7	9,8	(29,5)	Subgrupa rocilor alumo-silicatace
(230)	54,4	10,5	18,0	15,1	(33,1)	Subgrupa rocilor feromagneziene alumo-silicatace
717	38,5	4,5	30,2	26,8	(57,0)	Subgrupa rocilor alumferomagneziene silicatace
765	45,8	21,6	17,0	15,6	(32,6)	Subgrupa rocilor alcaline pământoase alumo-silicatace
321	51,6	7,5	29,0	11,9	(40,9)	Subgrupa rocilor feromagneziene alumo-silicatace
220	20,4	26,3	12,9	40,9	(53,3)	Subgrupa rocilor alcaline pământoase alumobazice

pentru conținuturile din alte minerale. Din ea se poate deduce natura materialului premetamorfic în serile izochimice. Se observă că cea mai mare parte din rocile analizate aparțin subgrupelor alumo-silicatace feromagneziene, presupunind prezența anteroioară de roci de compozиția argilelor, marnelor, grauwackelor. Două analize aparțin respectiv subgrupei



alcalino-pămîntoasă silicatată și alcalino-pămîntoasă alumo-bazică. Aceste observații confirmă datele menționate mai sus.

În concluzie, la studiul petrochimic al rocilor seriei de Lainici-Păiuș, reținem că ele s-au format pe seama unor sedimente de tipul grauwacke, al șisturilor grezo-marnoase și argilo-grezoase, a unor arcoze

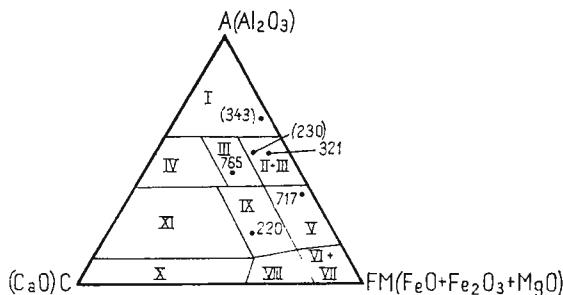


Fig. 6. – Reprezentarea chimismului rocilor seriei de Lainici-Păiuș în diagrama Semenenko; serii isochemice: I, subgrupa alumo-silicată; II, subgrupa fero-magneziană alumosilicată; III, subgrupa alcalino-pămîntoasă silicată; V, subgrupa alumo-fero-magneziană silicată; IX, subgrupa alcalino-pămîntoasă alumo-bazică.

Representation of the chemistry of the Lainici-Păiuș series rocks in Semenenko diagram; isochemical series: I, alumo-silicated subgroup; II, fero-magnesian alumosilicated subgroup; III, alkaline-earthly silicated subgroup; V, alumo-fero-magnesian silicated subgroup; IX, alkaline-earthly alumo-basic subgroup.

cuarțifere (roci eruptive acide) și a unor intercalații de roci sedimentogene-vulcanice, feromagneziene.

h) Stratigrafia rocilor seriei de Lainici-Păiuș

Cunoșcind natura litologică, compoziția mineralologică, caracterul metamorfismului regional, termic și diaftoritic, precum și procesele de migmatizare la care au fost supuse rocile acestei serii, putem reconstituî sucesiunea ei stratigrafică.

Baza seriei, aşa cum a fost indicată mai sus (vezi metamorfismul de contact), poate fi neindoelnic determinată acolo unde își fac apariția corneenele șistoase cu granat sau hornblendă (iar în unele locuri cu biotit), care în regiunea cercetată, se situează la contactul cu masivul granitoidic de Șușița-Sadu.

Seria începe cu un pachet de corneene șistoase cuarțitice cu granat în grosime de 60–130 m ce face trecerea la corneene cuarțitice arcoziene cu granat. Către vest în dreptul izvoarelor pîrîurilor Gloabele și spre culmea Paltinului unde stratele sunt mai micacee în locul cuarțitelor apar corneene de tipul șisturilor cuarțitice micacee cu porfiroblaste de granat sau biotit.

Uneori, cum se întâmplă în valea Sadu lui Sîn, culmea Tapului sau la izvorul Cireșului, la contactul cu granitoidele, își fac apariția cataclazite cuarțitice microcristaline sericitoase.

Corneenele šistoase cu granat, semnalate în această zonă în baza seriei, au o dezvoltare maximă în valea Sadu lui Sîn (cca 500 m) efilindu-se treptat spre est prin culmea Tapului, iar spre vest prin valea Cănelii pînă la izvoarele Gloabele.

În baza acestui orizont am întîlnit corneenele šistoase cu hornblendă în valea Cănelii și culmea Voișanului.

Corneenele conțin intercalații de šisturi cuarțitice și migmatite.

Spre vest, pe versantul estic al culmei Paltinului sunt prezentate šisturi și corneene cuarțitice cu granat, dar lățimea aureolei termice cu granat sau cu biotit se micșorează sensibil (sub 700 m) în această zonă.

Pe culmea Paltinului și în valea Alunului inferior și mijlociu unde materialul devine mai micaceu, predomină šisturile micacee și cuarțitice. Datorită tectonizării avansate, produse de un sistem de fali transversal axei granitoidului de Șușita, suprafețe întinse pe culmea Paltinului, în valea Alunului și culmea Alunului au fost brecificate.

Corneenele šistoase cu granat semnalate mai sus (în dreptul văii Sadului) fac loc la partea superioară, corneenelor šistoase cu biotit pe culmea Tapului și corneenelor masive cu porfiroblaste de biotit în valea Sadu lui Sîn și Cănelii.

Prezenta migmatitelor deși încă bine marcată, cunoaște totuși o intensitate mai slabă decât în orizontul inferior și aceasta datorită probabil în mare măsură creșterii distanței față de contactul cu plutonul granitoid.

Cuarțitele cu biotit (cu sau fără granat) ajung la o grosime de cca 800 m pe culmea Tapului (inclusiv migmatitele). În baza lor pot fi întâlnite corneenele šistoase cu biotit, cu rare intercalații de corneene šistoase cu granat (culmea Tapului și Vătuiului Mare).

Către partea superioară a orizontului de cuarțite o zonă de tranziție cu alternanțe de cuarțite micacee și de šisturi cuarțitice micacee aparținând zonei cu biotit (Winkler, 1970) face trecerea la o stivă de strate care treptat își schimbă caracterul litologic.

Complexul inferior, prezentat mai sus, este alcătuit predominant din cuarțite micacee sau arcoziene cu intercalații de šisturi. Ele reflectă un caracter net terigen provenit de la un material primar constituit din gresii silicioase sau arcoziene cu un ciment aleuritic cuarțitic argilos confirmat de relictele de structuri și masa fundamentală cuarțo-sericitoasă.

Deasupra complexului terigen (inferior), frecvența šisturilor și mica-šisturilor crește și odată cu aceasta și a migmatitelor pe măsura apropierei de dyke-urile de Reci, a căror prezenta se resimte încă de la partea superioară a complexului inferior.

Šisturile cuarțito-micacee și mica-šisturile de la debușarea Vătuiului Mic și de pe culmea superioară a Vătuilor sunt acoperite apoi de cuarțite și alternanțe de migmatite, cuarțite, šisturi, pînă la limita superioară apropiată de dyke-urile de Reci și de falia Păiuș-Polatiștea.



Migmatitele, pegmatitele, aplitele, au o dezvoltare mai abundentă în acest complex mai ales pe cursul superior al Alunului, Cioaca Paltinului, valea Cănelii superioară, valea Vătuiului superioară, adică legate de manifestările magmatische tardive din masivul Reci, precum și pe culmea Tapului.

Tot deasupra complexului inferior terigen își fac apariția și rocile cu hornblendă (gnaise, gnaisice cu amfiboli, amfibolite), rocile tufogene și tufitogene, în cea mai mare parte aparținând zonei cu hornblendă-zoizit-

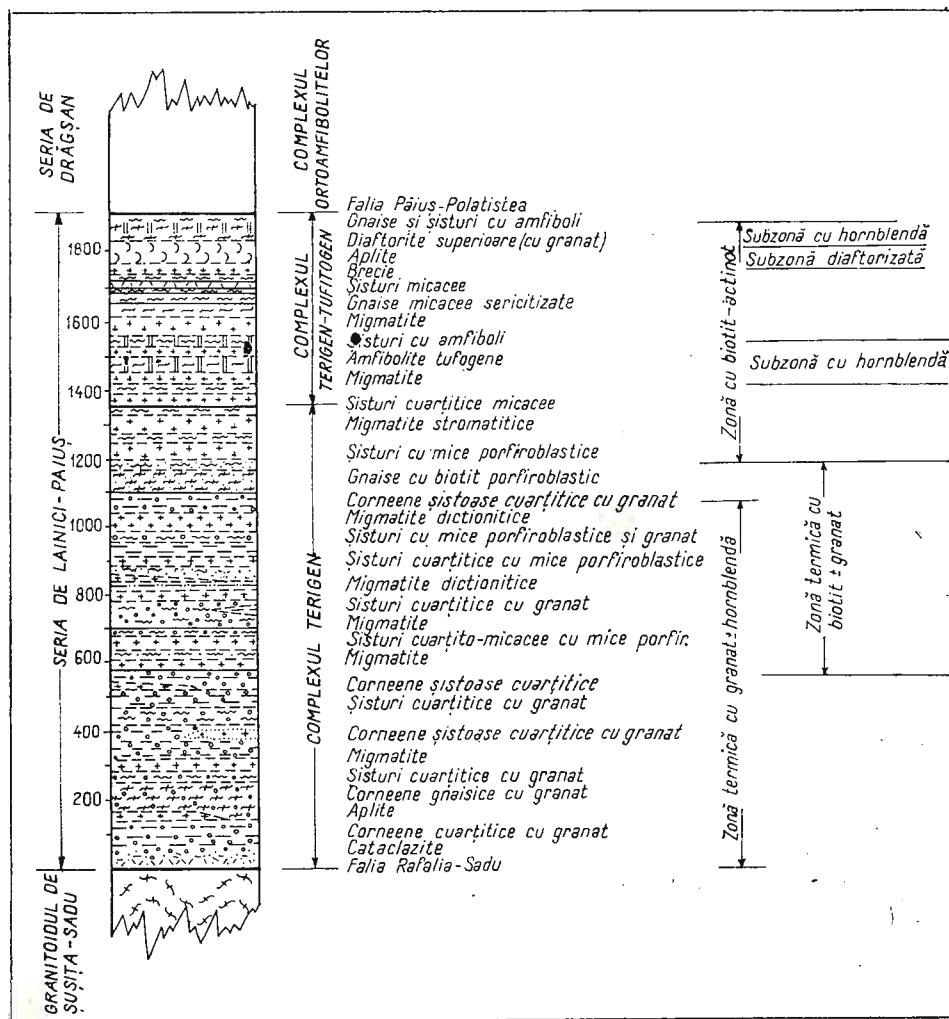


Fig. 7. — Culmea Tapului : coloana litologică.

Tapu crown : lithologic column.



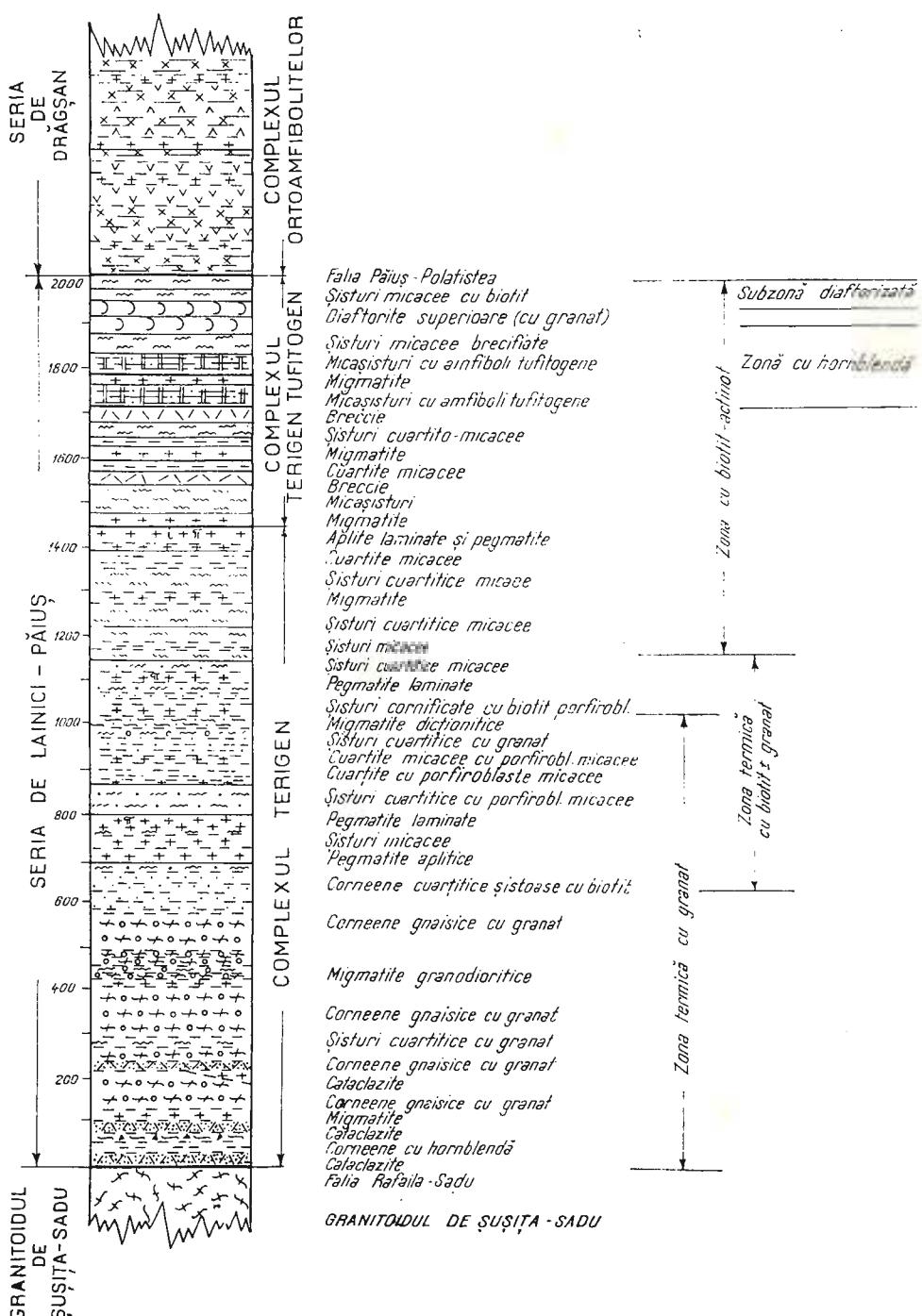


Fig. 8. — Valea Sadu lui Sin : coloana litologică.
 Sadu lui Sin Valley : lithologic column.

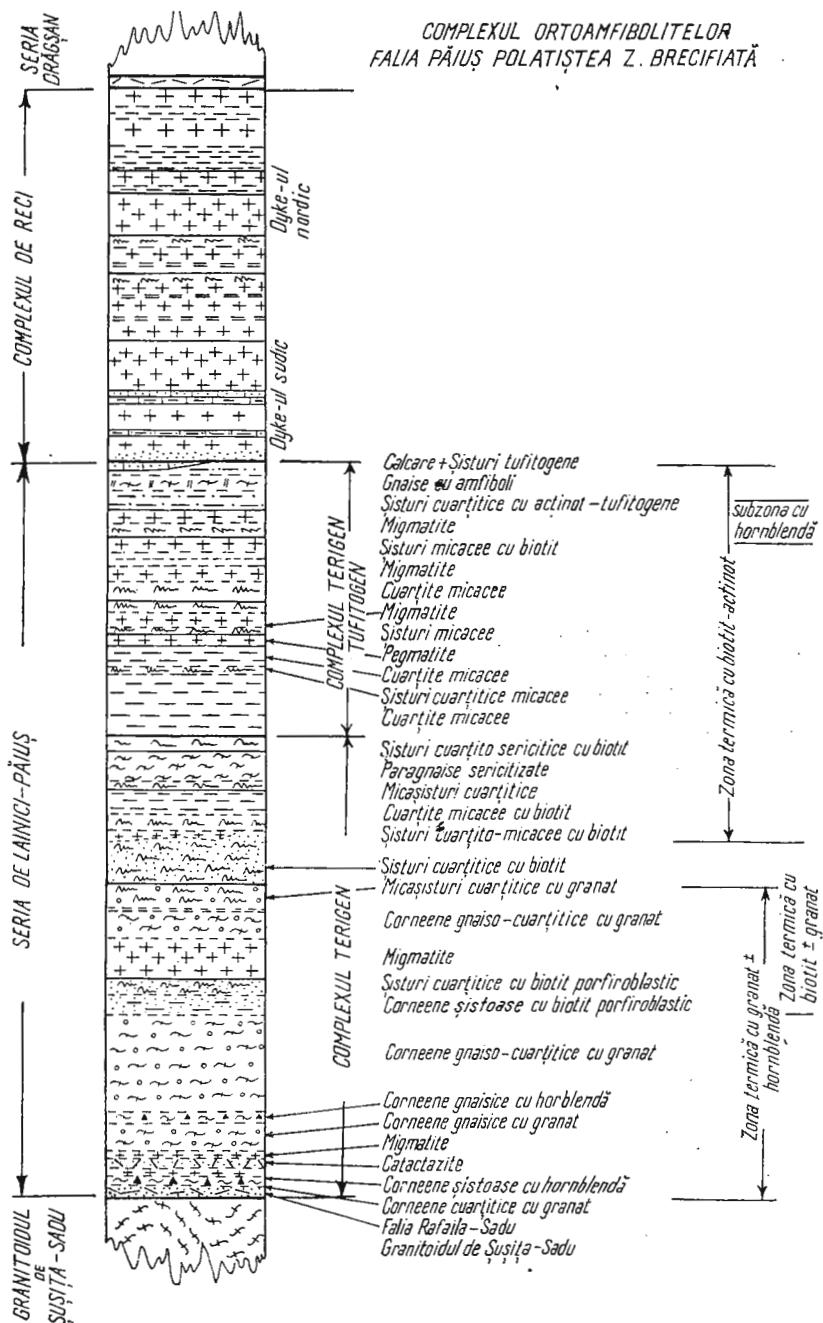


Fig. 9. — Culmea dreaptă a Vătuiului Mare – Reci – valea Polatiștea : coloana litologică.
Right crown of Vătuiului Mare – Reci – Polatiștea valley : lithologic column.

almandin, iar aproape de falia Păiuș-Polatiștea, rocile diaftorizate cu granat.

Stiva acestui complex se încheie cu apariții sporadice de șisturi grafitoase și calcare cristaline (valea Vătușelul, pîrul Șurupata, masivul Reci, culmea superioară a Alunului). Aceste roci au luat naștere în stadiul final de sedimentare al geosinclinalului existent în această regiune. Mișcările tectonice produse după formarea șisturilor cristaline dc-a lungul faliei Păiuș-Polatiștea au micșorat considerabil grosimea acestor calcare.

Caracterele litologice, natura metamorfismului și structura tectonică a părții superioare a seriei de Lainici-Păiuș o deosebesc de complexul inferior, individualizind-o ca un complex separat în care deși continuă să predomine inmaterialul terigen, o contribuție sesizabilă o aduc și rocile sedimentogen-tufogene.

Acest complex „terigen-tufitogen” (complexul superior) este separat de complexul inferior exclusiv terigen, de o importantă falie orientată ENE – WSW, care începe din cursul superior al văii Voișanului, trece în zona confluenței Sadu lui Sîn-Vătușul Mic și taie cursul superior al Vătuiului Mare și pîrul Alunului (notată BI pe hartă).

În coloanele litologice alăturate am căutat să reconstituim succesiunea stratigrafică pe două din culmile importante și în valea Sadu lui Sîn unde seria este în întregime cuprinsă.

În coloana de pe culmea Țapului (fig. 7) aproape de extremitatea estică a zonei cercetate observăm atât grosimea mică a seriei ca urmare a punerii în loc a granitoidului de Șușita cît și corespunzător reducerea grosimii complexului superior terigen-tufitogen. În acest ultim complex apar (de jos în sus) amfibolitele tufogene, șisturile diaftoritice, gnaisele cu amfiboli. Lipsesc însă calcarele și șisturile grafitoase.

În coloana de pe valea Sadu lui Sîn (fig. 8) se remarcă partea inferioară a seriei, frecvența corneenelor șistoase cu granat și abundența relativă a șisturilor în partea mijlocie și superioară. Își fac apariția rocile tufogene și continuă șisturile diaftoritice din culmea Țapului. Lipsesc și aici șisturile grafitoase și calcarele.

Coloana de pe culmea dreaptă a Vătuiului Mare (fig. 9) evidențiază prezența corneenelor șistoase cu hornblendă în partea inferioară și abundența migmatitelor la partea superioară în apropierea complexului de Reci. În complexul superior pot fi întâlnite roci tufogene și gnaisele cu hornblendă. Lipsesc diaftoritele, dar apar șisturile grafitoase și calcarele cristaline atât la contactul cu dyke-urile de Reci cît și în interiorul acestora.

Datorită prezenței complexului de Reci la partea superioară grosimea seriei de Lainici-Păiuș este și în această coloană micșorată.

i) Tectonica seriei de Lainici-Păiuș și considerații genetice

Rocile seriei de Lainici-Păiuș, prin compozitia mineralogică, structura cristalină, caracterul stratigrafic și chimism, poartă trăsăturile formațiunilor de geosinclinal. Ele au luat naștere în geosinclinalul carpatic

instalat în această regiune în perioade precambriene și au fost metamorfozate într-un ciclu precambrian inferior-mediu.

După compoziția mineralogică și structura cristalină materialul sedimentar reprezintă depozite formate în zona de shelf. La partea superioară își fac apariția și produse ale vulcanismului bazic metamorfozat, însotite de material terigen. Intreaga serie se încheie cu depozite ale regimului de sedimentare lagunar, calcaré și material cărbunos, metamorfozate.

Gradul de metamorfism al seriei de Lainici-Păiuș a fost inițial corespunzător zonei cu hronblendă. Datorită unor procese complexe de transformare mai ales după punerea în loc a granitoidelor din regiune, în urma fenomenelor de migmatizare însotite de circulația fluidelor metamorfozate postmagmatice și suportind efectul unor importante mișcări tectonice, rocile seriei au suferit ample transformări retromorfe ajungind în stadiul actual la nivelul corespunzător zonei cu biotit-actinot și parțial al zonei cu hornblendă-zoizit.

Tectonica seriei de Lainici-Păiuș este dominată de două elemente structurale majore. Falia Păiuș-Polatiștea³ în nord, orientată E-W și falia Rafaila-Sadu⁴ în sud, cu direcție apropiată de ENE-WSW. La partea de nord a seriei, falii alăturate faliei Păiuș-Polatiștea au constituit calea de pătrundere spre suprafață a dyke-urilor de Reci, iar o altă suită de falii paralele, în trepte descendente, dezvoltate ENE-WSW au fragmentat compartimentul superior adiacent al seriei de Lainici-Păiuș. Ecoul acestor falii s-a transmis în sudul seriei prin falii mai rare pînă la limita ei sudică.

De-a lungul uneia din aceste falii a fost pus în loc și granitoidul de Șușița-Sadu. Punerea în loc s-a produs însă sub o stare de eforturi puternică orientată din sud spre nord și în final din nord spre sud. Datorită acestor presiuni s-au produs, la punerea în loc, falii transversale (axei granitoidului) cu direcția apropiată de N-S. Una din faliile importante transversale s-a produs la baza versantului estic al culmei Paltinului. Paralel cu această falie s-a format al doilea sistem de falii paralele în seria de Lainici-Păiuș, în zona văii culmei Paltinului (paralele și cu direcția văii Jiului).

Un alt efect al punerii în loc a corpului magmatic a fost și îngustarea spre est a întregii serii, avînd ca rezultat formarea de zone de brecificare în valea Zănoagei și pe culmea Voiașanului.

Sistemul de falii transversale N-S generat de punerea în loc a granitoidului, s-a format odată cu aceasta în ciclul tectonomagmatic assyntic (baicalian) aşa cum se arată în detaliu în capitolul III.

Falia Păiuș-Polatiștea, mult anterioară, poartă vîrsta celor două serii adiacente, de Lainici-Păiuș și de Drăgșan, cele mai vechi din autohtonul danubian. Cercetările de sinteză mai recente atribuie acestor serii

³ Denumită astfel în text după localitatea Păiuș (limita de nord a seriei de Lainici-Păiuș în valea Jiului) și valea Polatiștea pe direcția cărora se orientează.

⁴ Denumită astfel în text după localitatea Rafaila unde apare în valea Jiului și după valea Sadului unde a fost descrisă de autor.

o vîrstă precambriană inferioară sau chiar arheeană (Pavilescu, Marcus, 1967).

Suia de falii paralele, în trepte, dintre faliile Păiuș-Polatiștea și Sadului o atrăbuim tot Baicalianului (ca și falia Sadului) datorită caracterului paroxistic al acestui ciclu care a avut ca rezultat punerea în loc a unor corpori magmatice importante ca plutonul granitoidic de Șușița iar mai tîrziu a dyke-urilor de Reci, de-a lungul unor suprafete tectonice de acest fel.

Un al treilea sistem de falii, orientate N-W și NE-SW se găsesc în colțul de sud-vest al seriei de Lainici ca urmare a definitivării în ciclul tectonic alpin a structurii seriei de Tulișa, așa cum va fi arătat la capitolul respectiv.

Studiile microtectonice (cap. III, 1) au arătat o anumită uniformitate a structurii de amănunt a șisturilor cristaline și similitudinea lor atât cu cristalinul de Lainici-Păiuș din valea Jiului cît și cu microstructura granitoidului de Șușița-Sadu în sud și a seriei de Drăgășan în nord.

Tectonica de amănunt pune în evidență o structură monoclinală cu orientare generală NE-SW și cădere spre NW-WNW, cu înclinare de 35° - 50° , local mai mult (70°) sau dimpotrivă, mai puțin (25°). Totuși în apropierea faliei Rafaila-Sadu în sud și a faliei Păiuș-Polatiștea în nord, aceste înclinări cresc obișnuit la 50° - 75° ca urmare a concentrării pre-siunii tectonice pe aceste zone.

Pe structura monoclinală semnalată mai sus s-au grefat o serie de microcute cu vergență sud a căror continuitate este adesea dificil de urmărit datorită gradului avansat de cataclazare.

În partea de sud-vest a seriei (zona cursului mijlociu și inferior al Alunului), microstructura și foliația schimbă brusc direcția orientindu-se cu căderi spre vest și chiar WSW ca urmare a împingerii produse de corpul magmatic al granitoidului de Șușița și a fascicolului de falii transversale pe care le-a generat.

În partea superioară a seriei, poate fi separat un compartiment puternic tectonizat, mai accentuat decât restul seriei, străbătut de numeroase falii longitudinale. Limita lui inferioară a fost marcată de o faliie importantă cu orientare ENE-WSW și cădere spre nord, care trece de la est spre vest prin valea Voișanului superior, confluența Vătui Mic-Sadu lui Sîn, confluența Vătuilui Mare cu ultimul afluent din stînga, izvoarele pîriului Izvorul Reci, valea Alunului superior.

El își are corespondentul și în natura litologică a formațiunilor ce-l compun, constituind „complexul terigen-tufitogen” așa cum a rezultat din studiile petrografice și stratigrafice.

Tectonica mai accentuată a acestui complex de roci s-a reflectat și prin prezența faciesului diafitoritic și cataclastic mai puțin evident în compartimentul inferior.

În încheiere vom menționa că stilul tectonic relativ variat al seriei de Lainici-Păiuș domină și relieful actual al zonei.

Astfel o parte din cursul superior al pîriului Polatiștea și cea mai mare parte din pîriul Șurupata și Vătușelul și-au stabilit cursul în lungul



faliei Păiuș-Polatiștea sau în imediata ei apropiere. Cursul mijlociu și inferior al pîriului Alunului a fost determinat de fascicolul de fali transversale generate de granitoidul Șușița-Sadu și la fel cursul inferior al pîriului Sadu lui Sin.

O mare parte din restul văilor sunt instalate după sisteme de fisuri și clivaje transversale și oblice. De asemenea numeroase șei, atît de caracteristice în regiune, sunt condiționate în bună măsură de suita de fali longitudinale semnalată mai sus. Astfel de la vest spre est se succed șaua Alunului, șaua Paltinului (la N de Cioaca Paltinului), șaua Vătuilor, șaua Tapului (la N de virful Tapului) etc.

2. SERIA DE TULIȘA

Seria de Tulișa reprezintă o serie sedimentară mai nouă decît seria de Lainici-Păiuș, metamorfozată la un nivel scăzut (zona cu cloritoid), de un pronunțat caracter dinamic.

În regiunea cercetată, ea este reprezentată în sud de o fișie orientată ENE – WSW și cîteva petice de eroziune prinse în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. În nord, unde constituie limita perimetruului, nu a fost studiată decît rama sudică a unui mic masiv de calcare placat peste ortoamfibolitele de Drăgșan.

Fișia din sud reprezintă terminația unei benzi înguste sinclinal ce apare la vest de Jiu în văile Șușița, Viezuroiu, Bratcu, iar în valea Jiului la Rafaila.

Apariția șisturilor cu cloritoid din valea Jiului sau a „Formațiunii de Schela” a fost pusă în evidență încă de cercetătorii mai mulți, M r a - z e c și D u p a r c (1893), M a n o l e s c u (1937), precum și de cercetători recenti ai seriei de Tulișa, P a v e l e s c u (1963, 1964, 1968), S e - m a k a (1963). Studii de sinteză asupra seriei de Tulișa au publicat P a - v e l e s c u și R ă i l e a n u (1963), P a v e l e s c u și P a v e l e s c u (1969).

Seria de Tulișa (banda sudică) se găsește în regiunea cercetată de noi în șaua Alunului și în valea Alunului, continuîndu-se spre est pe încă cca 1 km, pînă sub vîrful Ciocîrlăul. Lățimea ei, cu tendință de îngustare spre est oscilează între cca 400 m în șaua Alunului, cca 300 m în valea Alunului și numai cca 150 m în terminația estică.

Alte trei mici suprafete rămase relicte pe seria de Lainici-Păiuș am întîlnit la sudul fișiei principale semnalată de literatura geologică de specialitate. Cea mai însemnată are o lățime de cca 400 m pe culmea din dreapta a pîriului Alunul și continuă spre vest. Celelalte două, mult mai mici (100 – 300 m) se găsesc pe malul stîng al Alunului. Toate sunt orientate E-W pînă la ENE-WSW ca și fișia principală și sunt figurate pe harta geologică.

a) Rocile seriei de Tulișa

În alcătuirea acestei serii, puternic cataclazată după formare, iau parte: metaconglomerate și micrometaconglomerate, șisturi grafitoase

cu cloritoid, cuarțite micacee, sisturi clorito-cuarțitice cu cloritoid, sisturi cuarțito-grafitoase cu cloritoid, sisturi micacee cu cloritoid, sisturi micacee cuarțitice cu grafit (filite grafitoase) etc. Numeroase filoane de cuarț alb lăptos traversează în mod neregulat aceste sisturi.

La limita nordică a micii suprafețe relicte din sud, am identificat cloritoid (4%) în filonul pegmatitic insinuat în lungul faliei ce desparte acest mic petec sinclinal de seria de Lainici, preluat probabil din sisturile sau cuarțitele cu cloritoid.

Mentionăm de asemenea, prezența calcarelor slab cristaline (la limita nordică a perimetrlui studiat). Ele fac parte din masivul Sapa, compartimentul nordic al seriei de Tulișa ce se dezvoltă în această zonă.

Metaconglomeratele

Metaconglomeratele și micrometaconglomeratele le găsim în șaua Alunului, în valea Alunului și pe versanții ei, de obicei situate la baza seriei.

În alcătuirea lor iau parte elemente rulate de cuarț fumuriu, cuarț alb, cuarț lăptos, precum și de granodiorite tip Șușița, sisturi cuarțitice micacee din seria de Lainici-Păiuș. Mărimea elementelor oscilează între 5–10 cm, dar poate ajunge pînă la 30 cm și excepțional pentru cuarț la 60 cm (în valea Alunului). În cazul micrometaconglomeratelor, dimensiunile elementelor ajung pînă la 1 cm. Cimentul îl formează un material slab șitos cuarțitic micaceu adesea grafitos, slab coesiv în zonele superficiale și foarte dur în nivelele inferioare.

Strate subțiri din aceleași metaconglomerate, slab coesive se găsesc și în peticele relicte ce am întîlnit la sud și est de fișia principală, prinse între sisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș.

Cuarțitele micacee grafitoase

Cuarțitele au o dezvoltare însemnată în cadrul seriei de Tulișa, ocupînd mai ales partea mediană a fișiei și restul suprafețelor relicte. Varietățile principale determinate microscopic cuprind: cuarțite micacee cu grafit, cuarțite micacee microporfosifitice cu grafit, cuarțite micacee cu clorit ± cloritoid (pl. IV, fig. 1), cuarțite cu muscovit porfiroblastic, cuarțite micacee arcoziene. În compozitia lor mineralogică predomină cuarțul asociat cu mica.

Cuarțul (60–83%) prezintă caracter tipic detritice cu granule avînd de obicei conture rotunjite sau alungite, înconjurate de benzi subțiri sericitice sau granule fine și microcristaline de cuarț. Dimensiunile depășesc adesea cîțiva mm la cuarțitele microconglomeratice. Extincția ondulatorie se observă curent.

Muscovitul și sericitul (3–18%) însoțesc de obicei cuarțul mărunt și microcristalin orientându-se în jurul porfiroblastelor rotunjite sau alungite de cuarț.

Cloritul apare rar, dar poate ajunge pînă la 15% în cuarțitele cloritice, sub formă de pennin. Urme vagi maronii de biotit pot fi uneori observate în aceste cazuri.

Cloritoidul se găsește rar în cuarțite, este în schimb abundant în sisturile și rocile cloritoidice. Apare în agregate radiare sau prisme sub-

țiri, lungi, decolorat sau cu tentă slab verzui, cu culori de birefringență gri-verzui de ordinul I. Semnul optic pozitiv il deosebește de actinot. Alături de aceste componente mai apare albtitul, titanitul, turmalina, zirconul și mineralele opace.

Atât structurile blastodetrítice, mai ales blastopsamitice sau grano-blastice, cît și texturile orientate se recunosc cel mai frecvent.

Prezența muscovitului, cloritului și cloritoidului, precum și lipsa în general a zoizitului și biotitului, situează cuarțitele în stadiul cel mai scăzut de metamorfism (1) – zona cu cloritoid, de la partea superioară a acestui stadiu, după Winkler (1970).

Șisturile cu cloritoid (pl. IV, fig. 2, 3)

Cercetările întreprinse de autor au pus în evidență în bazinul Sadului prezența șisturilor cu cloritoid semnalate de Marec (1893) în valea Jiului.

Aceste tipuri de roci se întâlnesc în special la partea superioară a seriei împreună cu șisturile micacee cu grafit (filite).

Recunoaștem între aceste roci, șisturi cuarțito-cloritoidice, șisturi cloritoidice masive cu cuarț sau cuartitice, toate străbătute de numeroase filoane și vine de cuarț alb lăptos. Mineralul predominant este cloritoidul, la care se adaugă în proporții variate cuarțul, mica și cloritul.

Cloritoidul (52–68% în rocile cloritoidice, 35% în rocile cuarțito-cloritoidice, 3–10% în șisturile micacee cu cloritoid), se distinge sub formă de agregate radiare (sub 1 mm) și snopi sau prisme alungite (bastonașe pînă la 1 mm) cu clivaj perfect și relief puternic. Culoarea este verzuie asemănătoare cloritului, uneori foarte decolorat sau slab pleocroic (*ng* – verde deschis, *nm* – verzui albăstrui, *np* – gri verzui). Unghiul de extincție ajunge pînă la 16°. Distribuția lui este neuniformă în zonele cu cuarț, iar în șisturile micacee sau rocile cuarțito-cloritoidice, ușor orientată. Uneori apare transversal pe benzile micacee sau cuartitice dînd impresia unei formări tardive. Alteori în mijlocul agregatelor radiare se găsesc granule mărunte de cuarț sau solzi de muscovit. Mici pete de grafit pigmentează agregatele sau snopii de cloritoid.

După caracterele mineralogice și aspectele fiziografice, cloritoidul se asemănă cu cel descris de Pavelescu (1968) în seria de Tulișa din alte regiuni.

Cuarțul (15–40% în șisturile cloritoidice, 38–52% în șisturi cuarțito-cloritoidice) se remarcă în granule mărunte rotunjite distribuite neuniform în șisturile cloritoidice. În celealte șisturi, apare de obicei orientat în benzi paralele subțiri uneori însoțit de cuarț microcristalin ce încadă joară agregatele radiare de cloritoid sau granulele mai mari de cuarț. Sericitul și muscovitul au o dezvoltare subordonată față de mineralele precedente și sunt dispuse în benzi asociate cu cuarțul microcristalin, conferind rocii o anumită orientare. Cloritul (0–18%) se remarcă relativ rar, în associație cu cloritoidul. Grafitul și hidroxizii de fier (0–12%) pigmentează frecvent rocile sub formă de pete și pulperi, aliniate uneori pe direcții preferențiale. Alte minerale care apar rar sau în cantități mici

sint : titanitul (maximum 4%), albitul, epidotul, zoizitul, zirconul și turmalina (se întâlnește adesea, dar în proporție sporadică).

Structurile radiare aciculare sau prismatice și granolepidoblastice-radiare se întâlnesc frecvent la șisturile cloritoidice, iar granolebidoblastice la celealte șisturi. Texturile sint slab orientate sau orientate.

Prezența ca și în cuarțite a cloritoidului, muscovitului, cloritului, situează aceste roci din punct de vedere al gradului de metamorfism în aceeași „zonă cu cloritoid”.

Șisturile micacee cu grafit (filite grafitoase)

Filitele cu grafit sau grafitoase se găsesc mai ales la partea superioară a acestui compartiment dar datorită deranjamentelor tectonice, ele îmbracă adesea bancuri și fragmente din celealte tipuri de roci. Se întâlnesc în fișia principală a seriei de Tulișa pe ambii versanți ai văii Alunului, continuă spre vest în șaua Alunului prelungindu-se apoi prin bazinul pîriului Ponorita către valea Jiului.

În alcătuirea filitelor iau parte muscovitul (pînă la 65%) orientat în fișii paralele, cuartul (pînă la 42%) fin cristalin dispus în benzi, substanță opacă grafitoasă (pînă la 10%), plagioclazul (pînă la 8%) și sporadic turmalina, zoizitul. Structura este lepidoblastică granoblastică, iar textura șistoasă.

Unele aspecte fiziografice lasă impresia prezenței unui șist grezos cu început de metamorfism.

Asociațiile de minerale situează și aceste roci în stadiul cel mai scăzut de metamorfism (1) în zona cu zoizit-muscovit.

Calcarele cristaline slab dolomitice

Am arătat mai sus, că în compartimentul nordic, la limita regiunii cercetate, seria de Tulișa este reprezentată prin calcar slab metamorfozate ce fac parte din rama sudică a masivului Sapa, situată peste ortoamfibolitele de Drăgșan.

Calcarele sint de culoare gri-alburie, au o granulație fină și o stratificație uniformă în plăci subțiri și placete. La microscop se constată o structură echigranulară de cristale de calcit (subordonat 4% dolomit dovedit chimic) maclate frecvent polisintetic. În rest se recunoaște muscovit, cuart și minerale opace. Analiza cromatică cu FeCl_3 a arătat că sintem în prezență unor calcar slab dolomitice cuprinzînd calcit 94,7%, dolomit 4,4% muscovit și cuart cîte 0,3%.

După cum a fost menționat, prin faciesul său calcaros, compartimentul nordic al seriei de Tulișa se deosebește net de cel sudic, marcat de un caracter preponderent terigen.

b) Considerații stratigrafice și tectonice asupra seriei de Tulișa în bazinul văii Sadului

Seria de Tulișa poartă urmele unor intense mișcări tectonice după formarea ei, fapt ce a atras o complexitate deosebită a structurii și stratigrafiei sale.



De la început, semnalăm existența în această serie a două compartimente bine diferențiate atât din punct de vedere al caracterelor litologice și stratigrafice cît și tectonice.

Compartimentul nordic, de un facies epicontinental, alcătuit exclusiv din calcare slab metamorfozate se situează transgresiv și discordant peste complexul ortoamfibolitelor de Drăgșan. Structura lor tectonică este liniștită formind un larg sinclinal, al cărui flanc sudic inclină spre NW cu 55° – 60° .

Atribuirea acestui compartiment la seria de Tulișa, o facem numai pe baza studiilor de sinteză publicate (harta 1:200.000 a Comitetului Geologic), datorită faptului că se găsește la limita zonei studiate și cu dimensiuni foarte reduse.

Compartimentul sudic prezintă din contră, sedimente slab metamorfozate de un caracter detritic litoral în care conglomerate cu elemente de bolovăniș sunt situate în bază. Treptat spre partea superioară se depune material din ce în ce mai fin ce va fi transformat în micrometaconglomerate, cuarțite micrometaconglomeratice, cuarțite micacee grafitoase și terminând la partea superioară cu filite cuarțitice grafitoase (pelite grez-aleuritice). Într-o anume etapă are loc depunerea de sedimente feruginoase a căror metamorfozare a condus la formarea șisturilor cu cloritoid de la partea superioară a seriei.

Vîrstă la care a fost metamorfozată succesiunea de strate ce alcătuiește seria de Tulișa, a făcut obiectul a numeroase controverse în cadrul studiilor geologice antericare.

Pentru conglomeratele sernifitice, toate cercetările mai vechi (Mrazec, Murgoci, Streckeisen, Manolescu) atribuie vîrstă permiană (Verrucano), dar pentru șisturile cuarțitice, șisturile cărbunoase, filitele grafitoase și mai ales pentru orizonturile calcaroase ce apar la vest de Jiu, părerile sunt împărțite.

Mrazec consideră calcarale Jurasic superior. Streckeisen (1931) atribuie calcarale Triasului, iar șisturile lemnioase de deasupra, Liasului sau Cretacicului inferior. Manolescu (1937) repartizează orizonturile de deasupra conglomeratelor (Verrucano) unei vîrste extinsă de la Dogger la Cretacic inferior.

Publicații mai recente asupra vîrstei seriei de Tulișa au făcut L. Pavilescu, Al. Semakă, Marcela Desila-Codarcă.

Pavilescu (1963) consideră depozitele seriei de Tulișa a fi metamorfozate în geosinclinalul hercinic, fiind echivalente sau eventual mai vechi calcarelor dinanțiene din valea Idegu. Conglomeratele, arcozele și cuarțitele, ar putea apartine astfel Devonianului superior iar calcarale și pachetele de deasupra, Carboniferului inferior.

Semakă (1963) a determinat o floră carboniferă superioară în șisturile clorito-sericitoase cu cloritoid de la Rafaila.

Pavilescu și Mercus într-un studiu mai recent (1967), au considerat seria de Tulișa Paleozoic inferior (Cambrian-Carbonifer inferior).



Marcela Dessim - Codarcea (1967) ajunge la concluzia că orizonturile seriei de Tulișa pot fi atribuite ca vîrstă absolută Carboniferului inferior, iar cutarea stratelor s-a produs în ciclul varistic (faza sudetă).

Vîrsta seriei, ce apare cu caracter structurale particulare în regiunea cercetată de noi permite unele considerații speciale. Metaconglomeratele din bază sunt dispuse transgresiv și discordant peste cristalinul seriei de Lainici-Păiuș. Elementele lor sunt formate din granitoide tip Șușița. Socotind granitoidul de Șușița, după determinările de vîrstă absolută (Soroiu et al., 1967), ca Proterozoic superior, rezultă că metaconglomeratele ar putea apartine Paleozoicului inferior.

Pentru orizonturile de deasupra, la baza căror s-au produs deplasări importante ale întregii stive, ne asociem opiniei lui Pavelescu (1953), Semaka (1963), asupra vîrstei Carbonifer superior.

Într-un ciclu tectonic ulterior, cu un pronunțat caracter dinamic, probabil alpin, are loc rabotarea sedimentelor metamorfozate ale seriei de Tulișa și prinderea lor sub forma unor sinclinală în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. În acest fel cu o puternică deranjare a stratelor are loc finisarea structurii acestei serii.

Două din aceste sinclinală asimetrice le recunoaștem pe culmea Alunului (sud de șaua Alunului) și pe piciorul culmei Paltinului, cu vergențe spre sud alcătuind ceea ce am denumit mai sus, compartimentul sudic al seriei. Flancurile nord și sud ale primului sinclinal au căderi respectiv de 70° spre sud și 50° spre nord.

Studiile de microtectonică efectuate în regiune, au arătat că în cazul seriei de Lainici-Păiuș și a granitoidului de Șușița-Sadu, axa cutării are o orientare NE 75° – 85° /SW. Axele mari ale elementelor rulate din sernifitele din peticul de pe pîriul Sec, prezintă însă o dispoziție NW 60° – 80° /SW. Faptul indică de obicei o altă perioadă de cutare.

În încheiere la prezentarea seriei de Tulișa vom semnala că deranjamentul tectonic puternic suferit de compartimentul sudic, precum și prezența abundantă a pachetelor de filite grafitoase atrasă o alterare profundă a rocilor mergind pînă la argilizarea lor. Acest lucru a permis instalarea unor fenomene de alunecări de pantă de-a lungul întregii fișii ocupată de această serie între șaua Alunului și vîrful Ciocîrlău.

Prezența deluviului cît și a filitelor grafitoase puternic deranjate și argilizate, oferă posibilitatea exploatarii și utilizării lor ca material de construcție în nucleul impermeabil al unui viitor baraj de anrocamente sau pietriș în valea Sadului.

Rezervele de material argilos filitos utilizabil se cifrează la cca 650.000 m³ pe o lungime de cca 2 km putînd fi extinse între valea Rafaila și valea Ponorita.

Această problemă va fi reluată în detaliu în partea a II-a a acestei lucrări.

3. SERIA DE DRĂGŞAN. COMPLEXUL ORTOAMFIBOLITELOR (ROCI ERUPTIVE BAZICE METAMORFOZATE)

Complexul ortoamfibolitelor din baza seriei de Drăgșan ocupă partea cea mai nordică a regiunii cercetate. Ea a fost studiată pe o fișă orientată



E-W cu lățimea maximă de 600 m. Această bandă se întinde din culmea Țapului, peste valea Sadu lui Sîn, culmea Jarul Prisloapelor, valea Polatiștei (la nord de masivul Reci) și versantul sudic al masivului Sapa. În sud este limitată de falia structurală Păiuș-Polatiștea, care o desparte de seria de Lainici-Păiuș.

a) Rocile complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan

Zona cercetată face parte din extremitatea sudică a seriei și nu cuprinde decât cîteva orizonturi bazale din complexul inferior al ortoamfibolitelor, separat și recunoscut de Pavelescu (1953, 1963, 1967, 1969) ca un complex eruptiv bazic metamorfozat.

În alcătuirea acestor orizonturi iau parte: roci eruptive metamorfozate saturate, iar subordonat roci nesaturate și suprasaturate, roci tufitogene, precum și migmatite.

Rocile eruptive metamorfozate, reprezentate prin metagabbrouri, metadiorite cuarțifere și metagabbrouri cuarțifere, ocupă suprafețe însemnate pe culmea Țapului, culmea Jarul Prisloapelor, culmea Sapei, etc., și care aşa cum s-a arătat mai sus, constituie partea bazală a seriei. Roci nesaturate ultrabazice am întîlnit într-un singur loc pe culmea Țapului, sub forma unor mici intercalări de hornblendite prinse între metagabbrouri aproape de contactul cu seria de Lainici-Păiuș. Intercalate între rocile magmatische metamorfozate, se mai întâlnesc migmatite și subordonat roci cu caracter sedimentogen-tufogen și chiar apariții sporadice de șisturi cuarțitice micacee sedimentogene, asemănătoare celor din seria de Lainici. În cele ce urmează vom prezenta unele observații petrografice și mineralogice care caracterizează aceste roci și au permis o primă clasificare și unele considerații asupra originii lor.

Metagabbrourile (pl. V, fig. 1)

Pachete însemnate de metagabbrouri pot fi recunoscute pe culmea Țapului, valea Sadu lui Sîn, culmea dreaptă a pîriului Vătușelul, valea Polatiștea și culmea Sapei. Compoziția mineralologică cuprind:

Hornblenda comună constituie amfibolul ce formează masa principală a rocii ocupînd 25–64 % din volumul ei. Apare la microscop sub formă de nematoblaste, în general bine dezvoltate (1–2 mm). Culoarea sa verzuie ajunge frecvent la galben cenușiu prin decolorare și pierdere fierului. Pleocroismul, din același motiv este slab cu tente verzui după ng și verzui pal, după np . Unghiu de extincție variază între 18°–25° marcind adesea procese de actinotizare. Culorile de birefringență sunt vii, brun, galben roșcat, roșu brun ($ng-np = 0,018–0,02$). În asociație cu hornblenda poate fi întîlnit uneori epidotul, zoizitul, biotitul, cloritul, sfenul, apatitul, ceea mai mare parte formate pe seama amfibolului.

Plagioclazul (12–27 %) de tipul andezin sau labrador, uneori maclat polisintetic, are compozitia anortitică mai mare de 32 % An. Conținutul exact în An nu se poate totdeauna determina datorită proceselor secundare foarte avansate de sericitizare și mai ales saussuritizare de care sunt afectați. Procesele afeletează cel mai adesea întreaga masă a acestor minerale. Numai dispoziția sericitului și în special a zoizitului cu o densitate mai mare pe marginea vechilor cristale, simulează conturele anterioare ale acestora. Plagioclazul este distribuit în masa metagabbrourilor sub forma de agregate de cristale neregulate inclusind adesea granule mici de cuarț. Prin transformarea secundară a plagioclazului s-au format sericitul, zoizitul, epidotul, cuarțul.



Sericitul apare sub forma unor paigă fine întrepătrunse (pisă) ocupind integral suprafața cristalelor vechi de plagioclaz; uneori înglobeză în masa sa mici relicte mai limpezi din aceste granule, împinziți spre margine cu sericit. În pisă sericitică se recunoască rar mici solzi de muscovit. Zoizitul și epidotul (5–50%): zoizitul în asociație cu sericitul se găsește în concentrații variabile în interiorul cristalelor de plagioclaz. Se prezintă de obicei sub forma de agregate microcristaline, uneori aşă dense că produc o semiopacizare a cristalelor de plagioclaz. Mai rar apare în asociație epidotul. În aceste situații rare, epidotul este bine dezvoltat cu cristale sublimometrice. Transformarea plagioclazului mediu sau bazic în zoizit, se produce în unele cazuri aşă complet încât să naștere o rocă cu zoizit preponderent (45%), metagabbro zoizitic.

Biotitul (0–10%) apare rar, atât ca mineral primar cit și ca produs de transformare secundară a hornblendei, cind este asociat cu cloritul (subordonat). Biotitul primar apare cu lamele bine dezvoltate ajungind pînă la 1 mm, proaspete, în asociație cu hornblenda. Proporția sa planimetrică a ajuns într-un singur caz pînă la 10%. Mai apar: sfenul (3–8%), cuarțul (0–5%), apatitul, zirconul, pirlita, hidroxizi.

Metagabbouriile se prezintă cu structura de afloriment în barcuri mari uneori peste 5 m. Textura se remarcă a fi masivă sau slab orientată prin dispoziția nematoblastelor de hornblendă. Structura este nematoblastică, sau porfiroblastică, porfiroblast de hornblendă plutind în masa sericit-zoizitică, rezultată din alterarea plagioclazului. Metagabbouriile sunt roci de culoare verde închis măsliniu, uneori cu o țesătură fină leucocrată din plagioclaz, neuniform răspîndită. Cind conținutul de plagioclaz este mai însemnat, apar zone difuze neomogene deschis colorate sau cu colorații pestrițe.

Metagabbouriile cuartifere, plagioclazite, metadioritele cuartifere (pl. V, fig. 2)

Aceste roci înrudite apar ca o succesiune de pachete și strate ce alternează sau se intercalează între metagabbouri în mod neregulat. Harta geologică evidențiază principalele pachete din fiecare varietate petrografică menționată.

Cele mai frecvente din toate sunt metadioritele cu cuarț și metadioritele cuartifere. Ele au fost întâlnite pe culmea Țapului, mai rar în valea Sadu lui Sîn, pe culmea Jarul Prislopelor, pîrful Șurupata și pe culmea Sapei. Metaplagioclazite și metagabbouri cuartifere pot fi observate pe culmea dreaptă a pîrfului Vătușelului, culmea Jarul Prislopelor și culmea Sapei.

Compoziția mineralologică a acestor pachete de roci se deosebește prin:

Cuarțul cu un conținut variabil după tipul de rocă, 8–12% în metagabbouriile cuartifere, 5–22% în plagioclazite și 23–28% în metadioritele cuartifere. Se recunoaște cuarțul primar mărunt, cu granulație medie și extincție rulantă, de cuarțul fin și microcristalin provenit din transformarea plagioclazului, asociat sericitului și zoizitului. Cel primar formează uneori și foarte subțiri disconținui, mulind plagioclazi sau alcătuind mici lentile în masa sericitică. O altă generație de cuarț secundar a fost depusă pe peretii fisurilor inter și intracrystalline.

Plagioclazul (38–45% în metagabbouriile cuartifere, 0–62% în plagioclazite, 28–35% în metadioritele cuartifere). Ca și în cazul metagabbouriilor, plagioclazul este în mare măsură pînă la total saussuritizat, recunoscindu-se numai vag conturele. Astfel se explică lipsa lor în unele plagioclazite sau metagabbouri cuartifere. Acolo unde transformarea într-un agregat de sericit-zoizit-cuarț ajunge aproape completă, se remarcă și o laminare a conturelor feldspaștilor ca urmare a cataclazei suferite. Unde transformarea nu a avansat profund, maclele polisintetice pot fi recunoscute. Conținutul în anortit unde a fost posibilă determinarea, depășește 28% An.

Hornblenda comună (30% în metagabbouri cuartifere, 4–6% în plagioclazite, 5–24% în metadiorite cuartifere). Prezintă aspecte fizioografice asemănătoare celei din metagabbouri cu transformări avansate în biotit, clorit, actinot.



Muscovitul (0–5%) se găsește rar în unele plagioclazite și diorite cuarțifere. Uneori se asociază hornblendei decolorate. Biotitul și cloritul (0–6%) lipsesc numai în plagioclazite. De obicei se asociază hornblendei din care uneori provin, sau masei sericizizate. Rare conțin inclusiuni aciculare de sagenit. Fenomene de cloritizare sunt în dezvoltare ca și pe hornblendă. Sericitul (0–41%), zoizitul (5–40%), epidotul (0–4%), constituiesc minerale secundare formate pe seama plagioclazului sau hornblendei. Sericitul-zoizitul-caolinul-cloritul alcătuiesc uneori o plaje fină saussuritică cenușiu maronie, în interiorul cristalelor de plagioclaz, ce rămâne stinsă în observațiile microscopice cu nicolii încruzișați.

Titanitul (0–4%), apatitul (0–1%), zirconul (sporadic), minereul, reprezintă mineralele accesoriei.

Structura cristalină a acestor roci se remarcă a fi grăunțoasă, microporfirică în probele cu plagioclazul puternic alterat, iar în unele meta-plagioclazite, granoblastică-porfiroblastică. Texturile slab orientate, massive sau slab șistoase se observă cel mai frecvent.

Roci tufitogene (pl. V, fig. 3)

Așa cum s-a arătat la partea introductivă la seria de Drăgșan, în orizonturile sale bazale am determinat între rocile magmatogene bazice și intermediare, intercalații rare de roci verzi tufitogene.

Trebuie observat, că tipuri de astfel de roci sedimentogen-tufogene bazice au fost întâlnite și în partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș în complexul terigen-tufitogen, după cum s-a arătat mai sus.

Compoziția mineralologică a rocilor tufitogene de Drăgșan cuprinde :

Cuarțul (38–40%) în porfiroblaste alungite și agregate lenticulare, precum și fin cristalin. În fișii subparalele asociate cu sericitul. Alteori o masă microcristalină de cuarț și sericit apare slab orientată. Hornblenda comună verde (0–25%) se observă ca și în tufitele seriei de Lainici decolorată slab pleocroică, adesea sfârșită prin cataclază. Fenomene de transformări secundare în biotit, clorit și epidot pot fi adesea menționate. Dispoziția nematoblastelor este neuniform orientată sau slab orientată. Actinotul (0–8%) poate fi uneori remarcat sub formă de aciculi fini slab verzu, slab pleocroici cu unghi de extincție de 15°–16°. Se mai întâlnesc : sericitul (4–35%), epidotul și zoizitul (6–18%), muscovitul (pină la 6%), biotitul (0–3%), cloritul (0–7%), titanitul (sporadic 6%), apatitul, minerale opace. Plagioclazul lipsește sau este total sericitizat.

Structurile granonematoablastice sau granolepidoblastice fine, iar texturile slab orientate și slab șistoase, lenticulare, pot fi frecvent întâlnite.

Prin compoziția mineralologică, aspectele fiziografice ale mineralelor, texturile petrografice, aceste roci tufitogene apar asemănătoare cu cele de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș. Ele par să indice că activitatea vulcanică bazică din timpul punerii în loc a rocilor amfibolice din seria de Drăgșan a fost reluată, dar cu intensitate slabă și în timpul ultimei faze de sedimentare a seriei de Lainici-Păiuș.

Intercalațiile de roci tufitogene în ortoamfibolitele de Drăgșan mai au însă o semnificație deosebită. Ele marchează nivelul metamorfismului la care a fost supus întregul complex al acestor roci. După asociația hornblendă-actinot-zoizit, acest nivel corespunde unui stadiu scăzut de metamorfism care nu a depășit nivelul zonei cu hornblendă-zoizit (Winkler, 1970).

Migmatitele din ortoamfibolitele de Drăgșan

În baza seriei de Drăgșan pot fi întâlnite și numeroase filoane de migmatite, cele mai multe dispuse concordant cu orientarea generală a

structurii. Prezența lor nu surprinde, dacă ținem seama de existența la contactul cu seria de Lainici-Păiuș a dyke-urilor de Reci, care constituie una din sursele proceselor de migmatizare în ambele serii.

Întlnim mai ales filoane stratiforme de migmatite în bancuri metrice și decimetrice ondulate, concordante, precum și migmatite în filoane strat centimetrice.

Compoziția lor mineralologică include :

Cuarțul (32–40 %) se deosebește în trei varietăți : prima în granule medii (maximum 0,4 mm) pînă la fin cristaline, a doua, microcristalină provenită din descompunerea plagioclazului și ultima dispusă pe fisuri. Cuarțul apare neuniform distribuit, totuși rareori se observă și o orientare prin laminare a granulelor ce se asociază cu sericitul.

Oligoclazul (53–58 %) reprezintă mineralul cel mai abundant. Prin conținutul său de peste 50 % constituie o caracteristică a migmatitelor din seria de Drăgăsan avînd o compozitie de tip diorit-cuarțiferă. Se prezintă în fenocristale milimetrice, uneori prismatice. Plagioclazul este afectat de o sericitizare sau epidotizare pronunțată, adesea aproape totală. Conținutul său în anortit dificil de precizat, variază de la 15–30 % An.

Muscovitul (0–3 %) și biotitul (0–7 %) îl întlnim în lame flexionate, în jurul plagioclazului. Cloritul (0–8 %) reprezentat prin pennin apare fasciculat, asociat cu epidot și biotit din care provine în mare măsură.

Se întlnesc de asemenea : titanitul, apatitul, allanitul, minerale opace, constituind minerale ce apar mai rar.

Structurile apar fanerocristaline, grăunțoase, porfirice, iar texturile masive sau slab orientate.

De un interes deosebit se dovedește contactul dintre migmatite și ortoamfibolitele de Drăgăsan, așa cum a fost surprins într-o secțiune microscopică la contactul cu metagabbouri pe cursul superior al pîriului Sadu ui Sîn (pl. V, fig. 4).

O pătură continuă subțire de 0,05–0,2 mm de cuarț microcristalin din migmatite căpătușește contactul cu nematoblastele de hornblendă și granule de plagioclaz. Pe fisurile dintre granule pătrunde între cristalele de hornblendă cuarțul microcristalin, dar după cît este vizibil în secțiune, el nu depășește cîțiva mm distanță de la contact. Plagioclazul migmatitului nu pătrunde în metagabbrou, mobilitatea lui apare cu mult mai mică. O sericitizare evasitotală îl afectează în zonele apropiate de contact, comparativ cu cristale similare mai depărtate.

Filoane de cuarț

Cercetarea pe teren a pus în evidență prezența a trei filoane de cuarț alb sau lăptos de origine hidrotermală situate sub vîrful Sapa. Orientarea lor se apropie de E–W, paralel cu falia Păiuș-Polatiștea și cu dyke-urile de Reci. Grosimea oscilează de la cîțiva metri la 15–20 m. Filoane de cuarț similare dar cu orientări diferite sunt identificate și în complexul de Reci (pl. IX) după cum vom vedea mai jos.

Asemănarea lor cu cele din complexul de Reci, îndreptățesc presupunerea unei origini comune reprezentînd probabil o activitate magmatică tardivă din această zonă.



b) Clasificarea rocilor din orizonturile inferioare ale complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan

Necesitatea unei clasificări a acestor roci a reieșit din marea lor diversitate, din prezența a numeroase tipuri de tranziție. Existența rocilor suprasaturate și variația conținutului de amfiboli, ar putea fi mai direct scoasă în evidență într-o diagramă ternară Q—Af—P de tipul celei indicate în figura 10.

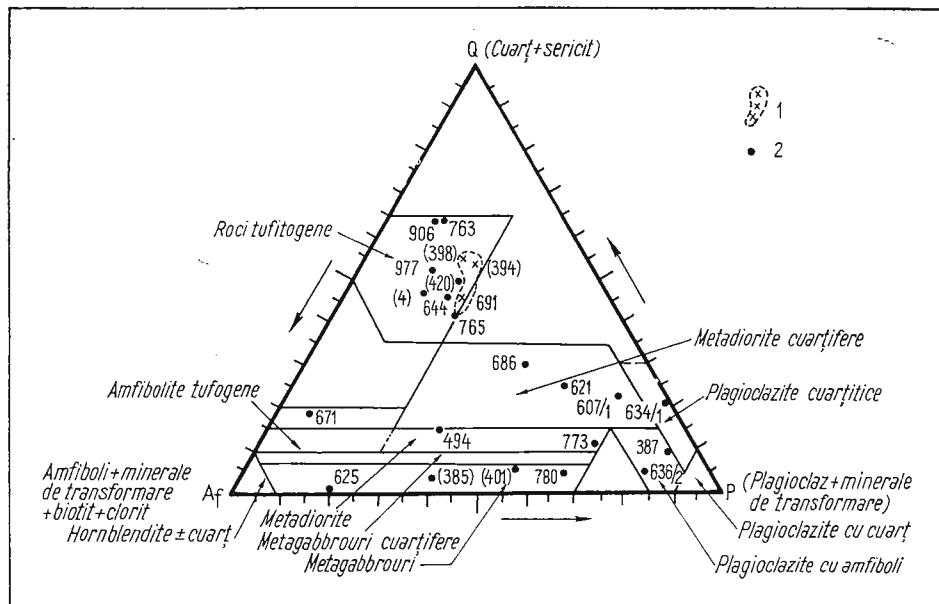


Fig. 10. — Diagrama Q,A_f,P. Proiecția compoziției modale a rocilor din baza ortoamfibolitelor de Drăgșan și a rocilor tufitogene de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș : Q = cuarț + sericit ; A_f = amfiboli + minerale de transformare + biotit + clorit ; P = plagioclaz + minerale de transformare ; 1, tufite din seria de Drăgșan ; 2, tufite din seria de Lainici-Păiuș.

Q,A_f,P diagram. Projection of the modal rocks composition from the base of the Drăgșan orthoamphibolites and of the tufitogene rocks from the upper part of the Lainici-Păiuș series : Q = quartz + sericite ; A_f = amphiboles + transformation minerals + biotite + chlorite ; P = plagioclase + transformation minerals ; 1, tuffites of the Drăgșan series ; 2, tuffites of the Lainici-Păiuș series.

În Q a fost cuprins cuarțul și partea de sericit ce nu provine din transformarea plagioclazului. În A_f s-au introdus amfibolii, biotitul, cloritul, epidotul format pe seama hornblendei. P reprezintă plagioclazul inclusiv produsele sale de transformare secundară.

În colțul amfibolitelor se grupează hornblenditele cu plagioclaz și cuarț mai puțin de 10%, iar în cel al plagioclazului, plagioclazitele cu amfiboli și cuarț sub 10%.

În apropierea laturei A – P se situează metagabbrourile cu maximum 7% cuarț și minimum 30% amfiboli, iar deasupra lor metagabbrourile cuarțifere cu maximum 10% cuarț și minimum 15–20% amfiboli. Urmează mai sus metadioritele cu maximum 15% cuarț și metadioritele cuarțifere cu 15–35% cuarț.

În zona plagioclazului mai pot fi separate plagioclazitele cu amfiboli și plagioclazitele cuarțitice.

Rocile sedimentogen-tufogene (tufitogene) pot fi și ele reprezentate în această diagramă datorită conținutului important de cuarț și de asemenea cele tufogene. Primele se situează în sectorul delimitat de cuarț (Q) 35–60%, plagioclaz (P) maximum 25% și amfiboli (A) 10–50%, iar amfibolitele tufogene în zonele cu cuarț (Q) 10–20% și plagioclaz (P) maximum 25%. Proiectând compoziția rocilor tufitogene din partea superioară a complexului terigen-tufitogen al seriei de Lainici-Păiuș, se observă (fig. 10) că ele se situează în apropierea celor determinate în orizonturile bazale ale seriei de Drăgșan cu care se învecinează, ceea ce sugerează o origine similară mixtă terigen vulcanică.

c) Considerații tectonice asupra părții bazale a complexului ortoamfibolitelor de Drăgșan

Seria de Drăgșan, situată în nordul regiunii studiate, este despărțită de seria de Lainici-Păiuș de falia structurală Păiuș-Polatiștea. De-a lungul acestei falii cu cădere de 57°–70° spre N, seria de Drăgșan se găsește într-o poziție tectonică superioară față de seria de Lainici situată imediat mai în sud.

Falia Polatiștea imprimă stilul tectonic în sectorul cercetat. În adevăr o falie secundară la nord de precedenta se orientează după o direcție asemănătoare, având cădere nordică. Macroscopic cît și microscopic se remarcă efectul cataclazei care a afectat partea bazală a complexului ortoamfibolitelor. Ea se manifestă prin deranjarea structurii de afloriment cu formarea uneori de microcute (dragfolds). Microscopic se observă rupearea nematoblastelor de hornblendă, flexionarea maclelor polisintetice la plagioclazi, fisurarea porfiroblastelor de titanit.

Din cercetările microtectonice efectuate de Pavelescu et al. (1964) în valea Jiului, precum și din cele întreprinse de autor în valea Sadului (Georgeșcu, 1969; Georgeșcu și Dimofte, 1971) cît și din analiza comparativă a orientării rocilor din baza ortoamfibolitelor de Drăgșan, rezultă că partea inferioară a seriei de Drăgșan a suferit influența aceluiși ciclu tectonic în care a fost metamorfozată seria de Lainici-Păiuș. A rezultat de aici orientarea bancurilor de metagabbrouri și metadiorite după direcții NNE pînă la NE (asemănătoare seriei de Lainici-Păiuș) și căderi spre nord de 50°–70°.

Metamorfismul acestei serii original eruptive s-a produs într-un stadiu scăzut care nu a depășit nivelul subzonei cu hornblendă-zoisit (după intercalăriile tufogene), păstrîndu-și în mare parte structura și



textura. Principalele minerale din această zonă, mai ales hornblenda și plagioclazul, nu au ajuns însă la condițiile de echilibru, remarcindu-se actualmente prin importante transformări secundare.

B) FORMAȚIUNI ERUPTIVE

1. GRANITOIDUL DE ȘUȘIȚA-SADU

Seria de Lainici-Păiuș este limitată în sud de corpul granitoidic de Șușița, denumit aici „Șușița—Sadu”, datorită aspectelor geologice specifice cu care se remarcă în valea Sadului. El constituie prelungirea masivului de granitoide de Șușița ce apare pe rama sudică a munților Vulcan la vest de Jiu și care în regiunea cercetată de noi ocupă extremitatea de sud a munților Parâng, continuând spre NE pînă în munții Căpăținei. Reprezintă astfel cel mai mare pluton granitoidic din autohtonul danubian, cu axa mare în lungime de cca 55 km. Orientarea axei este ENE—WSW, asemănătoare cu a principalelor elemente structurale din regiune.

Valea Sadului deschide acest granitoid pe o lungime maximă (14 km) față de alte rîuri ce-l străbat. Totuși ea nu străbate decit o parte din zona septentrională și estică a acestui corp, în apropierea văii Jiului.

Cele mai multe publicații despre granitoidul de Șușița se referă la zona de la est de valea Jiului (munții Vulcan) sau în imediata sa apropiere, adică la apus de regiunea cercetată de noi. Primele date asupra granitelor din Oltenia se dătoresc lui G r. Ștefănescu și M. Drăghiceanu. Mrazec (1897) folosește pentru prima dată denumirea de „granit de Șușița” pentru rocile granitoidice din sudul munților Vulcan. Cercetări ulterioare se dătoresc lui Ionescu—Bujor (1911), Manolescu (1937), Pavelescu și Pavelescu (1962), Codarcea și Pavelescu (1963), Pavelescu et al. (1964, 1965, 1968), Drăghiceanu et al. (1967), Codarcea (1966, 1967), Georgescu (1969), Savu (1970), Georgescu și Dumofte (1971), Savu et al. (1972).

a) Rocile granitoidului de Șușița-Sadu

Plutonul granitoid ocupă partea sudică a regiunii cercetate și se întinde în zona estică pînă în baza versantului văii Zănoaga și Sadu. În aval de confluența cu rîul Alunului el alcătuiește în întregime versanții bazin ai rîului Sadu pînă la confluența cu rîul Jiu.

În această zonă, rocile masivului alcătuiesc o largă varietate compozițională și texturală. Se întîlnesc roci suprasaturate granitice, adamellitice, granodioritice, diorit cuarțifere și dioritice. Din punct de vedere textural aproape fiecare varietate petrografică se întilnește în faciesul masiv și gnaasic, iar în zonele tectonice se găsesc granitoide sistoase.

Cele mai frecvente sunt granodioritele, iar mai rar diorite cuarțifere. Cu totul subordonat apar granitele și metadioritele sau dioritele.

Rocile sunt dispuse în bancuri și plăci, separate adesea de foi cu grosime milimetrică de rocă milonitzată sistoasă, indiciu al mișcărilor dife-

rentiale suferite după consolidare. Orientarea bancurilor este cuprinsă obișnuit între E-W și ENE-WSW cu cădere spre nord.

În ordinea frecvenței, indicăm mai jos caracterele lor petrografice

Granodioritele și granognaisele granodioritice (pl. VI, fig. 1, 2, 3)

Granodioritele și granognaisele lor, principalul tip petrografic întâlnit în regiunea cercetată, sunt roci grăunțoase de culoare cenușie, cu tonuri slab verzui, cu granule albicioase feldspatice și de obicei cu rare minerale melanocrate (tab. 15). Ele ocupă cea mai mare parte din valea Sadului

TABELUL 15

Granodiorite (masive și gnaisice). Compoziția mineralologică

Minerale	min. %	max. %	med. %	dimensiuni (mm)	
				minim	maxim
<i>a) principale</i>					
Cuarț	28	58	(30...44)	0,057/0,01	4,56/2,09
Microclin	8	17		0,2 /0,08	2,1 /0,4
Albit	0	18	(4...12)	0,1 /0,06	2,8 /1,5
Oligociaz sericitizat	26	54	(28...44)	0,07/0,04	3,6 /2,8
Biotit	0	13	(3... 5)	0,054/0,09	1,7 /1,3
Hornblendă	0	14		0,1 /0,07	2,0 /1,2
Muscovit	0	8		0,1 /0,07	0,6 /0,23
<i>b) secundare</i>					
Actinot	0	6		0,03/0,057	1,2 /0,24
Tremolit	0	6		0,1	1,2
Pennin	0	9		0,1/0,05	0,7/0,27
Zoizit	0	17		0,03/0,02	1,5/0,57
Epidot	0	6		0,05/0,03	1,3/0,6
Calcit	0	1			
Limonit	0	1			

c) accesori : titanit, apatit, zircon, granat (0,05–0,4 mm), ortit, ilmenit (uneori cu coroane de leucoxen), minerale opace (magnetită, pirită).

amonte de confluența cu pîrful Alunului, cu excepția unor intercalății de epidiorite și diorite cuartifere. În aval de valea Alunului, granodioritele au dezvoltare mare în Dealul Merilor; valea Sadului, Trîntorului și în Cioaca Teiului.

Imediat aval de confluența cu pîrful Sădișoara, în granognaise granodioritice, se găsește și amplasamentul viitorului baraj înalt Sădișoara. Compoziția mineralologică cuprinde (tab. 15) :

Cuarțul se găsește de obicei în granule mijlocii și mici, dar întâlnim adesea și fenocristale milimetrice. Contururile sunt xenomorfe, uneori dințate, rar subangulare. În granognaise se recunosc frecvent forme lenticulare, alungite sau slab rotunjite, iar mărimea granulelor scade simțitor



în favoarea cuartului microcristalin. Fisuri și crăpături afectează cristalele mari și mijlocii ale căror spații sunt umplute cu cuarț microcristalin sau hidroxizi de fier.

Feldspatul potasic se găsește sub formă de microclin în fenocristale milimetrice și submilimetrice cu conture neregulate, adesea limpezi. Forme de substituție pertitice și micropertitice sunt foarte frecvente. Adesea include granule mici și mijlocii de oligoclaz sericitizat și care ulterior a suferit o intensă albitizare substituind atât plagioclazul cît și microclinul. Maclele în grătar sunt rare (macla Karlsbad foarte rară), ca și structurile grafice sau micrografice. O pulbere fină caolinitică, uneori cu substanță oxidică maronie impregnează în mod neuniform cristalele de microclin mai ales în cazul granognaiselor. Remarcăm de asemenea, prezența cristalelor milimetrice și subcentimetrice de izortoză de culoare vineție dezvoltată în dauna celorlalți feldspați. Ele pot fi întâlnite în zona contactului cu seria de Lainici-Păiuș (valea Sadului superior, Voișanului, Canelii) în granognaise și au o dispoziție transversală sau neuniformă față de orientarea generală a rocii. Această dispoziție, dezvoltarea deosebită a cristalelor față de alte minerale din rocă, cît și prezența lor în zone tectonice, pledează pentru o origine metasomatică a cristalelor de izortoză. Uneori o pulbere cenușie caolinitică abundantă impregnează fenoblastele de izortoză. Semnul optic este adesea indistinct datorită procesului de albitizare pe care ulterior l-au suferit. Menționăm că M a n o l e s c u (1937) a semnalat prezența de feldspat potasic de culoare albastru-violet în munții Vulcan, iar P a v e l e s c u (1961, 1968) a făcut primele studii amănunțite asupra izortozelor din granitoidele din Carpații Meridionali. S a v u (1970) semnalează de asemenea prezența isortozei în granitele de Suseni, la vest de Jiu.

Albitul apare relativ frecvent sub formă de schachbrettalbit, în coroane albitice în jurul granulelor de oligoclaz precum și în cristale limpezi cu clivaj caracteristic. Uneori poate fi recunoscut și antipertitul. Procesul de albitizare al granitoidului este foarte intens și se produce pe seama plagioclazului (coroane albitice) și mai rar a microclinului.

Oligoclazul (12–25% An) este cel mai abundant dintre feldspați și împreună cu cuartul formează aproape 75% din masa rocii. Se găsește în fenocristale milimetrice și de dimensiuni mai mici cu contururi xenomorfe (rar parțial prismatice). Frecvent cristalele sunt prismatice, de formă lenticulară sau oculară, mai ales în cazul granognaiselor, ca rezultat al protoclazei suferite în timpul cristalizării. Formele alungite se orientează subparalel sau sunt înbrăcate de benzi subțiri sericitico-muscovitice. Este maclat după legile albit, albit Karlsbad, foarte rar periclin. Ceea ce caracterizează însă oligoclazul granodioritelor față de ceilalți feldspați este gradul intens și variat de transformare, ca urmare a circulației fluidelor autometamorfozante. Mineralele sunt în cea mai mare parte sericitizate, zoizitizate și uneori epidotizate. Transformarea ajunge adesea să de avansată încât se pierd conturele mineralelor, roca fiind constituită dintr-o masă microcristalină de feldspat, sericit, clinzoizit, cuarț, în care plutesc relicte de plagioclaz și celelalte minerale. Transformarea este mai avan-

sată în granognaise unde se produce și orientarea mineralelor micacee și unde structura se apropiie de a șisturilor cuarțito-feldspatice (arcoziene), dar ea afectează și rocile faciesului masiv. Sericitizarea face dificilă determinarea conținutului de anortit. În faciesul masiv se poate recunoaște uneori o zonare a plagioclazului cu o sericitizare mai accentuată spre interior, cu microlite micacee sau epidot-zoizitice mai bine dezvoltate. Cataclaza suferită de minerale se remarcă și prin fisurarea lor accentuată și deformarea maclelor polisintetice.

Biotitul apare mai abundent în zonele marginale ale masivului în special în zona limitrofă seriei de Lainici-Păiuș, pînă la 13%, unde evident este rezultatul contaminării cu șisturile cristaline, față de restul masivului unde proporția sa atinge foarte rar 8%. Se găsește în lame de regulă bine dezvoltate dar adesea flexionate, franjurate sau sfărimate. Uneori se formează și prin biotitzarea hornblendei, dar foarte frecvent este la rîndul său cloritizat, penninizat. Pe liniile de clivaj se poate remarcă acumularea de substanță opacă, formînd dungi fine. Aciculi fini de sagenit pot fi uneori observați dispusi la 120°.

A m f i b o l i i . Hornblenda comună verde, în mare parte actinotizată este amfibolul cel mai frecvent. O întîlnim sub formă de cristale prismatice deformate sau sfărimate, cu bordurile actinotizate și în secțiuni bazale cu macle polisintetice. Culoarea este verzuie, slab pleocroică (*ng*—verde închis, *nm*—verde, *np*—galben verzui) cu culori de birefringență vii (*ng*—*np* = 0,018—0,022) sau ștersă în varietățile foarte levigate. *C : ng* variază de la 23°—25° pentru hornblade, la 15° la hornblendele actinotizate și scade la 8—12° pentru actinot. Se asociază cu penninul, actinotul, epidotul, biotitul, în care se transformă și de asemenea cu apatitul. Actinotul apare sub formă de prisme alungite sau ace slab pleocroice adesea sfărimate. În valea Sadului imediat aval de pîrul Alunului precum și aval de pîrul Sădișoara, am întîlnit în zone tectonice asbest tremolitic în fibre de lungimi variabile (centimetrice) ondulate, asociate cu filoane de cuarț hidrotermal. În secțiuni subțiri apare sub formă de ace lungi sau mai scurte incolore, în snopi colorați de hidroxizi de fier, prinse uneori în cristale de cuarț (pl. VI, fig. 2).

Apariții de asbest amfibolic au fost semnalate și la vest de Jiu și în valea Jiului de M a n o l e s c u (1937), T r i f u l e s c u și T e o d o r u (1963), S a v u (1970).

Epidotul și clinozoizitul apar ca produse de transformare a plagioclazului, de unde rezultă și participarea adesea foarte ridicată (max. 17%) la zoizit și mai redusă în cazul epidotului. Cristalele ajung uneori să fie frumos dezvoltate în prisme submilimetrice (max. 1,6 mm) în interiorul granulelor de plagioclaz.

Dintre mineralele accesoriei vom menționa în special granatul și allanitul. Primul are o distribuție mai frecventă în zona marginală nordică a masivului și indică participarea probabilă a rocilor înconjurătoare și din acoperiș la materialul magmatic. Allanitul se găsește în cristale zonate de culoare maronie, slab pleocroice, asociate cu epidot-zoizitul.



Structura granodioritelor este diferită după facies. În faciesul masiv, cristalele sunt hipidiomorfe sau xenomorfe, inechigranulare, cu masa fundamentală mărunt cristalizată sau microcristalină. În granognaise se observă structuri granoblastice, porfiroblastice și granolepidoblastice (pl. VI, fig. 3).

Texturile sunt massive sau slab orientate iar în faciesul gnaisic, orientate, lenticulare, sau slab orientate. Structurile de afloriment apar sub formă de bancuri groase (ordinul metrilor) și plăci groase, iar la granognaise în plăci, plăci subțiri și bancuri.

Diorite cuarțifere, diorite și granognaise tonalitice (pl. VI, fig. 4)

Dioritele cuarțifere și gnaisele lor au o dezvoltare cu mult mai redusă față de granodiorite. Ele au fost identificate către partea nordică (marginală) a corpului magmatic și relativ mai rar spre sud, ca separații de grosimi variabile (20—160 m) între bancurile de granodiorite.

Dioritele au fost întâlnite numai sporadic pe pîriul Cireșului aproape de contactul cu seria de Lainici-Păiuș și în valea Sadului aval de confluența cu pîriul Sădișoara.

Se remarcă uneori prezența tonalitelor cît și a dioritelor în apropierea zonelor tectonice cu granitoide șistoase în a căror alcătuire se cuprinde uneori.

Compoziția lor mineralologică include (tab. 16):

TABELUL 16
Diorite cuarțifere. Compoziția mineralologică

Minerale	în %			dimensiuni (mm)	
	minim	maxim	medie	minim	maxim
a) principale					
Cuart	18	44	(26...38)	0,03/0,01	2,16/0,4
Plagioclaz sericitizat	20	72	(32...47)	0,11/0,076	2,28/1,90
Albit	0	16		0,2/0,07	2,2 /0,45
Microclin	0	6			0,3 /0,22
Hornblendă	0	19	(0 ... 8)	0,17/0,07	2,4 /0,66
Biotit	0	18	(0 ... 7)	0,06/0,045	1,2 /0,7
Muscovit	0	12	(0 ... 6)	0,09/0,054	0,6 /0,119
b) secundare					
Actinot	0	8		0,3 /0,05	0,61/0,09
Tremolit	0	10		0,2	0,8
Clorit	0	13	(0 ... 8)	0,05/0,03	0,3/0,21
Epidot	0	20	(0 ... 8)	0,03/0,03	0,2 /0,07
Zoizit	0	22	(4...12)	0,07/0,05	0,15/0,08
Calcit	0	1			
Limonit	0	1			

c) accesori : microclin, titanit, ilmenit, apatit, zircon, minerale opace.

Dacă structurile și texturile nu diferă de cele ale granodioritelor, se remarcă modificări în ce privește compozitia mineralologică. Plagioclazul



18—22 % An în cazul dioritelor cuartifere) crește în volum în dauna cuarțului și microclinului a cărui prezență rămîne întimplătoare. Starea de transformare a plagioclazului prin sericitizare și zoizitizare este foarte avansată. Albitul continuă să fie prezent în proporții asemănătoare granodioritelor, evidențiind astfel procesul intens de albitezare suferit de întreg masivul de granitoide. Amfibolii și mineralele secundare, clorit, epidot, zoizit, au sporit de asemenea evidențiind instabilitatea plagioclazului intermediu, a hornblendei, biotitului.

În cazul dioritelor (epidiorite) cuarțul scade la 4—14 %, plagioclazul intermediu se menține la 22—44 % și sporesc amfibolii (hornblenda, actinotul) la 5—34 %. O creștere simțitoare au de asemenea unele minerale secundare ca cloritul (pennin, max. 24 %), sericitul. Plagioclazul este aproape total transformat.

Granite și gnaise granitice

Granitele au de asemenea o dezvoltare cu totul subordonată în această parte (marginală) a corpului magmatic. Au fost întâlnite separații de 40—70 m grosime pe pîriul Cănelii (inferior), Dîlma Cioarei, Plaiul Bîlbea, valea Jiului.

Compoziția lor mineralogică este alcătuită din (tab. 17) :

TABELUL 17
Granite și gnaise granitice. Compoziția mineralogică

Minerale	în %	dimensiuni (mm)	
		minim	maxim
a) principale			
Cuarț	18...42	0,057/0,038	2,1/1,4
Microclin	12...42	0,11/0,07	4,1/1,6
Albit	0...20	0,17/0,1	1,5/2
Oligoclaz + sericit	14...30	0,08/0,057	1,7/2,2
Biotit	0...6		0,7/0,34
Muscovit	3...6	0,07/0,04	0,24/0,095
b) secundare			
Clorit	0...4		
Epidot	0...3	0,057/0,04	0,1/0,08
Zoizit	0...4	0,038/0,038	0,09/0,06
Limonit			
c) accesorii : hornblendă, titanit, ilmenit (cu leucoxen), zircon, minerale opace.			

Aspectele microfiziografice, structura și textura cristalină, precum și structura de afloriment a granitelor este asemănătoare granodioritelor. Plagioclazul este însă mai acid, 8—12 % An. Semnalăm totodată prezența și a unor varietăți adamellitice (Plaiul Bîlbea) cu raportul feldspat potasic/plagioclaz, apropiat de unitate.



Granitoide șistoase

Zonele intens tectonizate ce brăzdează corpul plutonului sunt însoțite de roci șistoase, foioase sau în plăci subțiri foarte fisurate. Structura lor este microcristalină sau foarte fin granulară (pl. VII, fig. 1).

În alcătuirea acestor roci intră mai ales diorite cuarțifere și granodiorite cu plagioclazul complet sericitizat și zoizitizat, precum și cataclazite și roci porfiogene.

Astfel de zone cu granitoide șistoase, pot fi observate în zona contactului cu seria de Lainici-Păiuș, denumite de Manelescu (1937) „granite milonitizate”. La sud de această zonă se recunosc o serie de fâșii subparalele, a căror frecvență scade pe măsura depărtării de zona marginală, dar care continuă pînă la limita perimetrlui cercetat.

Grosimea lor este cuprinsă între 30–120 m. Excepție face o fâșie cu lățime maximă de cca 300 m care însoțește intercalăția de micașisturi cu lentile cuarțo-feldspatice din seria de Lainici-Păiuș.

Prezența faciesului șistos și în părțile mai centrale ale granitoidului o punem în legătură cu starea de eforturi tectonice la care a fost supus corpul magmatic în timpul consolidării și ea atestă că acesta a fost pus în loc în etape succesive. Unele din aceste zone au suferit deplasări și după consolidarea corpului magmatic.

Semnalăm de asemenea, prezența unor separații de diorite cuarțifere legate de aceste zone în valea Sadului, pîrul Crucii, Dealul Merilor.

Granognaise „dents à cheval” și cataclazite

În apropierea contactului cu seria de Lainici-Păiuș se poate observa uneori prezența unor granognaise (cuarțo-feldspatice) foarte tari cu structură deranjată, cu microcute contorsionate cu lame mari de muscovit și biotit. În această masă fundamentală flotează fenoblaste de feldspat potasic (microclin). Mărimea cristaloblastelor ajunge pînă la 20/0,7 mm (formă prismatică) de tipul dents à cheval. Alteori agregatele de cristale au forme ocuhare, deformate prin cataclază. Dispoziția fenoblastelor este dezordonată în microcute. Cristalele prismatice sunt dispuse de cele mai multe ori transversal pe orientarea rocii.

Mărimea și dispoziția lor, în apropierea faliei Rafaila-Sadu, permit să considerăm prezența fenoblastelor de origine metasomatică. Muscovitul și biotitul porfiroblastic provin probabil din reacția cu sisturile cristaline de Lainici-Păiuș. Păvelescu și Dumitrescu (1965) au semnalat de asemenea prezența de gnaise dents à cheval la contactul granitoidelor de Tismana și Șușița cu seria de Lainici-Păiuș în munții Vulcan.

Prezența acestor tipuri de granognaise se poate remarcă în regiunea de la limita nordică a plutonului granitoid de Șușița-Sadu cu cristalinul de Lainici-Păiuș, aproape de confluența pîrului Sadu lui Sîn cu Sadu și pe partea inferioară a culmei Voișanului.

Tot legate de zonele tectonice, atât la limita granitoidului cât și în interiorul lui, pot fi constataate cataclazite cu structură microcristalină și textura neorientată. Structura lor de afloriment se caracterizează prin prezența de plăci subțiri, fisurate, afectate uneori de oglinzi de fricțiune,

adesea debitătate în bucăți colțuroase. Distribuția lor în corpul masivului este neregulată, dar foarte adesea marchează prezența unei zone tectonice.

Roci filoniene, aplite și pegmatite

Filoanele de pegmatite și aplite sunt relativ rare în zona granitoidului. Totuși trebuie remarcate aparițiile filoniene de aplite laminate și rar pegmatite laminate în zona septentrională a plutonului, mai ales amonte de debușarea pîriului Alunul. Semnalăm astfel de filoane parțial concordanțe în culmea dreaptă a pîriului Canelii, pe văile Cireșului, Gloabelor, Tarniței, Dilma Cioacei, etc.

Filoane de lamprofire au fost întâlnite foarte rar și de dimensiuni reduse, mai ales asociate cu granitoidele șistoase din zonele tectonice.

b) Intercalații din seria de Lainici-Păiuș în granitoidul de Șușița-Sadu

La confluența pîriului Runcu cu valea Sadului am putut identifica prezența unei intercalații de micașisturi biotitice cu lentile cuarț-feldspatice însotită de o importantă zonă de gnais șistoase și zone argilizate.

Micașisturile sunt de culoare negricioasă brunie, adesea cu suprafete milonitizate și strîns cutate. Lentilele de cuarț și feldspat au grosimea de ordinul milimetrilor pînă la cîțiva cm. Alteori lentilele sunt înlocuite de cruste subțiri ondulate împreună cu micașisturile. Datorită abundenței mineralelor micacee (biotit, muscovit) bine dezvoltate, șistozitatea pronunțată, structurii lepidoblastice, se deosebesc net de gnaisele faciesului șistos, microblastic, sericitos cu culori cenușii în tentă verzui ale masivului de granitoid. Lentilele de cuarț și feldspat au o origine metasomatică, din circulația fluidelor autometasomatische ale plutonului de Șușița-Sadu. Prin compoziția mineralologică, structura cristalină, textura și structura în afloriment, rocile fac parte din seria de Lainici-Păiuș.

Intercalația, în grosime de 60–120 m traversează valea Sadului și continuă spre est. Spre vest ea are tendința de laminare într-o largă zonă de granitoid șistoase ce traversează pîrul Crucii, partea de sud a coamei Cioaca Ciorii. Zona șistoasă se reduce considerabil spre vest în pîrul Trîntorului.

Prezența acestei intercalații constituie o indicație semnificativă asupra naturii materialului anatectic care a participat la formarea granitoidului cît și a existenței mai multor suprafete tectonice în lungul căruia materialul magmatic a pătruns spre suprafață.

Semnalăm că această zonă traversează malul drept al văii Sadului imediat deasupra amplasamentului viitorului baraj arcuit de la Sădișoara limitind și influențind astfel amplasamentul construcției proiectate.

c) Teotonica internă a granitoidului

Așa cum am arătat în partea introductivă, perimetru studiat, cuprinde numai o parte din zona septentrională a masivului granitoid



de Șușita-Sadu imediat la vest de valea Jiului. El cuprinde însă elemente tectonice importante pentru înțelegerea mecanismului de punere în loc și a raporturilor sale cu seria de Lainici-Păiuș și seria de Tulișa.

În cele ce urmează ne vom ocupa de caracterul contactului dintre rocile granitoide și cele ale seriei de Lainici-Păiuș, de tectonica internă a masivului și modul cum ea s-a reflectat în faciesurile rocilor și uneori în alcătuirea petrografică.

Contactul dintre seria de Lainici-Păiuș situată la nordul plutonului granitoid are loc după o importanță falie orientată ENE–WSW (aproape de E–W) cu cădere de 65° – 80° NV și față de care seria de Lainici are o poziție superioară corpului magmatic. Această falie, denumită aici Rafaila-Sadu (traversează Jiul în zona Rafaila), a putut fi urmărită pe cca 7 km de la extremitatea estică a perimetrului cercetat, prin văile Zănoaga, Voișanului, traversind valea Sadu lui Sîn, văile Cănelii, Cireșului, Gloabelor, pînă aproape de culmea Paltinului. Apoi după o falie transversală, continuă spre vest de confluența Sadu-Alunu, peste partea nordică a Dealului Merilor, pînă în valea Jiului.

În poziția foliației rocilor din cele două serii adiacente faliei se constată unele discordanțe. Dacă direcția foliației nu prezintă modificări cu continuitate semnificative, în căderea stratelor se pot observa unele diferențe apreciabile. Înclinarea oscilează în jurul a 40 – 65° în rocile granitoide și 30 – 55° în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, cu excepția unor situații locale. Diferența se mărește dacă ne raportăm la înclinarea foliației în seria de Lainici-Păiuș la o oarecare distanță de falie, unde valorile variază obișnuit între 27 – 40° , local mai mult. Este probabil, că în apropierea contactului, corpul magmatic în mișcarea sa ascendentă, a produs o ușoară redresare a stratelor din cristalinul adiacent.

Suprafața tectonică de contact, face cu direcția foliației din ambele serii un unghi de 5° – 25° , iar local chiar pînă la 50° (pîrul Gloaba 1).

Falia Rafaila-Sadu este însoțită uneori în seria de Lainici-Păiuș de brecificiere și milonitzare. În dreptul pachetelor de cuarțite, brecificirea este neînsemnată, în dreptul șisturilor cuarțitice ea este mai dezvoltată. În seria eruptivă ea este marcată adesea de o bandă de grano-gnais, în plăci subțiri milonitizate sau cu texturi lenticulare-cataclastice sau foioase cu frecvențe oglinzi de fricțiune sidefii (provenite din formarea sericitului). Lipsesc sau sunt foarte rare intercalațiile de șisturi cristaline în granitoid, dar este evidentă (chiar macroscopic) o creștere a conținutului de minerale micacee, probabil prin contaminare. Filoane de aplite și mai rar pegmatite, în facies gnaisic, însoțesc zona de contact a celor două formațiuni precum și filoane stratiforme în seria de Lainici-Păiuș.

Falia este frecvent acoperită de depozite deluviale predominant argilo-nisipoase sau proluviale, ceea ce provoacă uneori surpărî de maluri și ravinări, cum se poate recunoaște în văile Zănoaga, valea Voișanului, Sadu lui Sîn, Cănelii, Cireșului, Gloaba 1.

Un sistem de numeroase falii secundare paralele, la sud de falia principală, traversează zona septentrională a granitoidului fiind însoțită de gnaisice și stisoase sau în plăci subțiri. Remarcăm în mod deosebit falile din versantul drept al pîriului Zănoaga și Voișanului și în special fractura de pe pîriul Scurta însoțită de o largă zonă de brecificiere. Această fractură constituie prelungirea faliei Rafaila-Sadu după decroșarea ei de către o falie transversală și arată că falia principală s-a deplasat și după formare.

Două falii transversale axului granitoidului, decroșează falia principală, una pe versantul stîng al culmei Paltinului, pe o lungime de cca 3 km și alta de importanță secundară, situată chiar la confluența pîriilor Sadu lui Sîn cu Voișanul. Ambele sunt însoțite de zone de brecificiere, în special pe versantul culmei Paltinului. Falile se orientează N–S pînă la NNE–SSW, transversal pe direcția structurii primare. Aceste falii marginale, frecvente în apropierea corpurilor plutonice sunt considerate de Closs ca structuri ale stadiului semisolid, rezultate din presiunea părții centrale a corpului magmatic mai fluid asupra pereților parțial consolidati. Ele afectează de aceea atât granitoidul cât și roca adiacentă.

Falia principală, Rafaila-Sadu, cât și sistemul de falii subparalele ce marchează zona marginală a granitoidului sunt rezultatul presiunii tectonice la care a fost supus corpul granodioritic la punerea sa în loc în timpul consolidării și după consolidarea sa. Falile transversale s-au format în urma împingerii masei magmatice peste seria cristalină din nord.

La sud de pîriul Alunul falile secundare subparalele (cu falia principală) sunt mai rare, cu zone stisoase mai restrinse. Totuși se remarcă una din ele imediat aval de confluența Alunului iar alta imediat în amonte de confluența cu pîriul Sădișoara.

Sistemul de falii de la debușarea pîriului Sădișoara este important, atât ca lățime a zonei afectate, 50–150 m, cât și a faptului că de-a lungul ei se găsește o intercalație de micașisturi biotitice cu lentile cuarțofeldspatice aparținând cristalinului de Lainici-Păiuș. Grosimea maximă a acestei intercalații (60–120) adesea puternic tectonizată și caolinizată, se reduce treptat atât spre NE cât și spre SE. Prezența acestei intercalații dovedește că plutonul, cel puțin în partea sa marginală a „digerat” porțiuni însemnante din rocile adiacente, în special din șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș și sedimentele acoperitoare.

În fazele incipiente, magma litogenă a pătruns către părțile superioare ale scoarței de-a lungul unor falii preexistente paralele cu principalele suprafețe tectonice din regiune, falii ai căror pereți i-a deschis apoi treptat.

Starea de tensiune care a existat în timpul punerii în loc și a consolidării corpului magmatic a produs în afara sistemului de falii paralele și formarea faciesurilor gnaisice și stisoase ale plutonului de Șușita. Din acest motiv faciesul gnaisic se dezvoltă în special în partea marginală nordică a masivului. Faciesul șistos însă, este legat și de sistemul de falii paralele, de aceea el a fost întlnit și în zonele sudice ale sectorului cercetat, în plin cîmp al granitoidelor masive, dar cu o dezvoltare mai restrinsă. Excepție face zona adiacentă intercalației de micașisturi cu lentile

cuarțo-feldspatice, cu o largă zonă de gnaisे și stoașe adiacente. Această zonă trece chiar prin flancul drept al barajului arcuit ce este proiectat să se execute imediat în aval de debușarea pîrîului Sădișoara și ea va necesita măsuri speciale de consolidare și control.

Legat de faciesul șistos și faliile longitudinale paralele se poate remarcă (a se vedea harta geologică) o anumită frecvență a separațiilor de diorite cuarțifere și diorite.

În ce privește faciesul masiv, acesta are cea mai mare extensiune în partea sudică a masivului, cu cît crește distanța față de contactul cu seria de Lainici-Păiuș. Totuși pachete de granodiorite și diorite cuarțifere masive pot fi întîlnite și mai aproape de limita septentrională a masivului, dar dezvoltarea lor este restrânsă.

Orientarea foliației în granitoidul de Șușița-Sadu a făcut obiectul unor observații microtectonice în lungul văii Sadului, după cum este arătat în detaliu în capitolul III. Aici vom menționa numai prezența unui maxim principal cu direcția ENE—WSW și cădere nordică, asemănător, dar nu identic, celui întîlnit în seria de Lainici-Păiuș, ceea ce indică că starea de eforturi tectonice a persistat și în timpul consolidării granitoidului de Șușița-Sadu.

d) Chimismul rocilor granitoidului de Șușița-Sadu, al dyke-urilor de Reci și al rocilor înrudite

Pentru a cunoaște mai bine natura rocilor granitice din regiunea cercetată, s-au efectuat analize chimice pe probe din granitoidul de Șușița în valea Sadului (3 analize) și din dyke-urile de Reci (5 analize). Rezultatele acestor analize sunt cuprinse în tabelul 18 și 19. Tot aici s-au inclus și analize comunicate de M a n o l e s c u (1937) din același corp, prelevate în munții Vulcan (4 analize) cît și de I o n e s c u B u j o r (1913), din granitul de Tismana (1 analiză).

Parametri Niggli. Valorile parametrilor sunt indicate în tabelul 20. În acest tabel s-au inclus și valorile parametrilor comunicăți de P a v e l e s c u și M e r c u s (1967) pentru granitoidele înrudite Parîng și Tismana din regiune.

Diagramele ternare Niggli, al—alk—c/fm. Proiecția parametrilor Niggli în diagramele ternare (fig. 11), situează cea mai mare parte din rocile analizate de noi și de alții autori în domeniul celor de origine magmatică.

Excepție fac parametri analizelor: 14 L, epidiorit cuarțifer din granitoidul Șușița-Sadu, (234), (256a)¹ pegmatit și respectiv aplit granitic din dyke-urile de Reci, toate din locuri apropiate de limita corpurilor respective cu seria de Lainici-Păiuș. Parametri analizei (117) din aceeași zonă de contact se situează și ea către limita cu domeniul rocilor sedimentare argiloase. Această situație arată probabilitatea participării materialului litogen în alcătuirea materialului magmatic care a condus la formarea corpurilor magmatische analizate. Această participare se evidențiază deosebit în zonele marginale ale masivului de Șușița în valea Sadului.

TABELUL 18

Denumirea rocilor analizate și locul de prelevare

Nr. probei	Denumirea	Minerale principale conținute	Loc de prelevare	Cine a prelevat	Chim. Analist
(287)	Granognais cu actinot	cuarț, plagiocl., sericit., actinot, muscovit pirit, oxizi.	masivul Reci	M. Georgescu	M. Munteanu
(234)	Pegmatit granitic	cuarț, microclin oligoclaș sericitiz., muscovit, oxizi, subst. opacă	masivul Reci	M. Georgescu	M. Munteanu
(267)	Pegmatit granitic	cuarț, pertit, oligoclaș, albit, muscovit sericit, epidot, clinozoozit, actinot,	masivul Reci	M. Georgescu	M. Munteanu
(256a)	Aplit granitic	cuarț, microclin, oligoclaș, albit, muscovit actinot, ilmenit, epidoozit	masivul Reci	M. Georgescu	M. Munteanu
(253)	Pegmatit granitic	cuarț, pertit, oligoclaș, muscovit, titanit, apatit	masivul Reci	M. Georgescu	M. Munteanu
(156)	Granodiorit (slab orientat)	cuarț, pertit, oligoclaș, albit, muscovit, subst. opacă	granitoid Șușița – Sadu valea Sadului	M. Georgescu	M. Munteanu
(117)	Granognais granodioritic	cuarț, oligoclaș, microclin, albit, sericit, muscovit, zoizit	idem aval pîriul Sădișoara	M. Georgescu	M. Munteanu
14 L	Epidiorit cuartifer cloritizat	cuarț, andezit, sericit, clorit, tremolit, actinot, titanit	idem aval pîriul Sădișoara	M. Georgescu	M. Munteanu
I	Aplit	cuarț, feldspat potasic, plagioclaș acid	granitoid Șușița defileu Jiu-borna 103,6	G. Manolescu 1937	V. Manolescu Elveția
II	Micropegmatit	cuarț, feldspat potasic, plagioclaș sericitizat, sericit, apatit, zircon	idem borna 101,5	G. Manolescu 1937	V. Manolescu Elveția
III	Aplit granitic	cuarț feldspat potasic, plagioclaș sericitizat, biotit proaspăt, muscovit, granat, apatit, zircon, minereu	idem borna 89,2	G. Manolescu 1937	V. Manolescu Elveția
V	Granodiorit (rocă principală a masivului)	cuarț, feldspat potasic plagioclaș zoizitizat și sericitizat, biotit cloritizat, apatit, zircon, minereu	idem borna 88,3	G. Manolescu 1937	V. Manolescu Elveția
29 B	Granodiorit		M. Vulcan	D. I. Bujor	



TABELUL 19

Analize chimice din rocile granitoidelor din regiune (Reci, Șușita-Sadu, Tismana)

Numărul probei	Zona	Oxizi	Dyke-ul Reci*						Granitoidul Șușita Sadu*			Granitoid Șușita analize G. Manolescu 1937			Granit Tismana													
			(287)		(234)		(267)		(256a)		(253)		(156)		(117)		14L		I		II		III		V		29B	
			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	10	11	11	12	13	12	13	11	12	13	14	11	12	13	14	
1	SiO ₂	82,91	77,03	74,18	72,68	69,29	73,96	71,63	68,62	74,23	73,30	71,34	66,09	75,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
2	Al ₂ O ₃	6,56	14,09	13,84	13,92	15,05	14,34	15,25	16,52	14,11	15,41	14,24	14,95	12,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
3	Fe ₂ O ₃	1,35	1,74	0,74	3,85	1,62	0,85	0,79	3,11	1,09	0,91	2,18	3,65	1,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
4	Mn ₃ O ₄	0,14	0,03	0,04	0,04	0,04	0,11	0,04	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
5	MgO	1,31	0,64	1,02	1,19	0,92	1,58	0,99	0,73	0,43	0,33	0,18	1,39	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
6	CaO	0,46	0,76	0,41	1,08	1,24	0,70	0,90	0,95	0,90	1,31	1,21	4,10	1,41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
7	Na ₂ O	3,04	2,06	2,33	1,45	2,83	3,90	4,04	2,66	3,63	4,44	3,82	3,07	2,71	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
8	K ₂ O	1,64	1,17	5,73	2,92	5,92	2,84	2,94	3,72	4,70	2,98	4,30	3,47	3,75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
9	H ₂ O _{105°C}	—	0,06	0,04	—	0,07	0,06	0,10	—H ₂ O	+0,52	0,49	1,83	2,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
10	H ₂ O _{200°C}	0,21	0,15	0,10	0,24	0,16	0,03	0,17	0,15H ₂ O	—	—	0,05	0,12	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
11	P.C.	1,05	1,59	0,38	1,61	1,13	0,81	1,29	1,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
TOTAL		98,67	99,32	98,81	98,98	98,27	99,18	98,14	98,02	99,61	99,17	99,15	98,86	99,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Rez.		92,02	96,38	97,64	90,37	96,49	97,42	96,01	94,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			

*9B — Analiză D. I. Buitor, 1913

* Analist M. Munteanu



TABEUL 20

Granitoide din regiunea Sadu-Jiu. *Parametri Niagăi*

Numărul analizei	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz	Observații	
										9	10
Dyke-ul Reci											
(287)	730	33,8	27	4,2	35	0,26	0,61	0,15	494	Analist	
(234)	542	58,5	16,2	5,9	19,5	0,30	0,42	0,36	364	chim. M. Munteanu	
(267)	449	49,1	12,8	2,5	35,6	0,62	0,70	0,20	306	chim. M. Munteanu	
(256a)	420	47,1	27,2	6,9	18,7	0,57	0,38	0,25	245	chim. M. Munteanu	
(253)	360	45,8	13,5	6,9	33,8	0,53	0,50	0,50	125	chim. M. Munteanu	
Granitoid de Șușita – Sadu											
(156)	415	47,1	17,5	4,2	31,2	0,32	0,85	0,27	191	Prelevări în Valea Sadului	
(117)	402	50,3	11,8	5,4	32,5	0,32	0,70	0,17	172		
14 L	357	50,6	18,2	5,3	25,9	0,48	0,31	0,29	153		
Granitoid de Șușita											
I	435	48,5	8	5,5	38	0,30	0,40	0,68	183	Analize G. Manolescu	
II	413	51	6,5	7,5	35	0,48	0,42	1,15	172		
III	404	47	10,5	7	35,5	0,43	0,13	0,66	162		
V	286	38	21	19	22	0,42	0,41	0,91	98		
Valori extreme	277 – 404	30 – 47	14 – 32	2 – 20	15 – 44	0,08 – 0,44	0,21 – 1	–	9 – 199	Comunicate de prof. L. Pavilescu și D. Mercus, 1967	
29 B	485	47	11,2	9,6	32,2	0,48	0,19	0,86	256	Analiză D. I. Bujor, 1913	
Valori extreme	254 – 258	39	18 – 26	8 – 14	27 – 29	0,56 – 0,64	0,31 – 0,51	–	46 – 52	Comunicate de prof. L. Pavilescu și D. Mercus, 1967	
Valori extreme	286 – 412	39 – 47	5 – 29	5 – 15	26 – 42	0,32 – 0,50	0,14 – 0,48	–	82 – 134	Comunicate de prof. L. Pavilescu și D. Mercus, 1967	



Diagrama alcalinității Niggli (alk—al). Diagrama alcalinității Niggli din figura 12 în care au fost înscriși parametri analizelor efectuate arată că, din punct de vedere al alcalinității, în mod preponderent ei se găsesc în cîmpul rocilor alcaline și pe limita cu domeniul rocilor intermediare.

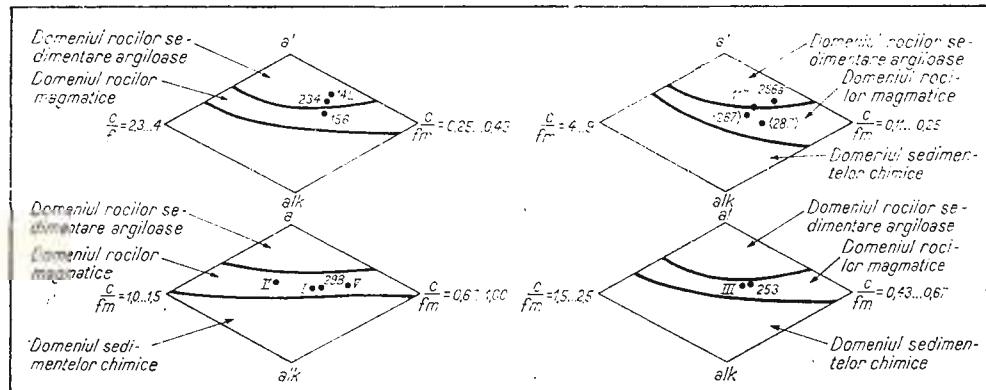


Fig. 11. — Proiecția parametrilor al , alk din analizele chimice ale granitoidului de Șușița-Sadu și dyke-urile de Reci în diagramele Niggli.

Projection of al , alk parameters from the chemical analyses of the Șușița-Sadu granitoid and the Reci dykes to the Niggli diagram.

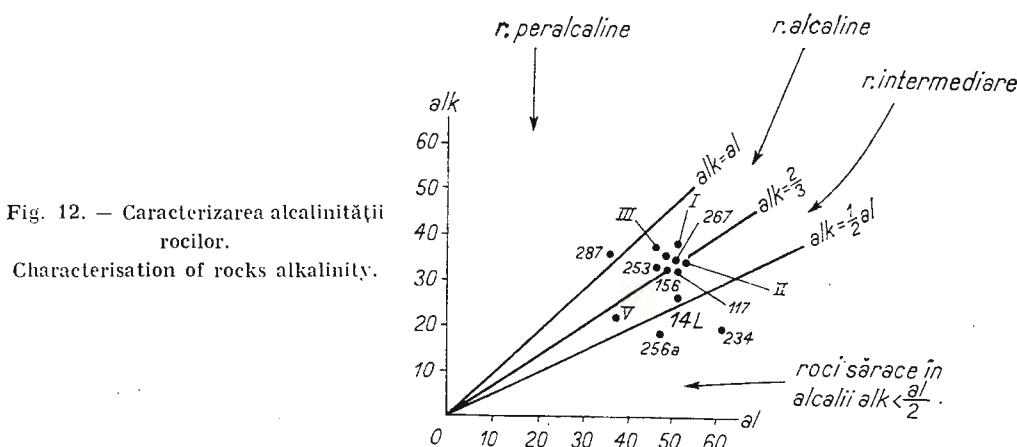


Fig. 12. — Caracterizarea alcalinității rocilor.

Characterisation of rocks alkalinity.

Două din probele dyke-urilor de Reci, (234), (256a), sunt sărace în alcalii, din contră, (287) din același masiv este peralcalină.

Rocile granitoidului de Șușița-Sadu, prelevate de autor în valea Sadului se înscriu în grupa rocilor intermediare (ca și proba V considerată ca rocă principală a masivului de G. M a n o l e s c u) precum și pe limita cu rocile alcaline.

Excesul de alcalii în unele probe analizate aparținând dyke-urilor de Reci și granitoidului de Șușița, nu poate fi explicat decât printr-un aport de material din adâncime, probabil chiar din manta, sub scoarță.

Diagrama Niggli fm—al. Caracterizarea rocilor din punct de vedere al participării mineralelor femice și aluminoase rezultă din proiecția în

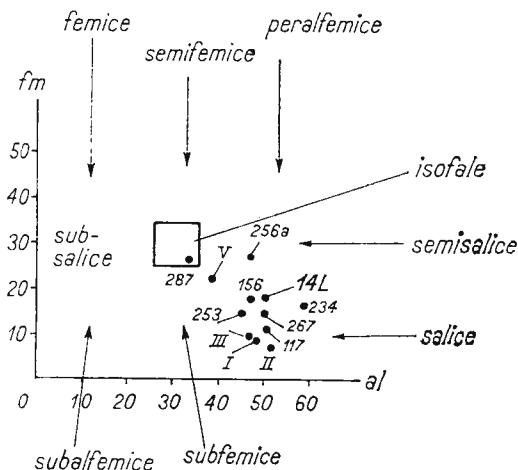


Fig. 13. — Caracterul rocilor în comparație cu compoziția rocilor izofale.
Character of rocks in comparison with the composition of isophalic rocks.

Fig. 14. — Diagrama Q,L,M. Proiecția analizelor chimice.
Q,L,M diagram. Projection of chemical analyses.

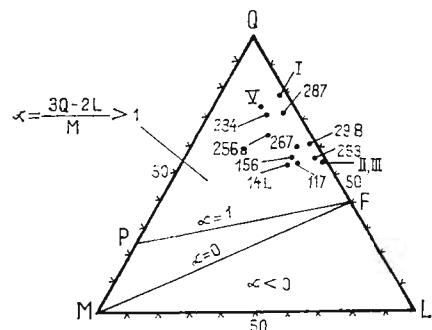


diagrama *fm—al* (fig. 13) unde majoritatea punctelor se grupează în zona rocilor salice și în parte semisalice. Numai proba (287) din dyke-ul de Reci se încadrează în domeniul rocilor izofale.

Diagrama Q—L—M. Conținutul rocilor în principalele minerale, quart, feldspat și feromagneziene se remarcă din diagrama *Q—L—M* (fig. 14).

Rocile analizate se caracterizează prin a fi calco-alcaline, suprasaturate în quart și relativ abundente în feldspați. Ele se proiectează aproape de latura *Q—L*, deasupra punctului *F* și a valorii 50% quart.

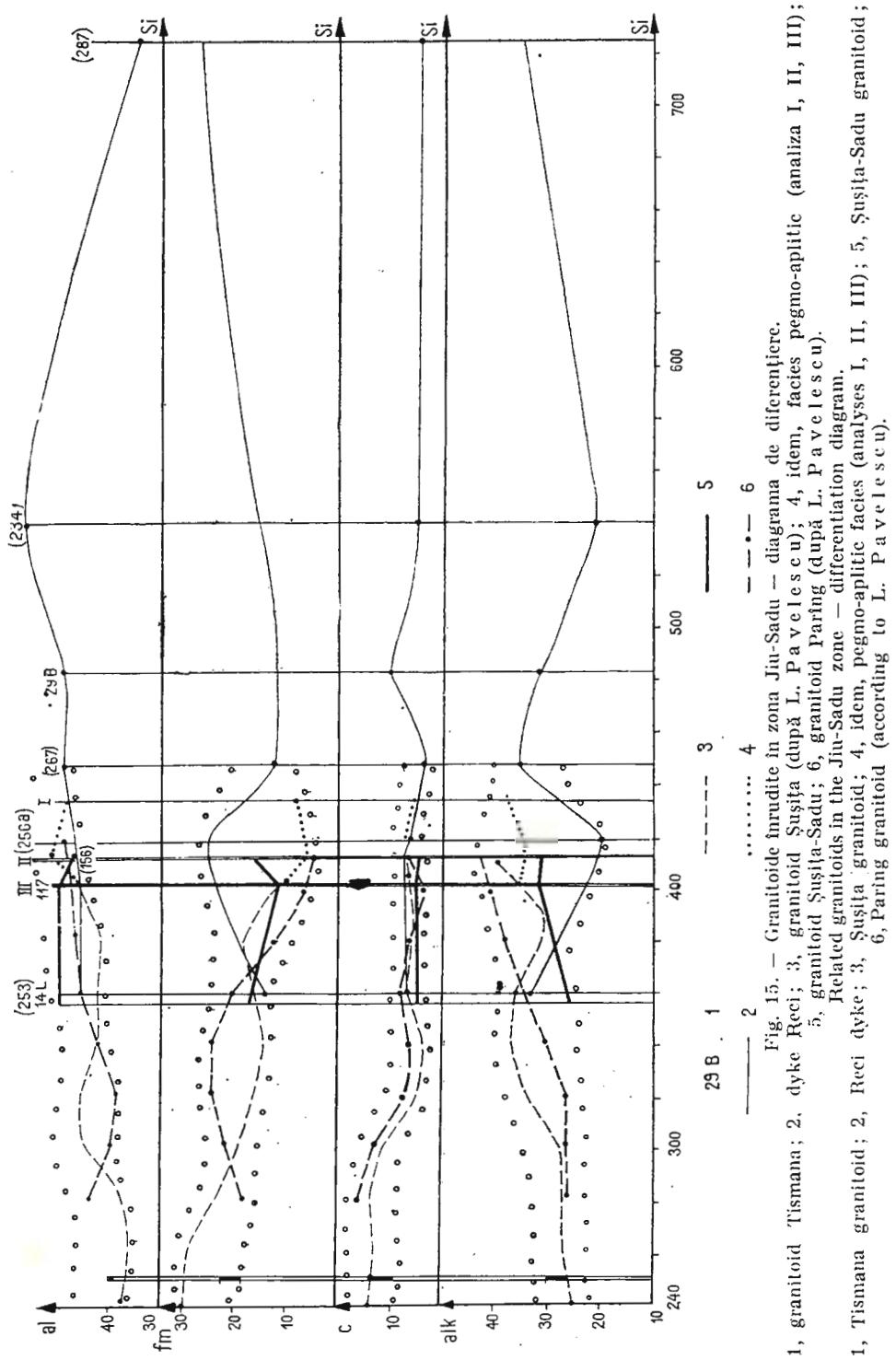


Fig. 15. — Granitoide înrudite în zona Jiu-Sadu — diagramă de diferențiere.
 1, granitoid Tismana; 2, dyke Reci; 3, granitoid Susița (după L. Pavelescu); 4, idem, facies pegmo-applitic (analiza I, II, III);
 5, granitoid Susița-Sadu; 6, granitoid Paring (după L. Pavelescu).
 Related granitoids in the Jiu-Sadu zone — differentiation diagram.
 1, Tismana granitoid; 2, Reci dyke; 3, Susița granitoid; 4, idem, pegmo-applitic facies (analyses I, II, III); 5, Susița-Sadu granitoid;
 6, Paring granitoid (according to L. Pavelescu).

TABELUL 21

Parametri Zavarifii

Nr.	Proba	Denumirea rocii	Parametri								Observații	
			s	a	c	\bar{c}	b	f'	m'	c'	a'	
1	(287)	Granognais sericitizat cu actinot	87,8	8,1	-	0,3	3,8	33,3	53,3	13,3	-	71,2 Suprasaturat în alcalii
2	(234)	Pegmatit granitic	81,0	5,8	0,9	-	12,3	11,3	8,3	-	80,4	71,8 Suprasaturat în aluminiă
3	(267)	Pegmatit granitic	80,5	12,8	0,5	-	6,2	11,5	26,0	-	62,5	37,8 Suprasaturat în aluminiă
4	(256a)	Aplit granitic sericitizat	78,6	7,0	1,3	-	13,1	23,7	14,9	-	61,4	42,6 Suprasaturat în aluminiă
5	(253)	Pegmatit granitic	78,6	14,7	1,5	-	5,2	25,9	29,9	-	44,2	41,7 Suprasaturat în aluminiă
6	(156)	Granodiorit slab laminat	79,4	12,0	0,8	-	7,8	10,7	39,1	-	56,2	67,7 Suprasaturat în aluminiă
7	(117)	Granognais granodioritic sericitizat	79,0	12,7	1,1	-	7,2	10,0	22,7	-	67,3	67,7 Suprasaturat în aluminiă
8	14 L	Epidiorit quartifer cloritizat	75,8	11,0	1,1	-	12,1	22,0	9,9	-	68,1	51,8 Suprasaturat în aluminiă
9	I	Aplit	81,4	14,3	1,0	-	3,3	27,6	21,6	-	50,8	54,1 Suprasaturat în aluminiă
10	II	Micropegmatit granitic	80,3	13,7	1,5	-	4,5	17,6	11,8	-	70,6	69,2 Suprasaturat în aluminiă
11	III	Aplit granitic	77,7	14,0	1,4	-	6,9	26,7	52,4	-	20,9	57,0 Suprasaturat în aluminiă
12	V	Granodiorit	74,2	11,7	4,1	-	10,0	30,9	60,4	8,7	-	57,5 Suprasaturat în aluminiă
13	29 B	Injectie aplitică în granitul de Tismana	83,5	11,1	1,7	-	3,7	42,9	10,7	-	46,4	52,4 Suprasaturat în aluminiă



Tipurile magmatice. Comparația parametrilor Niggli cu principalele tipuri magmatice după același autor, arată conform analizelor următoarea participare în alcătuirea corpului plutonului de Șușita în valea Sadului : (156) — magma granodioritică, salică, intermediară ; (117) magma rapakiwitică salică, acidă, intermediară ; (14 L) magma leuco-cuarț-dioritică, salică, acidă, intermediară.

Aceste tipuri magmatice corespund cu cele constatate de Manolescu (1937) în granitoidul de Șușita. În adevar, analiza (117) pe o probă prelevată din zona marginală a masivului, se asemănă cu tipul rapakiwitic determinat în granite milonitizate de G. Manolescu. Tipul magmatic indicat de analiza (156) pe o probă prelevată mai în interiorul masivului este identic cu magma granodioritică din analiza V, considerată de G. Manolescu ca tipul cel mai dezvoltat în regiune. Analiza 14 L corespunde și ea la tipurile cuarț-dioritice „mai bazice” determinate de același autor.

Diagrama de diferențiere. Parametri Niggli au permis întocmirea diagramei multiple de diferențiere din figura 15. În diagramă sunt figurați parametri granitoidelor din regiune : Șușita în facies aplit-pegmatitic și granodioritic, Șușita-Sadu, Tismana în facies aplit-pegmatitic și Parîng. Din corelarea diagramelor rezultă o valoare mai ridicată a parametrului și pentru dyke-urile de Reci. Se remarcă astfel că separația aplit-pegmatitică din granitul de Tismana (analiza 29 B) se încadrează perfect în diagrama de diferențiere a dyke-ului de Reci. Diagrama privind dyke-ul Reci poate constitui astfel, pentru zona cu și mai mare de 440, prelungirea diagramei pentru faciesul aplit-pegmatitic din granitoidul de Șușita. Se constată totodată o remarcabilă similitudine între diagramele granitoidelor Parîng și Șușita. Unificând aceste trei diagrame se obține o fișie care continuată cu injectiile aplitice din Șușita, Tismana și dyke-urile pegmatitice de Reci, constituie o largă diagramă de diferențiere de la faciesurile mai puțin acide tonalitice, la cele foarte acide aplit-pegmatitice, ale unui bazin magmatic comun de origine litogenă. Acest bazin este surprins astfel în diverse faze de activitate de la magmatismul sincinematic manifestat prin granitoidul de Parîng, la cel paulo-postcinematic reprezentat prin granitoidul de Șușita-Sadu, la cel tardecinematic constituit de granitoidul de Tismana și pînă la ultimile manifestări hipoabisale ale dyke-urilor de Reci.

Diagrama Zavaritski. Analizele efectuate au permis calcularea parametrilor după metoda Zavaritski, după cum sunt indicați în tabelul 21. Proiecția lor vectorială s-a operat în diagrama din figura 16.

Comparația vectorilor proiectați cu tipurile de roci stabilite de Dally evidențiază că rocile dyke-urilor de Reci fac parte în marea majoritate din grupa granitelor și liparitelor. Două analize fac notă distinctă, (256 a) ce se apropie de tonalite, iar (234) care iese complet în afara proiecțiilor tip.

Analizele rocilor granitoidului de Șușita-Sadu se grupează în apropierea granitelor, iar una din probe, 141, corespunde dioritelor cuarțifere, asemănător tipului magmatic după Niggli și compozitiei mineralogice.

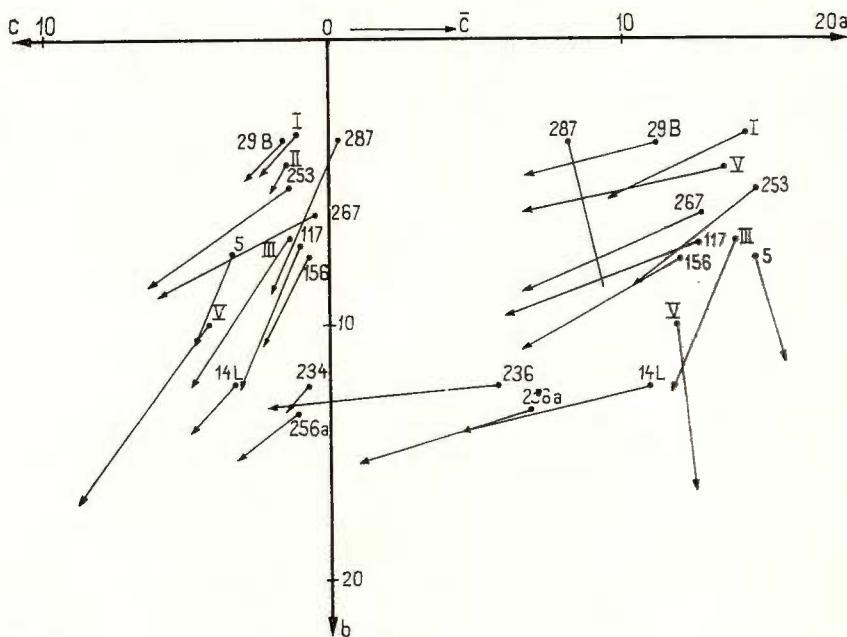


Fig. 16. — Diagrama Zavaritski. Reprezentarea chimismului rocilor din granitoidul de Șușita-Sadu și dyke-urile de Reci.

Zavaritski diagram. Representation of the rocks chemism pertaining to the Șușita-Sadu granitoid and the Reci dykes.

TABELUL 22
Norma C.I.P.W.

Nr. crt.	Proba	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>pl</i>	<i>or</i>	<i>c</i>	<i>pi</i>	<i>a</i>
1	(287)	25,0	2,0	27,0	8,5	—	6,6	57,9
2	(234)	—	—	20,2	6,5	4,9	5,2	63,2
3	(267)	—	—	21,5	32,3	2,0	4,6	39,6
4	(256a)	—	—	17,5	16,6	4,2	10,4	51,3
5	(253)	—	—	30,7	34,2	1,2	5,8	28,1
6	(156)	—	—	24,1	17,4	2,2	6,0	50,3
7	(117)	—	—	34,2	16,2	2,5	4,6	42,5
8	14 L	—	—	28,2	21,9	4,2	7,9	37,8
9	I	—	—	35,3	26,4	0,9	2,4	35,0
10	II	—	—	44,2	16,9	1,6	1,9	35,4
11	III	—	—	37,7	24,3	0,2	9,1	28,7
12	V	20,4	12,3	32,7	15,1	—	12,9	39,3
13	(29 B)	—	—	29,7	21,1	0,9	3,9	44,4

Injectiile aplit-pegmatitice analizate de M a n o l e s c u (1937) corespund granitelor precambriene, alaskitelor și monzonitelor cuarțifere. Tipul preponderent de rocă granodioritică se asemănă andezitelor, deci tot o magmă granodioritică.

Toate rocile rezultă ca suprasaturate în alumina, iar proba (287) suprasaturată în alcalii ca și în clasificarea Niggli.

Norma C.I.P.W. După metoda C.I.P.W. s-a determinat în tabelul 22 compoziția normată. Ea reflectă prezența de roci suprasaturate bogate în feldspați. Conținutul în minerale femice (piroxen) este în general redus cu excepția analizelor (256a), III și V care corespund, prima, unor roci provenite din asimilări din zonele înconjurătoare cristalofiliene, următoarea, unor filoane aplitice din interiorul masivului Șușița, iar ultima granodioritului tipic de Șușița.

Analiza virtuală confirmă existența exclusivă de minerale saturate, tipul de minerale determinate și în analiza modală.

Se remarcă și în acest caz, prezența unor varietăți de roci foarte alcaline, cum este proba (287) din dyke-ul de Reci.

Celula Barth și bilanțul ionic. În urma calculului celulei Barth (anioni și cationi) conform tabelului 23 a fost posibil să se reconstituiască bilanțul ionic în granitoidele înrudite după cum este indicat în tabelul 24. Ca analiză de bază a fost aleasă analiza V a lui M a n o l e s c u (1937), ca fiind reprezentativă pentru granodioritele din partea centrală a masivului.

Se remarcă în acest tabel surplusul de cationi de K în analiza de bază (V) față de analizele prelevate din valea Sadului (zona marginală), dar în minus față de dioritul cuarțifer; de asemenea, este în plus față de o bună parte din probele din masivul Reci. Sodiul în schimb, are valori negative în proba V, față de analizele din restul granitoidului de Șușița, marcând probabil o albitizare și valori pozitive față de rocile dyke-ului de Reci. Ca, Mg, Fe, Al, descresc ca valoare în probele marginale față de cea centrală (cu rare excepții), ceea ce ar părea să arate că asimilarea s-a produs în toată masa granitoidului. Siliciul singur este în deficit în proba de bază față de toate celelalte, indicând poate un proces de silicifiere pericentral.

e) Originea granitoidului de Șușița-Sadu

Compoziția mineralologică, caracterul teconic și chimismul rocilor analizate, ne permit a trage unele concluzii asupra originii granitoidului de Șușița în valea Sadului. Ele se referă la originea magmatică a plutonului. Ea rezultă în primul rînd din compoziția mineralologică și asociațiile de minerale caracteristice rocilor magmatice de adâncime și mai ales a modului său de variație. Studiile petrografice ne-au permis să separăm patru tipuri de roci, granodiorite și tonalite ca tipuri principale și subordonat, granite și diorite. Tipurile mai bazice (diorite) sunt mai frecvente spre zona marginală a masivului, iar cele mai acide,

TABELUL 23
Celula Barth

Nr. crt.	Proba	K	Na	Ca	Mg	Cationi + anioni (celula)					OH
						Fe	Al	Si	Suma cationi	O	
1	287	1,76	5,07	0,41	1,65	1,16	7,45	71,45	88,95	158,71	1,29
2	234	1,34	3,41	0,72	0,83	1,28	16,05	66,29	89,92	158,94	1,06
3	267	6,44	3,90	0,37	1,31	0,66	16,02	65,15	93,85	159,32	0,68
4	256a	3,28	2,42	1,05	1,58	2,90	16,13	63,76	91,12	158,35	1,65
5	253	6,75	4,83	1,18	1,23	2,59	17,74	61,93	96,25	158,29	1,71
6	156	3,13	6,57	0,68	2,03	0,77	16,44	64,29	93,91	159,78	0,22
7	117	3,29	6,90	0,85	1,32	0,59	17,77	63,31	94,03	158,17	1,83
8	14 L	4,35	4,69	0,93	0,98	1,63	19,84	62,24	94,66	158,25	1,75
9	I	3,06	6,41	0,85	0,58	0,83	16,34	65,05	92,92	156,67	3,33
10	II	3,67	8,28	1,33	0,46	0,78	6,52	70,19	91,23	156,87	3,13
11	III	9,11	6,73	1,19	3,07	1,78	5,79	65,93	93,10	148,67	11,33
12	V	3,85	5,20	3,79	4,68	2,69	17,21	57,28	94,70	147,88	12,12
13	29 B	4,20	4,53	1,32	0,32	1,43	14,48	66,48	92,76	159,30	0,70

TABELUL 24
Bilanțul ionic

Nr. crt.	Proba	Cationi + anioni					O	(OH)	Observații	
		K	Na	Ca	Mg	Fe				
1	287	3,85	5,20	3,79	4,68	2,69	17,21	57,28	94,70	147,88
2	234	2,09	0,13	3,38	3,03	1,53	9,76	-14,17	5,75	-10,83
3	267	2,51	1,79	3,07	3,85	1,41	1,16	-9,01	4,78	-11,06
4	256a	-2,59	1,30	3,42	3,37	2,03	1,19	-7,87	0,70	-12,44
5	253	0,57	2,78	2,74	3,10	-0,21	1,08	-6,48	3,58	-10,47
6	156	-2,90	0,37	2,61	3,45	0,10	-0,53	-4,67	-1,55	-10,41
7	117	0,72	-1,37	3,11	2,65	1,92	0,77	-7,01	1,79	-11,90
8	14 L	-0,56	-1,70	2,94	3,36	2,10	-0,56	-6,63	0,67	-10,29
9	I	-0,50	0,51	2,86	3,70	1,06	-2,63	-4,96	0,04	-10,37
10	II	0,79	-1,01	2,94	4,10	1,86	-0,87	-7,77	1,78	-8,79
11	III	0,18	-3,08	2,46	4,22	1,91	10,69	-12,91	3,47	-8,99
12	29 B	-5,26	-1,53	2,60	1,61	0,91	11,42	-8,65	1,10	-0,79
		-0,35	0,67	2,47	4,36	1,26	2,73	-9,20	1,94	-11,42



către părțile mai interne. În cuprinsul domeniului unui tip petrografic s-a putut identifica o apreciabilă uniformitate a compoziției mineralogice.

O astfel de distribuție a compoziției mineralogice și a tipurilor petrografice ar fi dificil de presupus în cazul unor granitoide metasomatice.

Structura tectonică a masivului pledează de asemenea pentru originea magmatică. Am arătat la cap. II B1c că raportul granitoidului cu seria cristalină din nord are loc după o suprafață tectonică importantă, de-a lungul căreia seria de Lainici-Păiuș se găsește într-o poziție superioară. Această falie se orientează subparalel față de principalele linii tectonice din regiune, axa granitoidelor înrudite, falia Păiuș-Polatiștea cu care se anastomozează spre NW și falia Jiețului din nordul unității tectonice a Paringului. Ea taie sub un unghi foarte ascuțit direcția foliației și are o cădere mai mare decât inclinarea acesteia.

Corpul magmatic este afectat de o serie de fali transversale de tensiune, tipice marilor mase plutonice. Din acestea, două au fost puse în evidență în regiunea cercetată și altele sunt semnalate în partea de NW.

În limitele masivului au fost evidențiate prezența a trei faciesuri structurale, masiv spre interior și gnaisic și šistos către părțile marginale. Ele au o origine primară, determinate de starea de eforturi tectonice existente la punerea în loc a granitoidului. Ultimele două faciesuri se găsesc și în interiorul masivului, dar cu frecvență mai redusă și ele reflectă etapele succesive de punere în loc a corpului magmatic.

O astfel de structură tectonică este incompatibilă cu o formare pe cale metasomatică.

Corneenele din aureola contactului termic al seriei cristaline cu granitoidul se dătoresc tot prezenței masei magmatice în apropiere. Zonele de corneene šistoase (biotit și granat) sunt tipice pentru temperaturi crescute către zona de contact.

Compoziția chimică a rocilor analizate, corespunde și ea în cea mai mare parte, după toate criteriile de clasificare, unor roci magmatice. O diagramă de diferențiere extinsă poate cuprinde diversele faze de diferențiere magmatică a granitoidelor înrudite din regiune (Părîng, Şușita, Tismana, Reci).

Prezența în seria de Lainici-Păiuș a unor filoane de pegmatite și aplite și a unor filoane strat de compoziție asemănătoare granitoidului aproape de contactul cu acesta, este legată de manifestările magmatice, înainte, în timpul și după punerea în loc a corpului magmatic.

Natura materialului magmatic este litogenă, rezultată prin regenerarea și topirea fundamentului cristalin din păturile mai profunde ale scoarței. Dovadă în acest sens sunt intercalăriile de micașisturi din seria de Lainici-Păiuș strins legate de zonele tectonice šistoase, de asemenea compoziția chimică care se înțelegează uneori prezența de roci sedimentare. Un anumit exces în alcalii în unele zone se dătoarează probabil unui aport din zone mai adânci decât scoarța. Compoziția petrografică mai bazică spre extremitățile masivului este datorată în parte și unei asimilări mai puternice din rocile înconjurătoare.

Așa cum apare în regiunea cercetată, corpul granitoidic de Șușița-Sadu se încadrează în parte în categoria a 3-a a seriei granitice a lui R e a d (1957), în care „mobilizarea mecanică s-a produs și mase importante de material parțial lichid săt compprime și deplasate spre suprafață, lăind naștere batholite cu contacte transversale”.

După T u t t 1 e, granitoidul de Șușița-Sadu se încadrează în categoria a II-a subsolvus, granitoide normale cu 2 feldspați de temperatură medie și scăzută.

Temperatura de formare a masivului se poate aprecia după compoziția mineralologică și reacția de contact cu șisturile cristaline de Lainici-Păiuș. Înțînd seama de experiențele lui Y o d e r (1957) asupra sistemului $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$, de compoziția plagioclazului precum și de faptul că felspatul potasic include uneori plagioclazul format mai înainte, rezultă că magma granodioritică a avut o temperatură cu puțin peste 700°C și sub 750°C . Această temperatură concordă cu formarea aureolei de contact termic în șisturile cristaline adiacente ce a condus la apariția corneenelor și stoase cu granat și biotit.

După consolidare și simultan cu aceasta, au avut loc fenomene autometamorfozante din circulația fluidelor magmatice ce au condus la sericitizarea plagioclazului, microclinizarea sa parțială, urmată de o albitezare foarte accentuată, cloritizare a biotitului și hornblendei sau actinotizarea ultimei.

2. COMPLEXUL DE RECI

Sub această denumire înțelegem complexul de roci eruptive și metamorfice situat în masivul Reci la limita nordică a seriei de Lainici-Păiuș, cuprinsând dyke-uri de pegmatite granitoidice, aplite, microgranite, migmatite și intercalații de șisturi cristaline din complexul superior al seriei de Lainici-Păiuș.

Masivul Reci se găsește la partea nordică a regiunii cercetate, sub vîrful Mindra din munții Parângului. El prezintă forma unui trunchi de piramidă cu baza mică la cota 1456 m, care se ridică brusc deasupra coamelor Alunului, Paltinului, Vătuiului și Cănelii, situate în partea sa de sud și est. Valea Polatiștei îl desparte spre nord de masivele calcaroase Sapa și Gropul.

La poalele masivului își găsesc izvoarele afluenți ai Jiului și Sadului : Polatiștea, Chitiu, Alunul, Cănelii, Vătuiului, etc.

Masivul este în bună parte acoperit de depozite subțiri deluviale. În părțile S, W și E s-au format aglomerări de grohotișuri constituite din cuarțuri hidrotermale, pegmatite, aplite, cuarțite, etc. Aflorimentele abundă în special pe fața S și SE, spre pîriul Cănelii.

Studii privind geologia și caracterul petrografic al acestui masiv au întreprins anterior P a l i u c (1937) însoțite de o hartă scara 1:64.000, M a r i a P a v e l e s c u în 1965 și D r a g o m i r și A r s e n e s c u în 1965–1966, în cadrul unor studii interne ale fostului Comitet Geologic, G e o r g e s c u (1969).

Unele din aceste studii au stat la baza întocmirii hărții geologice la scara 1:200.000 -- foia Tg. Jiu, elaborată de Institutul Geologic, în care este cuprins masivul Reci.



Din lucrarea publicată de Paliu c., rezultă că în această regiune se găsește un corp granitic alcătuit dintr-o rocă fin granulară compactă, cu textura masivă și structura porfirică. În compoziția sa intră: ortoza (10–35 %), plagioclaz albitic sericitat cu 0–5 % An (10–70 %), cuarț (20–60 %), muscovit-sericit (5–15 %). Roca este lipsită total de microclin și minerale melanocrate. Autorul menționează prezența a numeroase filoane de cuarț hidrotermal și a unor anclave de calcare cristaline. Aceste caractere îl deosebesc de granitele de tip Paring, fiind socratit un facies local mai alcalin și de adâncime mai mică. Cantitatea mare a micelor albe și a maclelor la plagioclaz, demonstrează după autor bogăția magmei în compuși pneumatolitici. Vîrsta este considerată mai nouă decât rocile amfibolice ce le traversează și mai veche decât calcarele de Sapa din apropiere.

a) Geologia masivului Reci

Cercetările autorului beneficiind de o bază topografică la scară 1 :10.000, au permis să se precizeze mai în detaliu unele aspecte privind structura și raporturile acestui complex petrografic cu seriile de roci înconjurătoare. Ele au pus în evidență existența a două dyke-uri subparalele de o compoziție pegmatit-aplitică intruse în seria de Lainici-Păiuș la bordura ei nordică de-a lungul unor importante falii. Dyke-urile sunt legate direct de falia Păiuș-Polatiștea ce desparte cele două serii cristaline ale autohtonului danubian, seria de Lainici-Păiuș în sud și seria de Drăgșan în nord și care a favorizat ascensiunea materialului eruptiv la suprafață.

De seria de Lainici-Păiuș îl desparte spre sud o importantă suprafață rupturală legată de falia principală având cădere spre nord.

Orientarea E–W a dyke-urilor, paralel cu falia Păiuș-Polatiștea și în care au pătruns numeroase ramificații, presupune că ele au umplut un vechi traseu al faliei și că după punerea în loc, falia activându-se, și-a tăiat o nouă poziție tangențială. Către est se produce o laminare a dyke-ului în această falie. Spre vest are loc o efilare ce continuă dincolo de pîrul Chițu din apropiere. Astfel lungimea dyke-urilor a fost cercetată pe circa 3 km. Grosimea lor în sectoarele cele mai bine dezvoltate oscilează între 80 și 360 m.

Simultan cu punerea în loc a dyke-urilor s-a produs o injectare cu material cuarțo-feldspatic a rocilor înconjurătoare după planele de șistozitate, formind numeroase silluri și procese de migmatizare în șisturile seriei de Lainici-Păiuș și metaamfibolitele de Drăgșan.

Numeroase filoane de aplite și pegmatite, microgranite, străbat concordant și uneori discordant aceste șisturi.

Spre nord, în complexul ortoamfibolitelor de Drăgșan, cît și spre est în prelungirea dyke-urilor, se observă de asemenea numeroase filoane de pegmatite și migmatite slab laminate.

În interiorul și uneori la limitele dyke-ului sudic se poate remarcă prezența unor intercalații de calcare cristaline și șisturi grafitoase, precum și a unor filoane de cuarț. Numeroase falii vin să complice această imagine schematic sugerată. Ansamblul acestor roci, variat din punct de vedere petrografic, al compoziției mineralogice și al structurii, alcătuiesc un

complex petrografic bine individualizat față de celelalte serii de roci din regiune și denumit în această lucrare „Complexul de Reci” (Georgeescu, 1969).

b) Aspecte faciale în complexul de Reci

Cercetarea pe teren cît și studiile microscopice au pus în evidență prezența a trei faciesuri distințe, care caracterizează principalele tipuri de roci din acest complex și anume : faciesul masiv pegmatoid, faciesul masiv microgrăunțos marginal sau aplitic, faciesul gnaisic-șistos.

Faciesul masiv pegmatoid, se caracterizează prin prezența structurilor pegmatoide, fanerocristaline și a texturilor masive în rocile dyke-urilor de Reci. Texturi slab orientate pot fi uneori întinse, mai ales în zonele afectate de mișcări tectonice. Structura de afloriment (prezentare în afloamente) se remarcă prin existența de bancuri groase pînă la cîțiva metri, despărțite de intercalații subțiri de cuarțite-micacee cu amfiboli, gnaisice micacee cu amfiboli.

Acest facies reprezintă rocile formate în prezența unor tensiuni ridicate a vaporilor de apă și gaze, rezultat prin creșterea de minerale megaporfirice. El ocupă mai ales partea centrală a dyke-ului sudic, fiind întîlnit în zona izvoarelor pîriului Alunu, pe fața de sud și sud-est a masivului Reci, la izvoarele Vătuiului, apoi sporadic spre est pînă în valea Vătușelului. În dyke-ul nordic, acest facies s-a putut constata aproape de izvoarele pîriului Polatiștea, în valea Reciu I, iar remaniat în bolovani și blocuri în valea Reciu II și în brecia faliei Păiuș-Polatiștea.

Faciesul masiv microgrăunțos (marginal sau aplitic) se evidențiază în dyke-urile de Reci prin prezența structurilor micro-grăunțoase, echigranulare, zaharoide de tip aplitic. Texturile sunt în general masive, slab orientate sau orientate. Structura de afloriment se prezintă în plăci și bancuri fisurate, cu grosimi mai mici decît în cazul faciesului pegmatoidic și cu intercalații mai frecvente de șisturi. Acest facies se dezvoltă în special pe zonele marginale ale dyke-urilor, reprezentând un facies de temperatură mai scăzută, cu o răcire rapidă a materialului magmatic.

Prezența faciesului aplitic-marginal se observă în zona vîrfului Reci pe flancul nord-estic și cel sudic, pe culmea de legătură cu coama Jarul Prislopelor, în valea Reciu II.

Faciesul gnaisic șistos, are o dezvoltare importantă în complexul de Reci, cuprinzind rocile cu textura gnaisică sau șistoasă, provenind în cea mai mare parte din seria de Lainici-Păiuș și care au suferit uneori efectul migmatizării prin aport de material provenit din dyke-urile de Reci.

Structura sa de afloriment se deosebește de celelalte faciesuri prin prezența de plăci, placete și strate foioase, alternînd cu plăci subțiri. Acest facies ocupă spațiul cuprins între cele două dyke-uri (din nord și sud) și falia Păiuș-Polatiștea și apare uneori ca intercalații între rocile dyke-urilor.



c) Rocile complexului de Reci

Vom deosebi rocile complexului de Reci în cadrul faciesurilor masive (pegmatoid și microgrăunțos) și gnaisic șistos, care oferă și primele indicații cu caracter genetic. În acest subcapitol vor fi cuprinse și rocile carbonatate și filoanele de cuarț ce străbat complexul de Reci.

Rocile faciesului masiv (pegmatoid și microgrăunțos sau marginal) (pl. VII, fig. 2,3,4)

Acste roci caracterizează corpurile dyke-urilor de Reci și sunt reprezentate în faciesul pegmatoid de către pegmatite alcaline, potasice (granitice și granodioritice) iar în faciesul microgrăunțos (marginal), de aplite granitice și granodioritice, de microgranite. Ele au toate o textură masivă, dar diferă prin structura cristalină.

Compoziția mineralogică, asemănătoare în ce privește natura mineralelor, se deosebește ca proporții și aspecte micro-fiziografice. Indicăm în cele ce urmează cîteva caractere mai semnificative ale principalelor minerale (tab. 25).

TABELUL 25
Dyke-urile de Reci. Compoziția mineralologică

Minerale	Proportiile %	Dimensiunile (mm)	
		minimum	maximum
a) principale			
Cuarțul	18...53	0,018/0,018	> 2
Microclinul	2...41	0,144/0,108	> 2
Albitul	2...46	0,19 /0,108	> 2
Oligoclazul	4...43	0,1 /0,097	> 2
Actinotul	0... 6	0,014/0,01	0,47/0,09
Muscovitul	0... 6	0,057/0,036	0,95/0,46
b) secundare			
Sericitul	0... 9	0,036	0,198
Cloritul (pennin)	0... 3	0,076	0,19
c) accesorii			
biotit	0... 3	,076	0,34
hornblenda comună, epidotul, zoizitul, clinozoizitul, titanitul, ilmenitul, apatitul, zirconul, allanitul, calcitul, rutitul, turmalina, piritul, limonitul.			

Cuarțul se găsește de obicei fanerocristalin cu dimensiuni de peste 2 mm în pegmatite și submilimetric în aplite.

Contururile sunt neregulate, uneori dințate, mai ales la contactul cu feldspații. Alteori cuarțul este mărunt cristalizat, iar în formele cataclazate microcristalin. Cristalele au suferit evidente eforturi tectonice după formare, marcate de extincții ondulatorii, franjele Böhm și inter și intra cristaline. Cuarț secundar, hidrotermal, umple aceste fisuri formând uneori filofili microfiloiene.

În ce privește microclinul, valorile scăzute ale conținutului său corespund varietăților hidrotermale de pegmatite și aplite, valorile maxime unor varietăți rare de granite potasice, granitelor normale. Conturele cristalelor sunt de obicei xenomorfe. Mărimea uneori 2 mm în faciesurile pegmatitice. Macla în grătar apare frecvent, ca și for-



mele de concreștere pertitice și micropertitice. Macla Karlsbad apare rar. Uneori pot fi recunoscute structuri grafice și micrografice specifice pegmatitelor. Fenocristalele de microclin ca și cele de cuarț, prezintă adesea microfisuri umplute cu cuarț secundar.

Albitul. Valorile superioare ale conținutului de albit se referă la unele separații rare de pegmatite granitice sodice. Cristalele de albit se remarcă cu dimensiuni mai mari decât celelalte minerale, depășind frecvent 2 mm la pegmatite. Forma lor este adesea alungită. Cristalele sunt limpezi, uneori cu urme de clivaj caracteristic. Conținutul de An ajunge la 5–7%. Rar se poate observa albit cu incluziuni de clinzozoizit, provenit dintr-un termen mai bazic în urma albitizării. Tot rar se disting și cristale cu edificii antipertitice. Din contră, mai des se observă forme de schachbrettalbit indicând unor procese metasomaticice sodice.

Fenomene de albitezăre pot fi recunoscute pe seama oligoclazului sub formă de coroane limpezi precum și pertitizări a microclinului, după cum s-a arătat mai sus. Menționăm de asemenea că unele cristale de albit prezintă un luciu sticlos și lasă impresia unor produse de neo-formație. Ca aspect se asemănă cu adularul descris de Giușcă (1960) în regiunea Baia Mare.

Metasomatoza sodică în legătură cu dyke-urile de Reci, poate fi recunoscută însă și în rocile înconjурătoare, în șisturile cu porfiroblaste de albit, precum și în migmatitele seriei de Lainici-Păiuș.

Oligoclazul apare frecvent în fenocristale mari depășind 2 mm ca și albitul. Contururile sunt xenomorfice, iar uneori îmbracă parțial forme geometrice sau prezintă alungiri. Macla polisintetică cu benzi fine este foarte frecventă și permite determinarea unui conținut de 12–14% An (mai mari pentru tipurile granodioritice). Mineralele sunt tulburi, afectate de sericitizări de intensitate variabilă. Urmele cataclazei ce a afectat aceste roci în timpul și după formare, pot fi observate prin flexionarea maclelor și prezența microfisurilor.

Actinotul este amfibolul care, deși în cantități mici, se întâlnește mai frecvent decât hornblendă. Se observă sub forma de aciculi și snopi ușor colorați verzu, uneori slab pleocroici cu $C:ng=15^\circ$. Menționăm că șisturi cuarțitice micacee cu actinot se întâlnesc ca intercalații și la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș (complexul terigen-tufitogen).

Hornblendă comună verde se întâlnește rar mai ales în partea nordică apropiată de ortoamfibolitele de Drăgșan, remarcându-se la microscop cu cristale decolorate slab pleocroice, având $C:ng$ cuprins între 20° – 25° .

Muscovitul se distinge prin laniile izolate bine dezvoltate. Sericitul rezultă mai ales din transformarea plagioclazului. Asupra prezenței turmalinei vom reveni mai jos.

Structura pegmatitelor este holocristalină, xenomorfă, megaporfirică și grăunțoasă, iar a aplitelor, echigranulară, microgrăunțoasă, fin cristalină, mozaicată sau dințată. Textura masivă frecvent întâlnită, comportă uneori forme laminate slab orientate, mai ales în zonele ce au fost afectate de mișcări tectonice.

Rocile faciesului gnaisic-șistos

Am amintit la aspectele faciale că în alcătuirea acestui facies se cuprind rocile gnaisice și șistoase dintre cele două dyke-uri (din nord și sud), cele din imediata lor apropiere, precum și intercalațiile mai importante între rocile faciesului pegmatoid și aplitic. Cea mai mare parte dintre ele provin din rocile complexului terigen-tufitogen (de unde și frecvența amfibolilor) de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș sau au suferit efectul migmatizării în legătură cu dyke-urile de Reci.

Din aceste motive, nu vom semnala decât tipurile lor petrografice așa cum rezultă din studiile microscopice și unele elemente mai semnificative ale compozиției mineralogice.

În spațiul dintre cele două dyke-uri și la nord de ele se întâlnesc granognaise ± hornblendă și actinot, gnais arcoziene cu actinot, gnais micacee sericitizate, șisturi cuarțitice micacee ± turmalină.



cuarțito-sericitoase cu actinot, roci verzi tufitogene, sisturi cuarțito-epidotice, migmatite, etc.

Roci carbonatace și sisturi grafitoase intercalate în dyke-urile de Reci

Cercetările de teren au arătat că zona masivului Reci a fost supusă unor mișcări tectonice diverse având ca rezultat formarea unei rețele complexe de falii. De-a lungul unora din aceste falii, au fost întâlnite

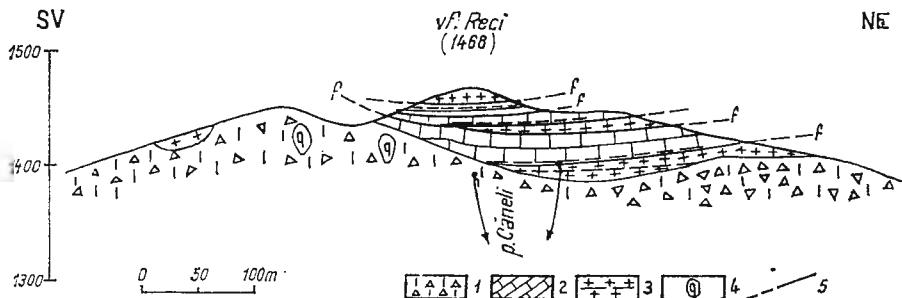


Fig. 17. — Virful Reci. Vedere pe fața de SE : 1, grohotiș ; 2, calcare cristaline cu sisturi grafitoase în bază ; 3, pegmatite granitice ; 4, filoane de cuarț ; 5, falii.
The Reci crown. View to SE : 1, detritus ; 2, crystalline limestones with graphitinous schists in the basis ; 3, granitic pegmatites ; 4, quartz veins ; 5, faults.

lame de calcare cristaline, de grosimi variabile (10—30m), de cele mai multe ori asociate cu filite-grafitoase în bază.

Din acestea cea mai importantă intercalație (20—30m) se găsește pe fața de SE a vîrfului Reci (fig. 17) la izvoarele pîrîului Cănelii, împănată în pegmatitele și aplitele dyke-ului sudic. Alte intercalații se pot întâlni pe o falie pe fața nordică a masivului, deasupra izvoarelor pîrîului Reciu I. Ele sunt constituite din calcare cristaline cu granulație măruntă, uneori cipolinice. Culoarea lor este cenușie, uneori cu dungi vineții grafitoase. Muscovitul și pirita sunt diseminat în masa rocii. Aceste caractere, deși diferite de cele ale calcarelor din masivul Sapa situat în apropiere (fin cristaline, cenușiu deschis, în plăci subțiri, puțin carstificate), nu sunt de natură a preciza proveniența lor.

Pentru a stabili originea acestor calcare, s-au efectuat pe opt probe [din care (486) calcar de Sapa iar restul calcar din complexul de Reci și partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș] analize colorimetrice și mineralogice, ale căror rezultate sunt indicate sintetic în tabelul 26.

Din acest tabel, proba (486), calcar de Sapa, se remarcă pe de o parte prin conținutul ridicat de calcit (94,8%) nefiind depășit decât de o singură probă, cît și prin cel mai scăzut procent de muscovit (0,3%). Analizele chimice efectuate de Paliuc (1937) asupra unor probe din calcare microcristaline de Sapa și Gîrbova, confirmă aceste date, conținutul în dolomită determinat fiind de 4,5% respectiv 2,95% din total greutate.

TABELUL 26

Roci carbonatale din complexul Reci, masivul Sapa, seria de Lainici-Păiuș.
Analize mineralogice și cromatice (în procente)

Nr. crt.	Nr. probă	Calcit	Dolom- it	Mus- covit	Cuart	Miner. opace	Amfiboli	Poziția
1	(248)	75,2	22,1	1,4	0,2	0,3	—	virful Reci față N
2	(375)	87,8	6,8	1,7	1,7	1,2	0,8	confluența piriului Reci-Șurupata (seria de Lainici)
3	(381b)	96,7	1,0	1,4	0,5	0,3	—	piriușurupata (seria de Lainici)
4	(486)	94,8	4,4	0,3	0,3	0,3	—	masivul Sapa
5	777	94,0	2,5	2,8	0,6	0,1	(clorit 0,3)	piriușurupata (seria de Lainici)
6	778	92,4	5,5	1,3	0,3	0,2	0,3	piriușurupata (seria de Lainici)
7	972	94,0	1,0	4,3	0,2	0,6	—	virful Reci deasupra izv. Căneli
8	973	85,0	13,5	1,3	0,2	0,3	—	idem spre est

Calcarele din solzii intercalăți în dyke-urile de Reci (248, 972, 973) sunt mai impure având o cantitate de muscovit de minimum 1,3% iar de dolomit de 13,5 și 22,1% și numai într-un caz de 1%.

Aceste date ne arată că masivul Sapa (partea studiată) este constituit din calcare aproape pure, diferite de intercalățiile din dyke-urile de Reci a căror compozitie se apropie mai mult de calcarele de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș. Ele au fost rabotate între granitete pegmatitice de Reci în cursul mișcărilor tectonice de-a lungul faliei Păiuș-Polatiștea, după punerea în loc a dyke-urilor. Menționăm că în baza calcarelor din seria de Lainici am întâlnit adesea intercalății subțiri de filite grafitoase, asemănătoare celor din lentilele de calcar din masivul Reci.

Pavelescu și Pavelescu (1964) au semnalat de asemenea prezența unor solzi de calcare asociate cu filite grafitoase prinse între granite în culmea Stevia-Lotru în capătul estic al autohtonului danubian.

În figura 18 indicăm proiecțiile analizelor mineralogice și cromatice ale calcarelor din tabelul 26 în diagrama ternară $[SiO_2, CaCO_3, CaMg(CO_3)_2]$.

Filoane de quart în complexul de Reci

De-a lungul unor falii ce secționează oblic sau transversal rocile complexului de Reci, iar mai rar concordant, am întâlnit o suită de filoane de quart, funuri și albălăptos, din care cinci au o dezvoltare mai mare, grosimea lor ajungind uneori la 20–30 m. Ele brăzdează masivul Reci pe față sudică, estică și nordică. Unul din ele se găsește în dyke-ul nordic în apropierea contactului cu seria de Drăgășan. Este semnificativă asemănarea acestor filoane cu cele semnalate în cadrul ortoamfibolitelor de Drăgășan în masivul Sapa.

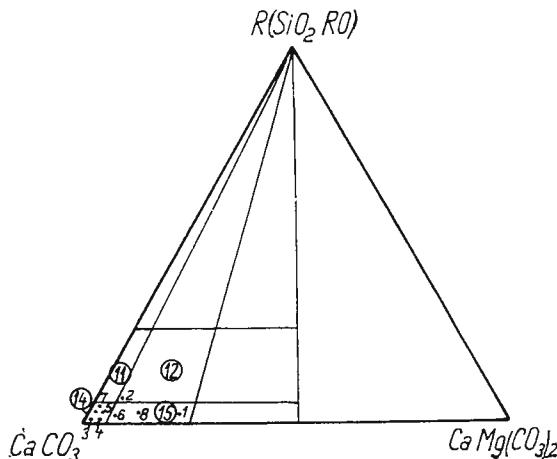
Umplutura filoniană o alcătuiește quartul (97%) în fenocristale fisurate cu extincție ondulatorie, oligoclazul (2%), muscovitul și oxiziile.



Se poate remarcă un aspect brecoid al acestei umpluturi. La capătul nordic al filonului ce taie vîrful Reci pe flancul vestic se pot observa roci vacuolare și geode căptușite cu calcedonie (cuarțină cu fibre alungite după *ng*) și limonit, evident de natură hidrotermală. Compoziția mineralologică,

Fig. 18. — Diagramă ternară (silicii + oxizi), CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Proiecția analizelor de calcare după datele microscopice și cromatice.

Ternary diagram (silicates + oxides). CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. Projection of limestone analyses according to the microscopic and chromatic data.



mai ales prezența calcedoniei și limonitei, dispoziția legată de suprafețe rupturale, ne determină a considera filoanele de cuarț din masivul Reci de natură hidrotermală.

d) Considerații asupra prezenței turmalinei și topazului în rocile dyke-urilor de Reci și înconjurătoare

Prezența turmalinei în șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș în regiunea cercetată este cu totul întimplătoare (iar a topazului practic exclusă), cu excepția zonei din apropierea complexului de Reci. Am semnalat la cap II/A 1. a) prezența turmalinei cu contururi hexagonale în șisturile cuarțito-micacee lîngă dyke-ul sudic cît și a topazului cu forme prismatice în roci amfibolice tufitogene din aceeași zonă (pl. VIII, fig. 1,2,3).

În complexul de Reci, mai ales în faciesul gnaisic-șistos prezența turmalinei este mai abundentă. În unele intercalații de șisturi cuarțitice micacee (imediat la est de izvoarele pîrîului Cănelii) ea a fost decelată într-un procent de 4%. Turmalina și topazul, mineral cu bor, respectiv fluor, de presiune foarte ridicată, constituie indicatoare tipice a unor fenomene de pneumatoliză ce au avut loc la punerea în loc a dyke-urilor de Reci. Ele permit a reconstitui mai în amănunt nodul de formare a acestui complex. Totodată oferă posibilitatea de a aprecia temperatura de formare a acestor corperi magmatice de minim 600°C datorită prezenței mineralelor menționate. F e r s m a n consideră o temperatură de cristalizare a pegmatitelor din geofaza în care sănă prezente turmalina, topazul, muscovitul, de 500°—600°C.

e) Chimismul rocilor dyke-ului de Reci

Chimismul rocilor din dyke-ul de Reci (sudic) a fost analizat în detaliu (cap. II, B 2. a) odată cu cel al plutonului granitoid de Șușița-Sadu de care este strâns legat. Vom menționa cîteva concluzii mai semnificative.

Compoziția chimică a rocilor cercetate este similară cu a injectiilor de pegmatite aplitice din granitoidul de Tismana și din granitoidul de Șușița. Unii termeni ai dyke-urilor de Reci comportănd parametri și cu valori de 550 par să indice o îmbogățire ulterioară în silice.

Diagrama de diferențiere Niggli pentru rocile din dyke-urile de Reci poate constitui prelungirea diagramei de diferențiere a granitoidelor de Șușița-Sadu și Parîng pentru faciesurile mai acide de tip pegmatitic-aplitic. Faptul constituie un indiciu prețios asupra originii și condițiilor de formare (faza de punere în loc, adincime, presiune, temperatură, etc). Tipurile magmatice la care aparțin parametri Niggli ai acestor roci conform analizelor efectuate sunt: (287) — magmă granitică izofală, acidă, peralcalină; (234) — magmă aplit-engadinit-granitică, salică, acidă, sărac alcălină; (267) — magmă aplit-engadinit-granitică, salică, acidă, alcalică; (253) — magmă engadinit-granitică, salică, acidă, alcalică.

Este semnificativ pentru tipul genetic al acestor dyke-uri că analizele I, II, III ale injectiilor aplit-pegmatitice din zona granitoidului de Șușița, publicate de M a n o l e s c u (1937) corespund după acest autor tot unor magme de același tip aplitgranitic (I,II) și engadinit-granitic (III). Parametrul fm crescut la unele probe (287) se dătorește probabil asimilării de material din rocile înconjurătoare, seria de Lainici-Păiuș, ortoamfibolitele de Drăgșan.

Excesul de alcalii din unele roci analizate pare a proveni din surse situate la mare adincime, probabil din manta.

f) Tectonica complexului de Reci

Elementul tectonic principal al zonei complexului de Reci și care a favorizat formarea dyke-urilor din acest sector, îl reprezintă falia Păiuș-Polatiștea situată imediat la nord.

Cele două dyke-uri ușor convergente sunt orientate aproximativ ENE—WSW în lungul unor falii cu înclinare de 50° — 65° spre nord. Faliile se conjugă spre est efilind cele două dyke-uri și se anastomozează apoi în falia Păiuș-Polatiștea. Dislocația cea mai sudică desparte complexul de Reci de seria de Lainici-Păiuș. Alte dislocații secundare fasciculate, paralele cu primele, se succed în apropierea faliei Polatiștei în partea de est a complexului.

Într-un ciclu tectonic mai recent (probabil alpin) s-a format un al doilea sistem de falii cu orientare NW—SW pînă la NNE—SSW și înclinare nordică, care intersectează și decoșează dyke-urile și sistemul mai vechi de falii. De-a lungul unora din aceste falii au fost prinși solzi de calcar și sisturi grafitoase din seria de Lainici-Păiuș.



Această tectonică complicată a avut ca efect modificări numeroase în structura bancurilor de pegmatite granitice, a rocilor gnaisice și șistoase din întreg complexul. Foliația lor se schimbă ca poziție în aproape fiecare compartiment de formă paralelogramică delimitat de cele două sisteme de falii oblice, după cum se indică în harta geologică. Bancurile de pegmatite s-au mișcat diferențial unul față de celălalt producind suprafețe milonitice și creșterea gradului de foliere a intercalațiilor relicte de șisturi din seria de Lainici-Păiuș.

În zonele mai puțin deranjate din partea de est a complexului și pe cursul superior al văii Polatiștea se poate recunoaște orientarea ENE—WSW a foliației, asemănătoare cu a șisturilor seriei de Lainici-Păiuș și cu căderi de 30° — 55° spre nord.

Maior și Solomono (1967) semnalază de asemenea în vestul masivului Poiana Ruscă, roci metaeruptive acide alungite paralel cu direcția șisturilor cristaline (E—W), corporile mai mici formând silluri în șisturi, iar cele mari, dyke-uri ușor discordante față de șistozitate.

Studii microtectonice. Aflorimentele pe față sud-est a masivului Reci au permis efectuarea de observații și măsurători microtectonice în bancurile de granite pegmatitice, în intercalațiile de calcar cristaline și în filoanele de cuarț. Rezultatele acestor măsurători precum și tectonogramele sectoarelor omogene după proiecția Schmidt, sunt prezente în detaliu în cap. III, corelate cu studiile microtectonice din întreaga regiune.

Vom menționa în mod special prezența în complexul de Reci a simetriei foliației apropiate de cea monoclină, asemănătoare (dar nu identică) foliației din seria de Lainici-Păiuș și granitoidul de Șușița-Sadu.

g) Considerații genetice asupra dyke-urilor de Reci

Raporturile geologice cu seria de Lainici-Păiuș și Drăgșan adiacente, elementele structurale și compoziția chimico-mineralologică, ne permit să face unele aprecieri asupra genezei dyke-urilor din cadrul complexului de Reci.

Originea eruptivă este confirmată de următoarele observații: contactele tectonice cu rocile înconjurătoare, compoziția mineralologică și prezența în rocile înconjurătoare a unor minerale accesori care turmalină și topaz tipice rocilor pegmatitice consolidate în prezența compușilor volatili la presiune înaltă, compoziția chimică corespunzătoare unor magme aplitgranitice. De asemenea prezența faciesurilor masive, structura pegmatoidă în partea centrală caracteristică formării mineralelor prin cristalizare magmatică în condițiile unor presiuni foarte ridicate și structura micrografică la marginea dyke-urilor produsă în timpul unei răciri rapide în contact cu rocile înconjurătoare, situarea la numai cca 2 km de corpul plutonic al granitoidului de Șușița, poziția paralelă și apropiată de falia veche Păiuș-Polatiștea, forma alungită și grosimea specifică pentru erupțiunile hipoabisale și filoniene, sint tot atîtea argumente pentru originea eruptivă.

Din aceleasi motive nu putem retine o ipoteză de formare a acestor roci pe cale exclusiv metasomatică.

Prin forma și dimensiunile lor, dyke-urile de Reci fac parte din categoria 3-a a lui R a s t a l l (1945), corpuri granitice de mici dimensiuni precum și din ultima etapă a seriei granitice a lui R e a d (1957), material granitic eliberat de asociațiile plutonice, deplasat în sus în scoarță pînă în regiuni neplutonice.

După compoziția mineralologică, caracterizată prin prezența a doi feldspați, sodopotasic și plagioclaz, rocile pegmatitice granitice ale dyke-urilor se încadrează în grupa II-a subsolvus și în subgrupa de temperatură scăzută după clasificarea lui T u t t l e (1958) precum și după S a r a n c i n a și S i n c a r e v (1967).

Compoziția chimico-mineralologică și tipul magmatic aplitgranitic foarte acid, atestă de asemenea, că este vorba de un produs magmatic de o fază tîrzie și de o temperatură mai coborită. Temperatura sa de formare pînă în stadiul final, cuprinde o scală foarte largă.

Cristalizările în care iau naștere structurile grafice de cuarț și microclin din faciesul masiv, s-au produs probabil în jurul a 650°C, în geofaza C a granitelor grafice după F e r s m a n (1940). Prezența sporadică a biotitului în constituenții mineralogice ca și lipsa produselor metamorfismului de contact cu excepția calcarelor zaharoide și marmoreene, constituie indicații suplimentare pentru o temperatură inițială de formare în jurul a 650°C.

Urmează geofaza pegmatoidă între 600—500°C în care se separă, muscovitul și mineralele accesoriei, turmalină și topaz. Cristalizarea se produce sub efectul unor presiuni ridicate, luînd naștere structurile megaporfirice și injectarea rocilor înconjurătoare cu formarea de filoane strat de pegmatite, aplite și migmatite.

După aceste prime faze și în parte simultan cu acestea începe ciclul transformărilor auto-metasomatice. Acest ciclu se manifestă printr-o metasomatoză sodică în care are loc o albitizare a rocilor cu transformarea parțială a plagioclazilor și a feldspatului. În sisturile seriei de Lainici din apropiere, se formează porfiroblaste de albit. Situăm această fază la o temperatură în jurul a 500°C după experiențele lui M o r e y, care a arătat că albitul poate fi dizolvat stoichiometric de către vaporii de apă la presiunea de 2000 bari și temperatură de minimum 500°C. Ea corespunde și geofazei pneumatolitice (500°C—400°C) a lui F e r s m a n cu formarea de albit. Larga aureolă de feldspatizare și silicifiere la care a dat naștere dyke-urile se datorește conținutului bogat în volatile la care ajunsese magma aplit granitică și care a favorizat un transport masiv de ioni silico-alcalini. Paralel cu loc procese metamorfozante la temperaturi sub 400°C, cum sunt sericitizarea și epidotizarea oligoclazului, caolinizarea feldspațiilor potasici.

Mult mai tîrziu, la temperaturi sub 300°C, după formarea unui nou sistem de falii, din soluțiile mezotermale ce au circulat, pe aceste noi căi rămase libere, s-au format filoane hidrotermale de cuarț și ulterior depunerea de calcedonie, la capătul unor filoane de cuarț.

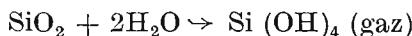


Ultimele depuneri minerale observate sunt cele de limonit sub formă de pelicule în golurile pe care s-a format calcedonia. Ele corespund unei temperaturi de formare în jurul a 100°C.

Astfel în zona masivului Reci pot fi recunoscute produse ale unor variații manifestării magmatice și postmagmatice.

Asupra fenomenelor metasomatice trebuie arătat, că ele au fost însotite de un larg transfer gazos ce a antrenat proporții însemnante de elemente silico-alcaline caracterizate printr-o presiune de vapori minimală.

Turner și Verhogen (1960) arată că astfel de procese pot avea loc fie sub forma unei concentrații mari a Si, Al, Na, în fază gazoasă, fie mai degrabă printr-un conținut specific scăzut dar antrenat de un volum de vapori important. Ultima cale este mai apropiată condițiilor de punere în loc a dyke-urilor de Reci. El menționează de asemenea că dizolvarea silicei în vapori are loc cu producerea unui compus volatil de o natură încă incertă, după următoarea reacție :



Presiunea rămâne un factor important al dizolvării, căci numai temperatura poate uneori să conducă la scăderea densității gazelor și deci a puterii de dizolvare.

De altfel formarea migmatitelor în seria de Lainici-Păiuș pînă la mari depărtări de corpul principal și adesea în complexul amfibolitelor de Drăgșan, sunt mărturii ale presiunii la care a fost supus fluidul generat de corpul magmatic. Larga aureolă de migmatizare ce a afectat șisturile seriei de Lainici-Păiuș și seria de Drăgșan din apropiere, mai largă decât în cazul granitoidului de Şușița-Sadu, nu se poate explica decât prin presiunea importantă a injecției și a fluidului metasomatic ce a circulat pe suprafețele de foliație. Originea excesului de alcalii întîlnit în unele probe analizate pare să indice proveniența lui din componente mantale.

Adîncimea de formare a dyke-urilor de Reci o presupunem de minimum 500m, dacă ne referim la experiențele menționate ale lui Morey privind dizolvarea stoichiometrică a albitalui, ceea ce ar corespunde corpurilor hipoabisale.

Datorită formei lor alungite și grosimii relativ reduse, se pune întrebarea, dacă apariția la suprafață nu constituie decât partea apicală a unui important corp magmatic nedeschis de eroziune. Observațiile geologice, geomorfologice, mineralogice și tectonice nu pledează pentru o astfel de ocurență la nivelul de acces geologic din următoarele motive care nu exclud însă posibilitatea existenței la nivele mult inferioare a unui corp magmatic important.

Masivul Reci în care sunt dispuse dyke-urile are dimensiuni relativ mici, ridicîndu-se deasupra creștelor învecinate la +100–250 m fără a indica creșteri ale lățimii corpului magmatic pe această diferență de nivel. Văi adinci taie masivul la adîncimi de 200–250 m față de creștele apropiate cum sunt văile Căneli, Vătuiului Mare, Polatiștei, Chitiului, Vătușelului, Sadu lui Sîn, fără a se putea remarcă o îngroșare a sa, ei o efilare

spre văile Vătușelului și Chitiului. În alte văi adînci apropiate, ca văile Căneli, Vătuilui, Sadu lui Sîn, prezența sa nu a fost remarcată. Valea Jiului săpată numai la 4 km spre vest și la cca 1000 m diferență de nivel, nu înținăște un astfel de corp magmatic.

Prezența faliei Păiuș-Polatiștea în imediata apropiere și care a comportat mișcări pe verticală în perioade mai recente, nu ar fi permis deplasări de mare amploare în cazul unei mari intruziuni. Grosimea mare a breciei acestei falii cu material argilos și filonitic în zona de efilare a dyke-ului, ar fi dificil de admis în cazul unui corp magmatic de proporții însemnante, alcătuit din roci extra tari.

Prezența de structuri megaporfirice însoțite de turmalină și topaz pot fi greu de presupus într-o zonă apicală.

C) FORMAȚIUNI SEDIMENTARE

1. SARMAȚIANUL

Depozitele sarmațiene limitează spre SW regiunea cercetată. Ele sunt dispuse transgresiv și discordant peste rocile granitoidice. Linia de contact, ce a fost urmărită pe cca 7 km lungime, începe în valea Jiului la cca 400 m aval de debușarea rîului Sadu (aval de culeia stîngă a viaductului CFR—Sadu), urmărește apoi versantul stîng al acestui rîu pînă aproape de pîrîul Prislopului și continuă pe valea acestuia.

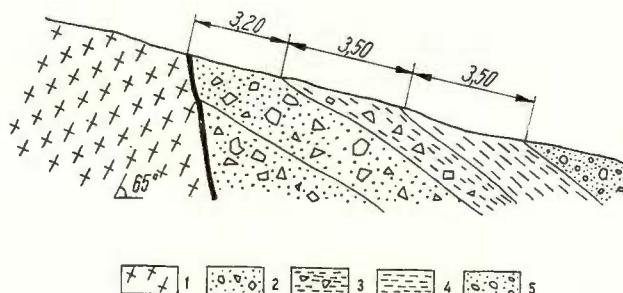


Fig. 19. — Scoaba Fîntinii, cota 505. Contactul dintre depozite sarmațiene și granitoidul de řușita—Sadu : 1, gnaise granitoidice ; 2, conglomerate poligene ; 3, argile galbene cu bolovani ; 4, argile marnoase vineții ; 5, pietriș cu bolovaniș.
Scoaba Fîntinii, 505 height. Contact between the Sarmatian deposits and the řușita—Sadu granitoid : 1, granitoid gneisses ; 2, polygene conglomerates ; 3, yellow clays with boulders ; 4, violet-blue marly clays ; 5, gravel with blocks.

Alcătuirea Sarmatianului a putut fi observată în secțiunile deschise de afluenții Sadului inferior de pe versantul stîng : Scoul Mic, Tiltea, precum și în valea Șarpelui, tăiată exclusiv în astfel de depozite. Contactele cu rocile granitoide de řușita-Sadu deschise pe văile Fața Gorunului Mare, Tiltea, Scoaba Fîntinii etc., arată (fig. 19) că Sarmatianul

debuteză cu conglomerate poligene, slab cimentate și argile nisipoase galbene, acoperite de un pachet gros de cca 300 m (în sectorul pînă în pîrîul řapelui) de pietrișuri nisipoase slab cimentate, cu intercalații de argile marnoase.

Conglomeratele poligene au elementele rulate și colțuroase cu diametrul maxim de 25 cm și sunt constituite din granodiorite, tonalite, granognaise. Elementele sunt tangente între ele și prinse într-un liant nisipos-argilos. Este caracteristic gradul avansat de alterare al acestor elemente, marcat printr-o caolinizare pronunțată a feldspatului și o slăbire substanțială a stării de agregare cristalină. Aceste fenomene ar putea constitui indicii că elementele conglomeratelor ar proveni dintr-o zonă de tectonizare cu alterarea avansată a constituenților cristalini.

Peste conglomeratele poligene, urmează un strat subțire de cca 2 m de marne nisipoase galbene care în patul stratului cuprinde elemente din conglomerate prinse rigid în liantul marnos. Urmează stratul de pietrișuri nisipoase slab cimentate, care conferă nota dominantă a Sarmățianului. Elementele sunt preponderent formate din cuarturi și cuarțite, apoi granognaise și granodiorite. Liantul este nisipos-argilos. Dimensiunile lor ajung adesea la 10 cm și rar ajung la 20 cm. Pachetul de pietrișuri prezintă relativ frecvențe intercalații de nisipuri grosiere cu pietriș și mai rar de argile marnoase vinete sau slab gălbui, nisipuri argiloase, gresii și conglomerate. Grosimea intercalațiilor de argile-marnoase observate este de cca 1,5—2 m, și mai rar de 4 m așa cum s-a întîlnit pe văile Sălașele și Tiltea. Nisipurile pot atinge și ele grosimi similare. Gresiile și conglomeratele sunt mult mai rare și au grosimi obișnuite de 1—2 m.

Semnalăm aici și peticele de Levantin întîlnite pe malul drept al Sadului și anume pe pîrîurile Runcului, Crucii și un affluent drept al acestuia. Ele sunt constituite din elemente cuarțoase rulate bine, prinse într-un liant nisipo-argilos consolidat. Pe pîrîul Crucii deasupra acestui strat continuă pe cca 2 m, pietrișuri slab cimentate asemănătoare celor de pe versantul stîng al văii Sadului.

Aceste resturi de eroziune apar (așa cum se arată și în harta geologică) la cote foarte ridicate 760—880, ceea ce oferă un indiciu asupra ariei vechi de răspîndire a Sarmățianului și face posibilă totodată reconstituirea parțială a paleoreliefului seriei granitoide de Sadu la începutul Levantinului.

Depozitele sarmațiene sunt acoperite în mare parte de o pătură deluvială nisipo-argiloasă cu elemente de pietrișuri. Ele sunt afectate de procese erozionale desebit de active.

Contactul Sarmățianului cu granitoidul de Șușița-Sadu prezintă unele particularități. Am arătat mai sus (fig. 19) cum o falie cu înclinare mare (cca 70°) spre sud marchează uneori acest contact. Obișnuit, acest contact apare transgresiv așa cum se poate observa la partea superioară a versantului stîng al văii Sadului și pe valea Fața Gorunului. Suprafața de transgresiune prezintă însă denivelări provocate de falii contrare în masa granitoidului, așa cum se poate remarcă pe pîrîul Scoaba Fîntîinii

(fig. 19) cît și la confluența Jiului cu Sadul (fig. 20). Situația sugerează prezența unui sistem de falii în trepte ce coboară spre avan-fosa carpatică și care au fost acoperite de transgresiunea mio-pliocenă.

Prezența depozitelor sarmatiene alcătuite din pietrișuri și nisipuri cu intercalații de argile pe cursul mijlociu al văii Sadului, la cca 2,0 km

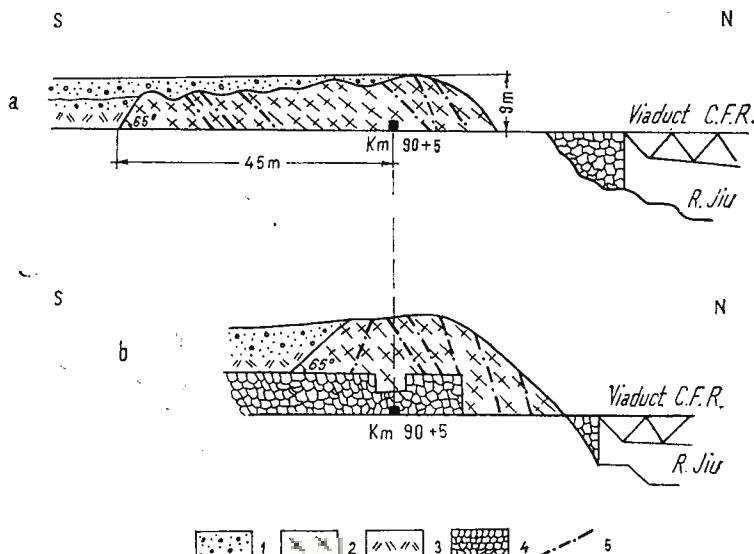


Fig. 20. — Contact Sarmatian/granitoid Șușița-Sadu, în terasamentul viaductului C.F.R. la confluența Jiu-Sadu.

Sarmatian contact/Șușița-Sadu granitoid in the earthwork of C.F.R. viaduct at the Jiu-Sadu confluence.

de amplasamentul viitorului baraj de la Sădișoara, prezintă posibilitatea analizării lor în vederea folosirii în corpul unui tip de baraj din materiale locale, aşa cum se va arăta în partea II-a a lucrării.

2. CUATERNARUL

Bazinul rîului Sadu este în mare parte împădurit. Acest fapt a favorizat acumularea pe versanții mai puțin abrupti a unei cuverturi deluviale acoperită de sol brun de pădure. Depunerile deluviale constituuite din nisip argilos, grus și bucăți de dimensiuni variate de rocă, au de obicei grosimi mici 0,5–1,50 m și excepțional mai mult. În mod deosebit semnalăm depozitele groase deluviale de pe șeaua Teiului, șeaua Lubeneștilor, izvoarele pîrîului Crucii, izvoarele Prislopului, cursul superior al pîrîului Sădișoara, izvoarele Gloabelor, cursul mijlociu al Zănoaguței, etc., legate de cele mai multe ori de zonele de alterare ale unor dislocații importante.

De un interes deosebit apar depozitele deluviale argiloase ce acoperă în mare parte seria de Tulișa, pe versanții văii și culmei Alunului, conti-

nuindu-se apoi spre vest pe versantul văii Jiului. Având grosimi de cca 2 m ele pot alcătui un material de construcție pentru execuția nucleului impermeabil al unui baraj din materiale locale. Proveniența acestui material se explică prin metamorfismul cu un pronunțat caracter dinamic la care a fost supusă această serie, prin prezența preponderentă a filitelor și prin deplasări tectonice la care a fost supus întreg pachetul de roci în cicluri tectonice mai recente, cît și prin alterarea seculară. S-a produs astfel caolinizarea mineralelor micacee în masă mare și fragmentarea șisturilor cuarțitice, rezultând la suprafață depozite aleuritice nisipoase cu fragmente de șisturi cuarțitice. În materialul argilos s-au produs uneori în valea Alunului și Ponoritei alunecări de pantă, singurele remarcate în regiune.

Grohotișurile au dezvoltare mică în regiune și sunt în legătură cu prezența masivelor de granitoide extra tari și a versanților abrupti. Menționăm aglomerări mai importante pe văile Scoaba Pleșei, Scoaba Răstocilor, Scoaba Largă, sub Bordul Cioarei, în cheile Sadului aval de debușarea pârâului Sădișoara, în dyke-urile de Reci din masivul cu același nume, etc.

Depozitele aluviale au și ele extindere mică. În afara de micile acumulații de bolovanișuri cu pietrișuri din albia majoră și minoră a Sadului, Alunului, Sădișorului, Voișanului, Șarpelui, mai sunt demne de menționat cele din: terasa joasă a Sadului amonte de confluența cu Alunul, din platforma Scăunelul lui Mihai, terasele Șesul Curpenoasa și Tănăsoilor, ultimele trei la confluența cu Jiul. Conuri de dejecție mai importante se pot observa în valea Sadului între valea Alunului și a pârâului Adinc, iar în valea Jiului la gura Scoabei Pleșei și Porcenilor.

CAPITOLUL III. TECTONICA ȘI MICROTECTONICA REGIUNII CERCETATE

A) STUDII MICROTECTONICE ȘI DE PETROLOGIE STRUCTURALĂ

1. OBSERVAȚII MICROTECTONICE

Observațiile microtectonice au fost efectuate asupra unor sectoare relativ omogene pe valea Sadului și în masivul Reci, în principalele formațiuni geologice și anume: dyke-urile pegmatitice de Reci, șisturile cristalofiliene ale seriei de Lainici-Păiuș și în rocile granitoidului de Șușița-Sadu. O atenție deosebită s-a acordat petrotectonicii granitoidului de Șușița de la confluența văii Sadului cu Sădișoara, unde se preconizează construirea unui baraj, fapt ce a condus la obținerea de măsurători și în subteran (Georgeșcu, Dumofte, 1971).

Prezentăm mai jos 10 tectonograme sintetice (rețeaaua Schmidt, proiecții pe emisferă superioară, alcătuite din 19 tectonograme parțiale), după cum urmează: una în dyke-urile Reci (R 1) cu 247 măsurători din care 50 în filoane de cuarț și 34 în solzii de calcare pegmatite, una în for-

majiunile seriei de Lainici-Păiuș (L.P.), una în zona nordică a granitoidului de Șușița-Sadu (G.I.), una în zona mediană a lor (G.II), cinci în zona proiectatului baraj Sădișoara (B, B.I, B.II, S₁, S₂) se prezintă în partea a II-a a lucrării cap. Dlc și una în partea sudică a granitoidului (G. III).

Probleme microtectonice specifice diferenții formării studiate

Dyke-urile pegmatitice de Reci. Din tectonograma sintetică a acestui sector R1 (fig. 21), se remarcă existența în zona axului tectonic, a unui maxim principal (I) al foliațiilor longitudinale S (ab) cu poziția $345/27^{\circ}$ și în cadrul căruia se încadrează și fisurile corespunzătoare ale filoanelor de cuarț sau ale solzilor de calcare cristaline. Cu aceeași direcție generală, dar cu o inclinare mult mai mare apare și poziția generală a faliei principale Păiuș-Polatiștea, după direcția căreia s-au localizat unele filoane de cuarț.

Microfaliile din zona acestui maxim au o inclinare de cca $40 - 50^{\circ}$. Alte fali diagonale, ca și unele filoane de cuarț, au polii proiecția în apropierea zonei acestui maxim, fiind orientate mai spre vest și formind un unghi ascuțit atât cu falia majoră, cât și cu laminația (ab) a rocilor.

Alt maxim important (II), dar subordonat ca amploare față de primul, reprezentând fisurile Q (ac), are poziția $94/74^{\circ}$ și este divizat, prezentând un submaxim (II') cu poziția $55/75^{\circ}$ conjugat cu un altul (II'') având poziția $245/65^{\circ}$. Ambele sunt localizate în jurul axului tectonic b, astă cum reiese din poziția acestuia în studiile tectonice regionale.

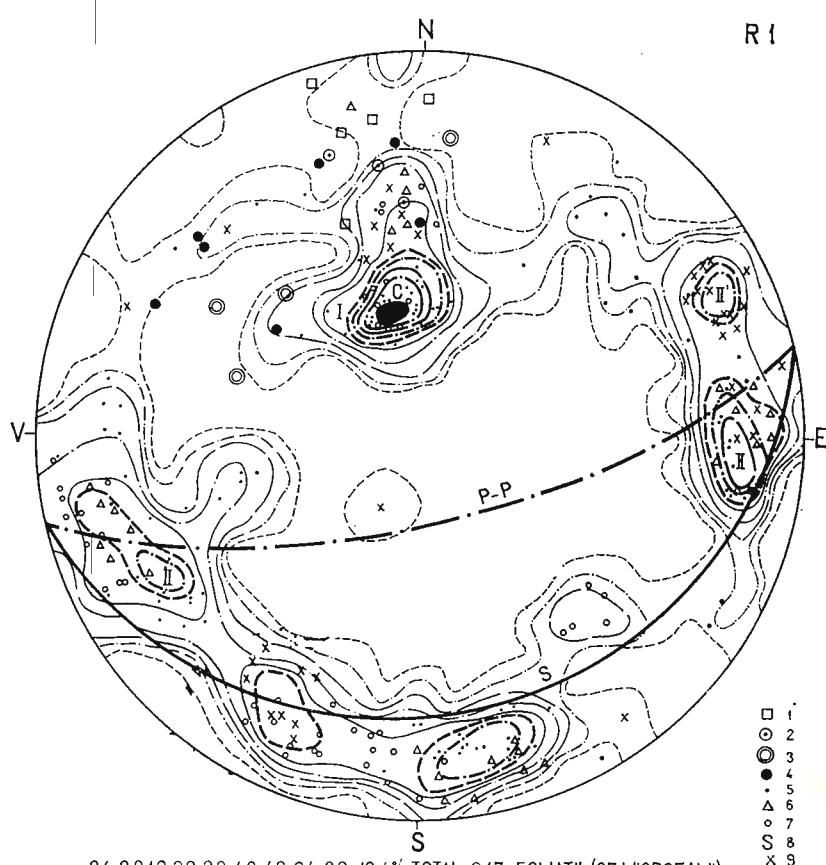
Este de remarcat concordanța fisurilor din pegmatitele granitice cu cele din calcar în maximul II, a celor din calcar și din cuarț în II'', ca și lipsa fisurilor din calcar și filoanele de cuarț în maximul II'. Alune-cările (microfaliile) sunt semnalate numai în II și II''. Alte două maxime de ordinul doi și trei au pozițiile $168/74^{\circ}$ și respectiv $210/71^{\circ}$, primul fiind caracteristic tuturor rocilor, al doilea numai cuartului, unde există și numeroase fisuri cu alunecare (microfali). În sfîrșit, remarcăm existența unor tranziții continue în poziția elementelor microtectonice din regiune, în cadrul căror se încadrează ansamblul datelor tectonice regionale și locale, toate amplasate în cadrul unei centuri dispuse în jurul axului tectonic a.

Această dispoziție a maximelor indică o simetrie a elementelor microtectonice apropiată de cea monoclină, cu un plan de simetrie orientat aproximativ NW 15° . El trece prin maximul principal având cîte două maxime secundare conjugate cu căderi spre ENE și E și respectiv către SW și SSW. Din această dispoziție se pot desprinde și unele indicații asupra succesiunii ciclurilor tectonice. Astfel gruparea polilor sistemului de fali Păiuș-Polatiștea, apare ca diferență față de celelalte maxime. Ea este inițială, anteroară celorlalte sisteme. Celelalte maxime corespund unei structuri comune ce a luat naștere mai tîrziu. Fisurile transversale



tip ac cît și foliațiile conjugate ale sistemului faliei Păiuș-Polatiștea, permit să se presupună că au apărut mai recent decât falia principală prin jocul acesteia pe verticală, în special prin ridicarea flancului său nordic.

Seria de Lainici-Păiuș reflectă o tectonogramă (L.P.) asemănătoare (fig. 22) ca elemente generale cu cea descrisă mai sus, dar mult mai sim-



04, 08, 12, 20, 28, 40, 48, 64, 80, 10, 4% TOTAL 247 FOLIAȚII, (37 MICROFALII)

Fig. 21. — Tectonograma R 1 din zonă dyke-ului (sud) de Reci : 1, falia Păiuș-Polatiștea (P-P, poli și plan) ; 2, falii paralele ; 3, falii diagonale ; 4, filoane de cuarț ; 5, pegmatite granitoidice ; 6, calcare ; 7, cuarț ; 8, S, planul maximului C ; 9, microfaliai.

R1 tectonogram from the Reci dyke (south) zone : 1, the Păiuș-Polatiștea fault (P-P, poles and plan) ; 2, parallel faults ; 3, diagonal faults ; 4, quartz veins ; 5, granitoid pegmatites ; 6, limestones ; 7, quartz ; 8, S, plan of C maximum ; 9, microfaults.

plă. Maximul important îl formează foliațiile sistozitatii cu poziția $340/45^{\circ}$ în care se încadrează și fisurile cu alunecare ca și polii falilor principale Păiuș-Polatiștea (II) și Rafaila-Sadu (RS). Unghiiurile pe care cele două falii le fac cu planul sistozitatii S sunt foarte ascuțite ($15-24^{\circ}$) ca și cel dintre ele (15°). Al doilea maxim de ordin secundar (II și II'),

este cel dat de fisurile *ac*, corespunzînd aproximativ cu poziția regională a axului tectonic *b*, fiind conjugat și avînd poziția $82/85^\circ$ și respectiv $262/80^\circ$.

Granitoidul de Șușita-Sadu (fig. 23, 24, 25). Deoarece aceste roci ocupă majoritatea regiunii studiate, au fost executate mai multe tectonograme sintetice (G.I.–III și B), ce trebuie analizate comparativ.

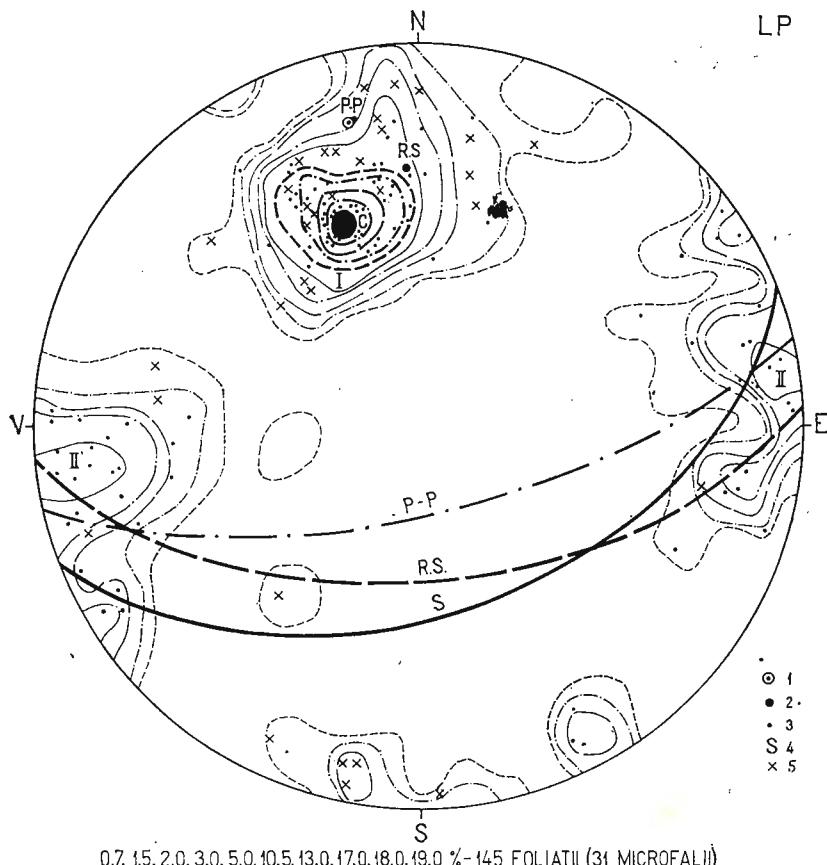
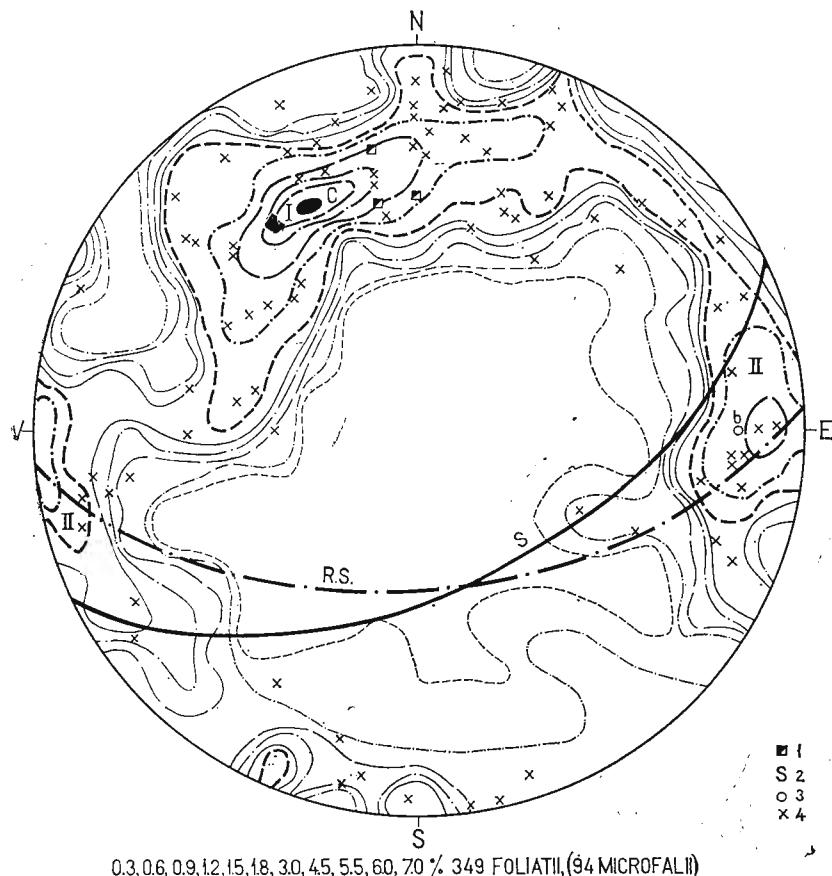


Fig. 22. — Tectonograma de sector LP din zona serie de Lainici-Păiuș: 1, P—P falia majoră Păiuș-Polatiștea; 2, R.S, falia Rafaila-Sadu; 3, fisuri; 4, S, planul maximului C; 5, microfali.

LP sector diagram from the Lainici-Păiuș zone series: 1, P—P, Păiuș-Polatiștea major fault; 2, R.S, the Rafaila-Sadu fault; 3, fissures; 4, S, C maximum plan; 5, microfaults.

Și la granitoidul de Șușita, care este uneori puternic laminat, se remarcă aproximativ aceleasi caracteristici microtectonice, ca și la formațiunile descrise anterior, mai ales cele ale seriei de Lainici-Păiuș.

Subliniem faptul că fisurile primare ale granitoidului sunt mascate și corespund probabil cu cele rezultate din persistența efortului tectonic din perioada punerii sale în loc. Maximele principale sunt aceleași ca și la cristalinul de Lainici. Primul — I, este cel al foliației S (ab, suprafață de lamination), aflat în zona axului tectonic regional *c* și are o poziție ușor variabilă de la NNW ($350 - 356^\circ$) în partea nordică, spre NW ($336 - 310^\circ$)



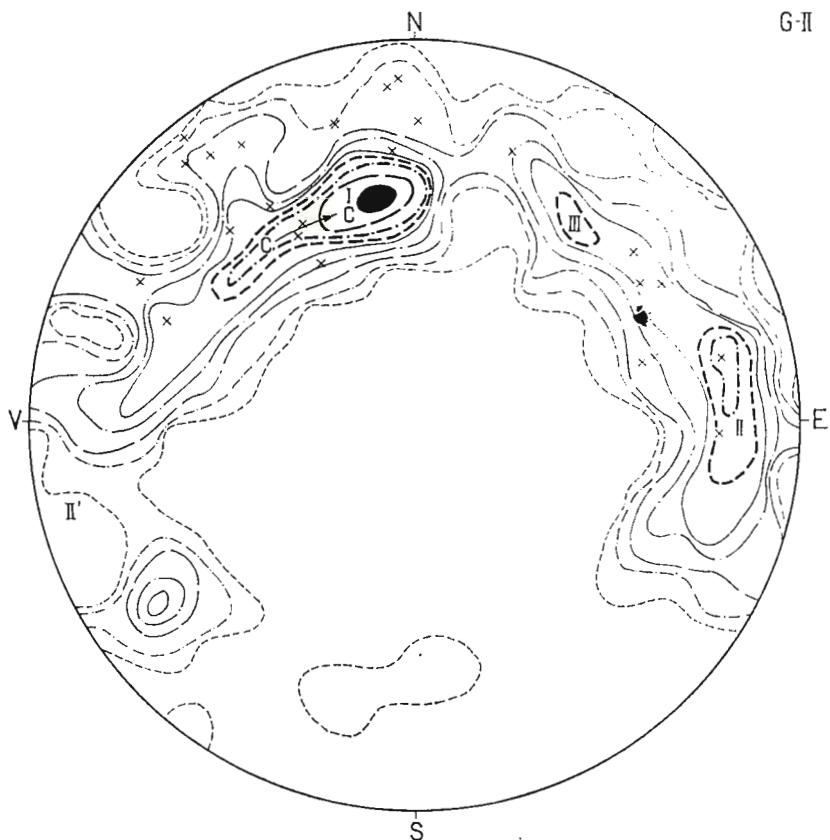
0,3,0,6,0,9,1,2,1,5,1,8,3,0,4,5,5,5,6,70 % 349 FOLIAȚII (94 MICROFALII)

Fig. 23. — Tectonograma de sector (amonte) G—I din zona granitoidului de Șușița-Sadu : 1, RS, falia Rafaila-Sadu ; 2, S, planul maximului C ; 3, liniația b ; 4, microfali. G—I sector tectonogram (upstream) from the Șușița-Sadu granite zone : 1, RS the Rafaila-Sadu fault ; 2, S, C maximum plan ; 3, b liniation ; 4, microfaults.

în partea sudică a regiunii. Înclinările sale sunt aproximativ constante de $48 - 55^\circ$.

Următoarele maxime ca importanță, II și II' conjugate, sunt cele ale fisurilor transversale Q(ac) amplasate aproximativ în zona axului tectonic *b*. Poziția lor variază de la E în partea nordică la ENE în sudul

regiunii studiate, odată cu schimbarea poziției regionale a foliației rocilor. Se observă tendință continuă de schimbare a direcției fisurilor ac prin apariția unui sistem diagonal ce face tranziția către direcția longitudinală, fapt ce este ilustrat în tectonograme prin centurile de legătură



0.7 (5, 2.0, 3.0, 3.5, 5.0, 6.3 %)-160 FOLIAȚII, (24 MICROFALII x); C → C

Fig. 24. — Tectonograma de sector (median) G-II din zona granitoidului de Șușița-Sadu.
G-II sector tectonogram (median) from the Șușița-Sadu granitoid zone.

între diversele maxime. În sfîrșit menționăm apariția uneori a altui maxim secundar (III) corespunzător unor fisuri diagonale.

Microfaliile sint mai caracteristice pentru partea nordică și centrală a regiunii, în sud ele se remarcă mai greu și se găsesc amplasate în jurul tuturor maximelor, inclusiv în cadrul celor corespunzătoare fisurilor diagonale. La rocile granitoidului de Șușița-Sadu este remarcabilă și intersecția sub un unghi ascuțit a lamației, cu falia Rafaila-Sadu.

Concluzii asupra studiilor microtectonice. Sintetizarea concluziilor generale asupra datelor microtectonice din regiune, luind în considerație toate formațiunile întâlnite, evidențiază următoarele aspecte :

a) asemănarea generală a caracterelor microtectonice din formațiunile eruptive (frecvent laminat) și metamorfice, ceea ce denotă formarea configurației lor finale, în urma acelorași stări de eforturi tectonice ;



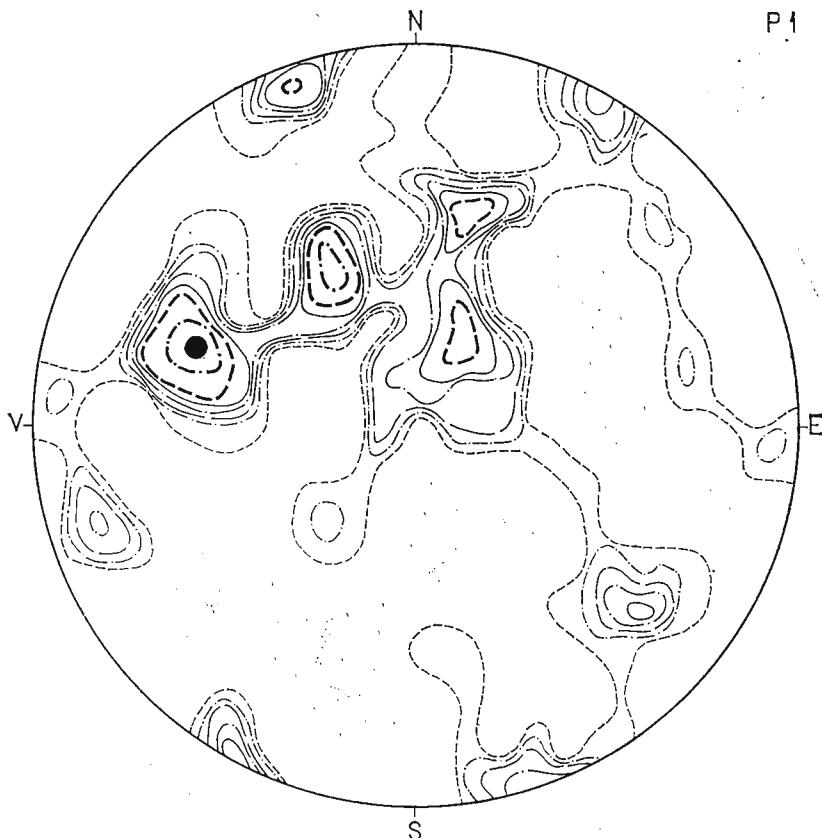
0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5, 3,0, 4,0, 5,0, 6,0, 8,0, 10,5 % - 215 FOLIAȚII, (10 MICROFALII x)

Fig. 25. — Tectonograma de sector (aval) G-III din zona granitoidului de Șușița-Sadu.
G-III sector tectonogram (downstream) from the Șușița-Sadu granitoid zone.

b) existența unor maxime principale ale polilor foliațiilor, cu poziție spațială apropiată, corespunzătoare atât fisurilor primare tectono-magmatice, cât și celor tectono-metamorfice, primele fiind mascate de ultimele și anume : fisurile transversale *ac* corespunzătoare celor Q, sunt orientate aproximativ NNW-SSE și se găsesc în apropierea polului liniației *b*, iar fisurile *ab* corespunzătoare celor S din granitoide, se orientează aproximativ ENE-WSW, ca și suprafețele tectonice din regiune.

Între aceste maxime se remarcă uneori centuri de legătură a unor fisuri cu poziție intermediaрă;

c) dezvoltarea unor dislocații tectonice secundare favorizînd formarea unor filoane de cuarăt sau a unor alunecări și microfaliile frecvente pe



1, 2, 3, 4, 5, 8, 17, 20 % - 300 PUNCTE

Fig. 26. — Stereogramă petrostructurală P1 a axelor optice ale cuarțului din zona granitoidului de Șușița-Sadu (amplasament baraj Sădișoara versant drept).

P1 petrostructural stereogram of the optic axes of quartz from the Șușița-Sadu granitoid zone (emplacement of the Sădișoara dam, the right side).

fondul microtectonic general, adesea prin reluarea diferitelor sisteme de fisuri longitudinale, transversale sau diagonale în cicluri orogenetice diferite;

d) favorizarea și orientarea de către elementele microtectonice a formării văilor din regiune, care se dezvoltă după fisurile transversale *ac* (Q) (valea Sadului), după șistozitate și laminația *ab* (S) (valea Scurta) sau frecvent după ambele sisteme concomitent (valea Sădișoara).

Comparăția acestor observații cu studiile microtectonice anterioare efectuate în defileul Jiului de către Pavelescu et al. (1964) arată:

În seria de Lainici-Păiuș, maximul foliației direcționale $345^{\circ}/46^{\circ}-65^{\circ}$ este asemănător observațiilor făcute în valea Sadului în aceeași serie,

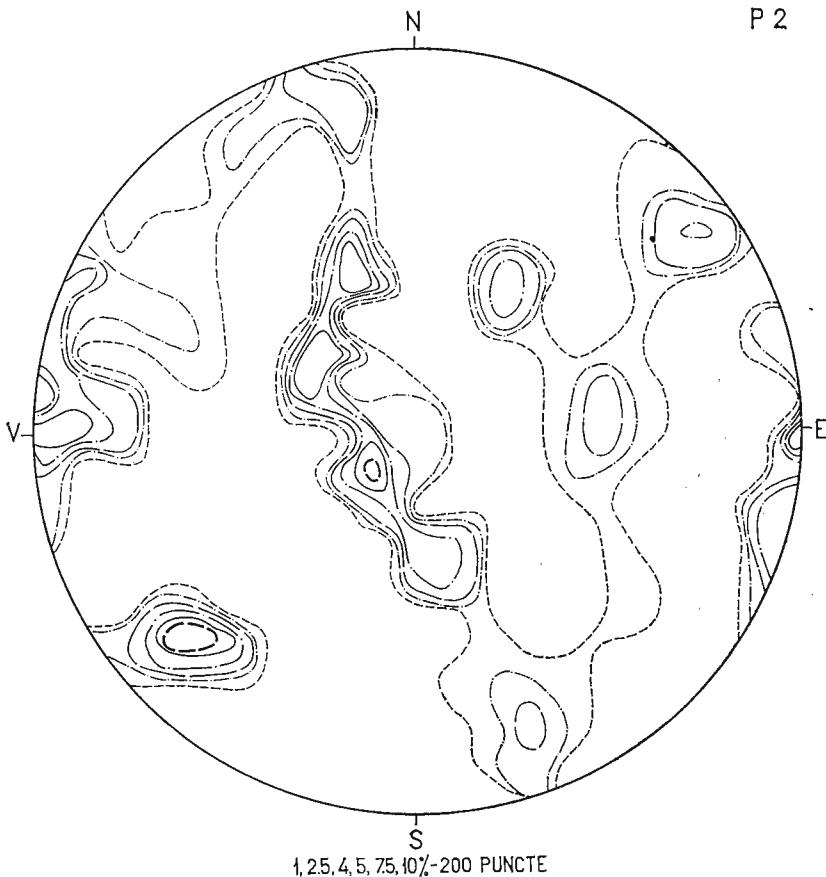


Fig. 27. — Stereograma petrostructurală P2 a axelor optice ale cuarțului din zona granitoidului de Șușița-Sadu (amplasament baraj Sădișoara versant drept).

P2 petrostructural stereogram of the optic axes of quartz from the Șușița-Sadu granitoid zone (emplacement of the Sădișoara dam, the right side).

dar cu inclinări crescute mai ales către limita nordică. Maximele transversale (fisuri ac) $66^{\circ}-78^{\circ}/70^{\circ}-80^{\circ}$ și conjugat $246^{\circ}-258^{\circ}/70^{\circ}-80^{\circ}$ sunt foarte apropiate cu cele măsurate în valea Sadului $80^{\circ}/77^{\circ}$ și $260^{\circ}/73^{\circ}$, dar sunt mai bine evidențiate în valea Jiului. Apar în ambele văi maximele diagonale cu căderi SSV—SEE precum și conjugatele lor.

În granitoidul de Șușița, maximul principal direcțional cu poziția de aproximativ $345-360^{\circ}/50^{\circ}-70^{\circ}$ pe valea Jiului se deplasează spre NW

conform măsurătorilor din Valea Sadului ($334^{\circ}/55^{\circ}$) păstrând aceeași valoare a căderii. Căderile conjugate spre SW apar și în valea Sadului dar mai puțin evidențiate. Maximele secundare transversale cu căderi spre E și W sunt bine conturate atât în ambele văi cît și în valea Jiului.

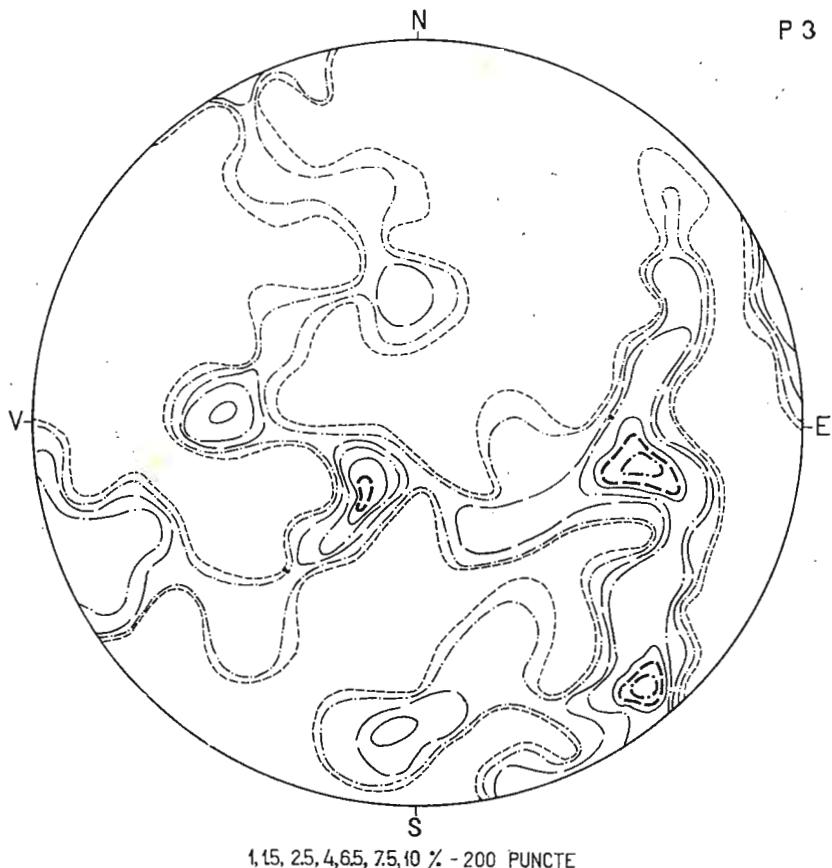


Fig. 28. — Stereograma petrostructurală P3 a axelor optice ale cuarțulu din zona granitoidului de Șușița-Sadu (împlasament baraj Sădișoara versant stîng).

P3 petrostructural stereogram of the optic axes of quartz from the Șușița-Sadu granitoid zone (emplacement of the Sădișoara dam, the right side).

Din cele de mai sus se remarcă faptul că elementele microtectonice din cele două văi sunt corelate cu păstrarea unor particularități locale pentru seria Lainici-Păiuș și zona laminată a granitoidului de Șușița din valea Sadu. Se poate menționa că valea Sadului se situează lateral față de maximul efortului tectonic care a dus la finisarea structurii în zona cercetată, acesta acționind pe direcția văii Jiului sau spre vest de Jiu.

2. OBSERVAȚII PETROLOGICE STRUCTURALE (STEREOGRAME ÎN FIG. 26–31)

În sectorul granitoidului de Șușița-Sadu din zona confluenței cu pârâul Sădișoara (amplasamentul barajului), au fost studiate orientările axului optic al cristalelor de cuarț din cinci probe orientate reprezenta-

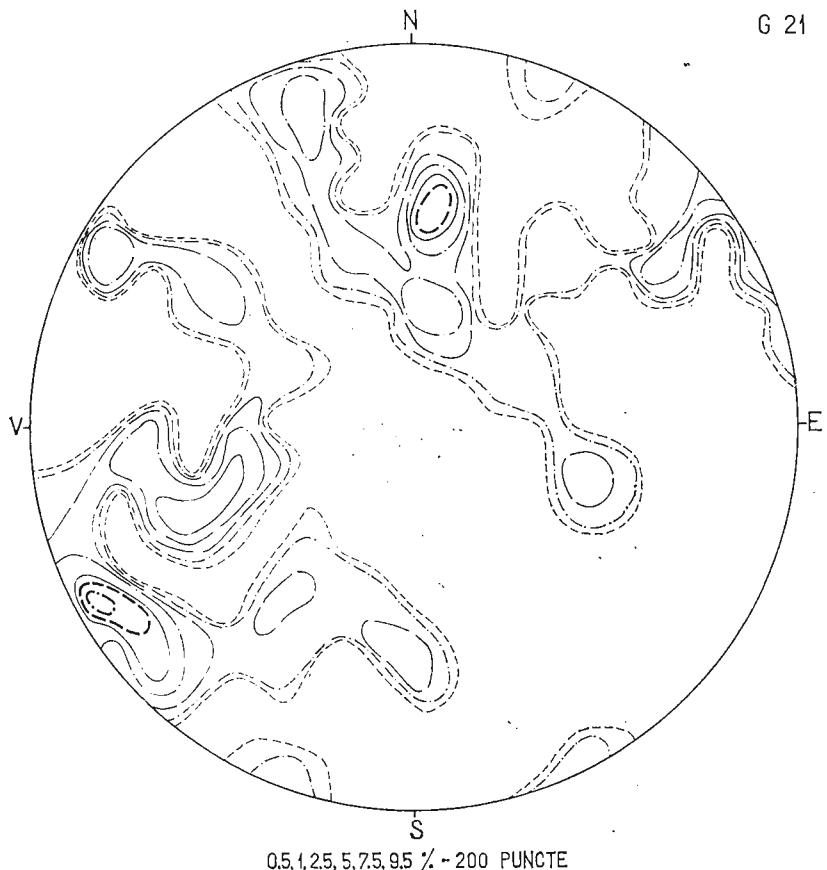


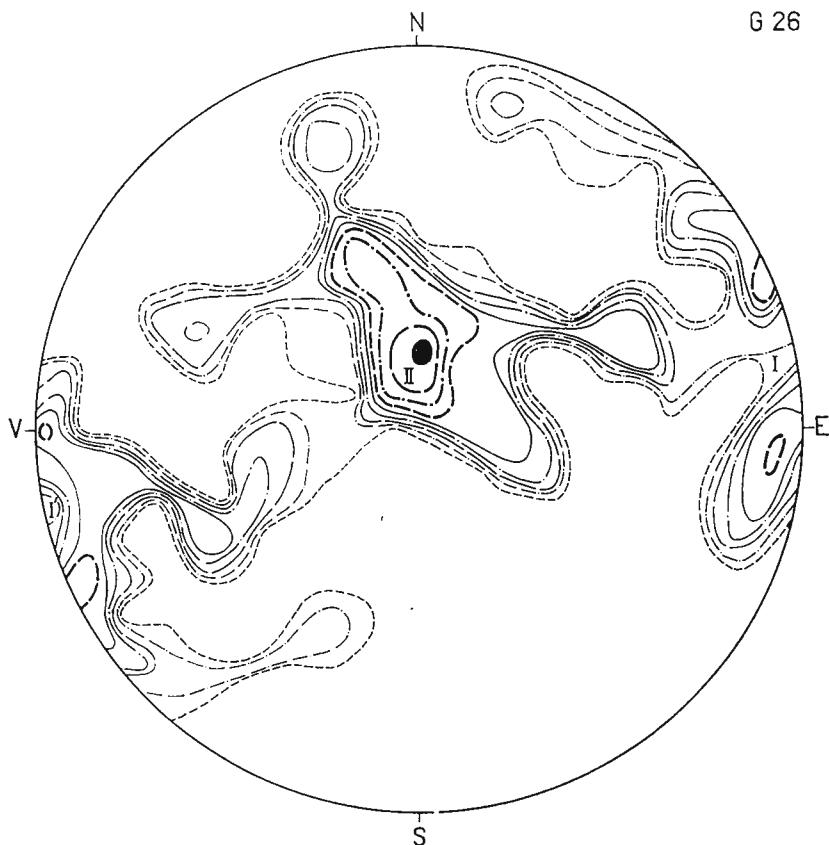
Fig. 29. — Stereograma petrostructurală G 21 a axelor optice ale cuarțului din zona granitoidului de Șușița-Sadu (emplasament baraj Sădișoara versant stîng în subteran, galeria 21).

G 21 petrostructural stereogram of the optic axes of quartz from the Șușița-Sadu granitoid zone (emplacement of the Sădișoara dam, the left side, underground gallery 21).

tive atât pentru situația din subteran (probe din galeriile de explorare G 21 și G 26), cât și pentru cea de la suprafață, separat pentru fiecare versant al văii Sadului (probele P1, P2, P3).

Analiza diagramelor structurale relevă unele trăsături comune dar cu totul generale ale orientării optice a cuarțului în granitoidele din toată zona barajului și unele aspecte specifice.

Ca trăsături comune mai evidente semnalăm tendința atât de formare a unor maxime, unul în zona axului tectonic *b* și unul în zona dintre axele *c* și *a*, cît și dispersarea polilor foliațiilor după centuri formate prin rotire în jurul lui *b* și mai puțin *a* și *c*. Remarcăm deci caracterul complex de B



0,5, 1,15, 2, 3, 7, 10, 20, 23,5%-300 PUNCTE

Fig. 30. — Stereogramă petrostructurală G 26 a axelor optice ale cuarțului din zona granitoidului de Șușița-Sadu (amplasament baraj Sădișoara versant drept în subteran, galeria 26).

G 26 petrostructural stereogram of the optic axes of quartz from the Șușița-Sadu granitoid zone (emplacement of the Sădișoara dam, the right side, underground gallery 26).

tectonit spre R tectonit al simetriei texturii granitoidului din zona sa laminată, cît și aspectul monoclinic chiar apropiat de rombic, la rocile mai puțin deranjate din subteran (G 26). La măsurările pe eșantioanele de la suprafață se observă o dispersare mai accentuată a axelor optice ale granulelor de cuarț.

Aceste caractere structurale evidențiate mai sus atestă manifestarea unei activități tectonice de deformare și laminare a unei roci probabil

initial relativ izotropă, ce s-a manifestat în principal din direcția NNW – SSE, ca și deplasările laterale, aproximativ perpendiculare pe această direcție. Diagramele petrologice structurale se coreleză în linii cu totul generale cu cele microtectonice din aceeași zonă și se întregesc reciproc.

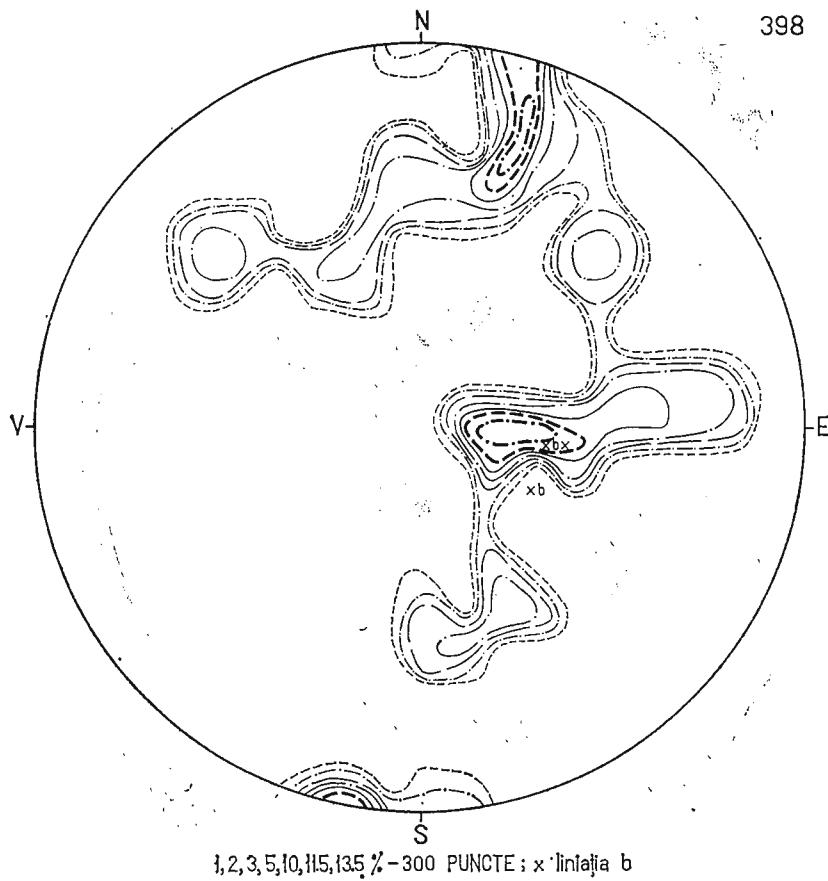


Fig. 31. — Stereogramă petrostructurală intr-o microbudină din metaconglomerate ale seriei de Tulișa, pr. (398) (extremitatea estică).

Petrostructural stereogram within a microboudine from the Tulișa series metaconglomerates sample (398) (easternmost part).

Este interesant de remarcată o similitudine între diagramele petrostructurale din granitoidul de Șușita-Sadu și tectonogramele foliațiilor din formațiunile complexului pegmatitic de Reci.

Pentru o comparație generală, am elaborat și o diagramă structurală asupra orientării optice a cuarțului într-o microbudină din formațiunile conglomeratice ale seriei de Tulișa și anume dintr-o porțiune relictă de pe suprafața seriei de Lainici-Păiuș, punctul 398, din prelungirea

fîșiei sinclinale de Tulișa (fig. 31). Se remarcă poziția a două maxime prelungite, simetrice în raport cu un plan orientat NE-SW, paralel cu faliile din această parte a regiunii.

În concluzie, se poate sublinia faptul că studiile microtectonice și petrologice structurale adue elemente suplimentare utile pentru interpretarea evoluției tectonomagmatice a regiunii.

B) TECTONICA REGIONALĂ ȘI MAGMATISMUL

Regiunea studiată cuprinsă între valea Sadului și vîrful Reci face parte din unitatea tectonică Parîng a autohtonului danubian.

Elementul tectonic principal al acestei unități îl constituie falia Păiuș-Polatiștea, care separă două subunități cu caractere teconice și petrografice diferite: subunitatea Mîndra în nord și Sadu-Bumbești în sud. Subunitatea nordică este ridicată față de cea sudică de-a lungul acestei fali. Principalele caractere petrografice și teconice ce deosebesc cele două subunități sunt indicate în tabelul 27 (Georgescu și Dimotofte, 1971):

TABELUL 27
Subunitățile tectonice Mîndra și Sadu-Bumbești

Subunitatea nordică—Mîndra	Subunitatea sudică—Sadu-Bumbești
Fundamentul cristalin alcătuit din roci vulcanogene și epiclastice (complexul superior al seriei de Drăgășan).	Fundamentul cristalin este constituit din depozite detritogene din zonă de shelf și foarte rar tufozene (seria de Lainici-Păiuș).
Magmatismul inițialitic simatic predominant.	Magmatismul inițialitic lipsește sau foarte slab reprezentat.
Magmatismul sialic subordonat față de cel inițialitic, sinorogenic și cu poziție centrală față de axul eugeosininalului. Seria epimetamorfică superioară (seria de Tulișa) bine dezvoltată cu frecvențe orizonturi calcareoase, cu o structură tectonică slab entitată.	Magmatismul sialic (granitoidic) predominant cu poziție externă față de axul geosininal. Seria epimetamorfică superioară (seria de Tulișa) slab dezvoltată, fără orizonturi calcareoase; a suferit un puternic metamorfism diastrophic.
Constituie un compartiment ridicat față de subunitatea Sadu.	Constituie un compartiment inferior față de subunitatea Mîndra.

Ambele subunități s-au format în geosininalul carpatic a cărei consolidare a început încă din Precambrianul inferior.

Geosininalul carpatic meridional cu orientare E-W pînă la ENE-WSW, a cărui poziție a imprimat principalul stil tectonic unității Parîng și-a desăvîrșit structura în cursul a patru cicluri structo-genetice (Pavelescu, Mercus, 1967).

Primul ciclu a fost considerat de studiile de sinteză din regiune ca aparținând Precambrianului inferior (Pavelescu et al., 1967, 1969) și a fost însoțit de un magmatism inițialitic de natură mafică, reprezentat prin complexul inferior al amfibolitelor de Drăgășan (subunitatea Mîndra). Tot în acest ciclu are loc metamorfismul seriei detritice de Lainici-Păiuș.



Între cele două serii magmatice și metamorfice, consolidate succesiv, s-a produs o importantă dislocație denumită aici falia Păiuș-Polatiștea și care are o orientare E-W, în lungul Carpaților Meridionali centrali. Falia, de vîrstă precambriană inferioară, a suferit oscilațiile pe verticală a celor două blocuri ce alcătuiesc subunitățile tectonice Mîndra și Sadu.

În acest ciclu, magmatismul sialic sinorogen este constituit de o sută de injectii de material cuarțo-feldspatic care a produs migmatizarea metamorfiteelor de Lainici-Păiuș.

Faza postogenă este însotită de formarea unei succesiuni de falii secundare paralele în trepte ce descresc spre sud afectând seria de Lainici-Păiuș. De-a lungul unui sistem de falii principale înrudite și anume sistemul denumit aici Rafaila-Sadu, a fost pus în loc granitoidul de Șușița-Sadu.

Al doilea ciclu tectono-magmatic aparține Baicalianului. În unitatea tectonică Parîng, el este lipsit de fazele magmatismului inițial (ca și de faza de cutare), dar este reprezentat de ample manifestări ale magmatismului sialic sinorogen, paulo-postcinematic și tardelorogenic. Dintre acestea, corpurile granitoidice din regiunea studiată, Șușița-Sadu și dyke-urile de Reci, au un caracter paulo-postcinematic și respectiv tardelorogenetic.

Orogeneza antecaledoniană (baicaliană) a fost considerată de Pavelescu (1967) pentru formarea granitoidelor din autohtonul danubian întrucât ele se găsesc remaniate în conglomeratele din baza seriei de Tulișa (Paleozoic inferior).

Faza paulo-postcinematică a acestei orogeneze, rezultă pentru plutonul de Șușița în valea Sadului datorită contactului transant cu metamorfitele de Lainici-Păiuș cît și al efectului termic ce îl produce în această serie (însotit de formarea de corneene). Texturile masive în partea internă și gnaisice sau šistoase în zona marginală, precum și tectonica sa internă, care a atras formarea de falii transversale de tensiune la punerea în loc, constituie tot atîtea argumente pentru faza paulo-postcinematică (Georgeescu, Dumofte, 1971).

Vîrsta baicaliană tîrzie a granitoidului de Șușița-Sadu este confirmată și de geocronologia absolută determinată pe cristale de biotit prin activare cu neutroni de către Sorociu et al. (1966), obținindu-se vîrsta de 520 și 524 mil. ani. Giușcă et al. (1969) menționează de asemenea vîrsta de 550 mil. ani (baicaliană) pentru același granitoid.

Am menționat mai sus, că granitoidul s-a pus în loc de-a lungul unui sistem important de falii, Rafaila-Sadu. Falia principală formează cu falia veche Păiuș-Polatiștea un mic unghi de incidentă de cca 10° anastomozindu-se în ea la extremitatea estică a munților Parîng. Spre NE, falia Păiuș-Polatiștea continuă să despartă granitoidul Molidviș-Gilort (prelungirea granitoidului de Șușița-Sadu) de seria de Drăgșan. Această ultimă falie a constituit și calea de pătrundere spre suprafață a dyke-urilor pegmatitice de Reci⁵.

⁵ M. Georgeescu. Dyke-ul Reci. Raporturile sale cu seriile de Lainici-Păiuș și Drăgșan. 1969. Comunicare Ses. St. I.P.G.C. București.

Prin caracterul petrografic, structural și chimic dyke-urile de Reci constituie o manifestație magmatică tardivă. Pătrunderea în falia Păiuș-Polatiștea a prelungirii estice a corpului plutonic de Șușița-Sadu, constituie o doavă importantă a legăturii sale cu dyke-urile de Reci. Datorită caracterului tardiv al acestei manifestări, considerăm ca tardeorogenică și faza în care aceste dyke-uri au fost puse în loc (Georgeșcu, 1969), ulterior sau simultan cu granitul tardeorogenic de Tismana.

Al treilea ciclu orogenic nu este reprezentat în regiune decât prin seria epimetamorfică detritogenă, de Tulișa. Această serie, purtând urmele unui accentuat metamorfism dinamic, formează în zona văii Alunului o fâșie sinclinală cu lățime maximă de 400 m orientată ENE-WSW urmată mai în sud de alte două petice de importanță mai redusă. Faza tectonică în care s-a produs metamorfozarea sedimentelor acestei serii aparține Paleozoicului inferior (Pavelescu și Pavelescu, 1969) pînă la Carbonifer superior după cum au dovedit-o unele probe paleobotanice (Semaka, 1964) de la partea superioară precum și galeții de granitoide din bază.

Ultimul ciclu care și-a lăsat amprenta în structura regiunii este cel alpin. El a produs împănarea în fundamentul cristalin de Lainici-Păiuș, a sinclinalului de roci slab metamorfozate ale seriei de Tulișa și a reactivat toate sistemele de falii formate în ciclurile anterioare. Acestea sunt falia Păiuș-Polatiștea, sistemul de falii longitudinale din seria de Lainici-Păiuș, falia Rafaila-Sadu, faliile longitudinale din interiorul granitoiului, faliile transversale axei plutonului multiplicate în sectorul văii Alunului. Acestea ultime au avut ca efect o puternică deranjare a fisiei sinclinale de Tulișa, precum și continuarea acestui efect în seria de Lainici-Păiuș din zona adiacentă.

Din analiza principalelor elemente tectonice dezvoltate în decursul celor patru cicluri structogenetice, este de remarcat, că geosinclinalul Carpaților Meridionali centrali s-a format sub o stare de efort tectonic, care a dominat ca direcție N-S, în toate ciclurile tectonice, dar care a schimbat de sens. Impingerea s-a produs din N spre S în primul ciclu Precainbian inferior-mediu, în timpul punerii în loc și cutării seriei de Drăgșan și cutării seriei de Lainici-Păiuș. Ca o reacție, în ciclul următor baicalian datorită punerii în loc a importantelor mase plutonice pericentrale din sudul geosinclinalului, împingerea a avut loc din S spre N. Reacția generată de această tensiune în blocul nordic are ca efect un puternic stress cu sens N spre S ce se dezvoltă în ciclurile următoare și atinge maximul paroxistic în ciclul alpin.

Studiile microtectonice de detaliu întreprinse în valea Sadului pînă în masivul Reci (Georgeșcu, Dumofte, 1971) cît și cele efectuate (Pavelescu et al., 1964) în valea Jiului, confirmă prezența urmelor acestui stress în toate formațiunile, atât cele mai vechi cît și cele mai recente (seria de Tulișa).

Același stress a avut ca efect paraleлизarea liniilor tectonice majore din unitatea Parîng pe aliniamente apropiate de direcția ENE-WSW și anume (începînd din sud): axa granitoidelor Șușița-Sadu și Moldviș-Gilort, falia Rafaila-Sadu, falia Păiuș-Polatiștea, axa magmatitelor

inițiale reprezentate prin ortoamfibolitele de Drăgșan, axa granitoidului Măndra-Gîlcescu, falia Jiul românesc-Jieț, foliația dominantă în toate serile acestei unități. Acest caracter tectonic a dominat și magmatismul dezvoltat în regiune (Georgeescu, Dumofte, 1971).

CAPITOLUL IV. CONCLUZII LA PARTEA I. EVOLUȚIA FORMĂRII REGIUNII ȘI CONSIDERAȚII PETROGENETICE

Regiunea cercetată a evoluat în decursul unui interval de timp foarte mare ce începe încă din Precambrianul inferior—mediu. Ea a fost condiționată de consolidarea și desăvîrșirea structurii geosinclinalului Carpaților Meridionali centrali.

Cea mai veche formațiune din regiune este seria de Lainici-Păiuș a cărei sedimentare a început probabil în Precambrianul inferior într-o zonă de shelf a eugeosinclinalului carpatic. Sedimentele care s-au depus sunt în mare parte de natură terigenă, cuarțitică-arcoziană, formate probabil pe seama unor nuclee granitoidice foarte vechi. Către partea mediană a stivei devin mai abundente sedimentele pelitice argilo-marnoase-grezo-aleuritice ce au dus la formarea sistemelor cuarțitice-micacee-cloritice și a sistemelor micacee cloritice. Numai către partea superioară a seriei sedimentare, în complexul terigen tufitogen, pe lîngă un material preponderent detritic își fac apariția și efuziuni intermitente de tufuri bazice, ce alcătuiesc unele orizonturi de material mixt tufitogen. Geosinclinalul își încheie activitatea sedimentară într-un facies lagunar, cu formarea de roci calcaroase și depuneri vegetale ce stau la originea orizontului de calcare cristaline și sisturi grafitoase de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș.

Ciclul tectono-magmatic începe cu ample manifestări ale magmatismului inițialitic (Pavelescu, Mereus, 1967), de natură bazică și intermediară, puse în loc de-a lungul unor importante falii paralele axului geosinclinalului, din care una din ele, Păiuș-Polatiștea, le desparte de depozitele seriei de Lainici-Păiuș. Magmatitele inițiale sunt reprezentate prin complexul inferior ortoamfibolic al seriei de Drăgșan, constituit actualmente din metagabbouri și metaggabouri cuarțifere, metadiorite și metadiorite cuarțifere. Efuziuni intermediare de tufuri bazice, continuare a activității începute în ultima fază de sedimentare geosinclinală, formează împreună cu materialul detritic, rare orizonturi de roci tufogene între metabazitele de Drăgșan.

Ambele serii de Lainici-Păiuș și complexul inferior al seriei de Drăgșan, au fost supuse apoi unui metamorfism regional corespunzător stadiului mediu (Winkler, 1970). Gradul de metamorfism inițial se ridică pînă la nivelul zonei cu hornblendă sau granat (actualmente zonă cu actinot) după cum o dovedește prezența acestor minerale în unele orizonturi de sisturi diaftorizate, întîlnite în zona ocupată de seria de Lainici—Păiuș.

Seria de Drăgșan de natură bazică, a fost mai puțin sensibilă metamorfismului, acesta putîndu-se recunoaște doar prin biotitizări, actino-



tizări și epidotizări ale hornblendei, precum și sericitizări și zoizitizări ale plagioclazului intermedian și bazic. El a imprimat separarea masivului în bancuri și formarea texturilor slab orientate. Rocile tufitogene, nivele indicatoare a gradului de metamorfism în acest caz, se găsesc actualmente la nivelul zonei cu actinot după Winkler (1970). Considerăm acest ciclu tectono-magmatic ca Precambrian inferior pînă la mediu.

În timpul metamorfismului, ambele serii au fost supuse unor fluxuri massive de material granitic-granodioritic sincutat cu materialul premetamorfic. Au rezultat astfel zone întinse de migmatite sinmetamorfice evidențiate în harta geologică mai ales în partea centrală a seriei de Lainici-Păiuș. Într-o fază mai tîrzie se formează filoane de pegmatite și aplite cu caracter discordant față de structură și cu o cristalinitate ridicată.

Această etapă corespunde fazei a II-a metamorfică a ciclului tectono-magmatic, fază caracterizată printr-un „metamorfism regional sincinematice, urmat de granitizare și migmatizare și acompaniat de pegmatite” după de Sitter (1964). Ea este secundată de o modificare radicală a condițiilor de temperatură și presiune, factori ce determină un lung proces de retromorfism a rocilor formate. Fluide metasomatice uneori alcaline vin să accentueze aceste fenomene. Proveniența unor părți din alcalii pare însă a fi din surse situate la mai adîncimi, probabil în manta.

Ciclul tectonic următor, baicalian, este lipsit de magmatism inițialitc și de fază de metamorfism. În schimb el este bine reprezentat de magmatismul sialic, al plutonului granitoidic de Șușița-Sadu și de către dyke-urile pegmatitice de Reci.

ACESTE CORPURI MAGMATICE SE PUN ÎN LOC DE-A LUNGUL UNOR FALII ENE – WSW PARALELE AXULUI GEOSINCLINALULUI. FALILE AU LUAT NAȘTERE PROBABIL ÎN PARTE ÎN FAZA PAROXISTICĂ A CICLULUI BAICALIAN. POZIȚIA LATERALĂ EUGEOSINCLINALULUI ÎN CAZUL SPECIFIC AL MASIVULUI DE ȘUȘIȚA-SADU, IAR UNA DIN ACESTE FALII, RAFAILA-SADU, DESPARTE ACEST MASIV DE SERIA CRISTALINĂ LIMITROFĂ DIN NORD.

Originea acestui corp este magmatică, iar natura materialului litogenă, așa după cum au arătat studiile petrografice, petrochimice și de structură. Punerea lui în loc s-a produs însă sub o permanentă stare de efort tectonic în mai multe faze succesive, după suprafețe tectonice care ulterior au suferit noi deplasări. Aceste stări și faze au generat faciesuri gnaisice sau șistoase în corpul granitoidului și mai ales în părțile sale marginale.

Plutonul este relativ neomogen din punct de vedere petrografic, mai ales în părțile laterale, deși predomină net compozitia granodioritică. În ordine descrescătoare, tonalitele, dioritele, granitele, adamellitele, sunt subordonate și sunt legate adesea de suprafețe tectonice ce străbat longitudinal masivul. Tonalitele și dioritele au o frecvență mai mare în zona marginală a granitoidului ca urmare a unei asimilări mai puternice de paramaterial.

Rare intercalații de șisturi cristaline din seria de Lainici-Păiuș în zona marginală, însotite de produse ale unei intense mișcări tectonice arată că aceste șisturi au participat în compozitia magmei litogene și că punerea în loc s-a produs succesiv în urma unor impingeri tectonice. Struc-



tura sa internă cît și poziția în geosininalul carpatic ne permite a considera că granitoidul de Șușița în valea Sadului aparține unei faze paulopostcinemateice a magmatismului baicalian.

Amplasarea acestui important corp magmatic a produs reacții importante în cristalinul de Lainici-Păiuș. Ca urmare a contactului termic iau naștere succesiv pe măsura depărtării de contact, „corneene șistoase” cu cristalinitate mai ridicată, aparținând zonei termice cu granat și cu biotit. Aureola termică corespunde ca dimensiuni reacției unui corp magmatic de importanță deosebită (peste 10 km grosime). În același timp în partea inferioară a seriei de Lainici-Păiuș se produce injectarea a numeroase filoane strat de material de tip granodioritic și tonalitic asemănător părții periferice a granitoidului atrăgind numeroase procese de migmatizare. Paralel se produce o activare a retromorfismului acestei serii prin circulația fluidelor emanate din corpul magmatic.

Legat de granitoidul de Șușița-Sadu, atât tectonic (falia Rafaila-Sadu se anastomozează în falia Păiuș-Polatiștea) cît și petrografic, se pune în loc într-o fază ulterioară tardorogenică a acestui ciclu, dyke-urile de Reci de la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș (în apropierea contactului cu ortoamfibolitele de Drăgșan). În calea sa ascensională folosește falia Păiuș-Polatiștea și trimit ramificații în baza seriei de Drăgșan și în partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș. Materialul său component este pegmatitic-granitic și granodioritic constituind o manifestare magmatică tardivă (prezente minerale pneumatolitice) a aceluiași bazin magmatic ca și granitoidul de Șușița-Sadu.

O largă aureolă de migmatizare însoțește și urmează punerii *in situ* a dyke-urilor de Reci, ca urmare a pătrunderii materialului magmatic și ulterior a circulației fluidelor metasomatice. Această zonă se individualizează la partea superioară a seriei de Lainici-Păiuș sub denumirea folosită aici de „complexul de Reci”.

După încheierea ciclului baicalian, activitatea postmagmatică metasomatică în seria metamorfică continuă ducind în final la transformarea mineralelor puțin stabile (plagioclazi, hornblendă, biotit, etc.).

La începutul Paleozoicului inferior începe o fază nouă de sedimentare de o durată relativ redusă, într-un facies litoral și de shelf. Elemente rulate din granitoidul de Șușița, din filoane de cuarț și pegmatite, din cristalinul de Lainici, încep să fie depuse în baza seriei de Tulișa. Sedimentarea continuă cu material din ce în ce mai fin și încheie cu depuneri lagunare (calcare în masivul Sapa).

Metamorfozarea acestei serii are loc probabil în Palcozoicul inferior (Pavelscu și Pavelscu, 1969) și în Carboniferul superior.

Ultimul ciclu tectonic alpin, lasă urme importante în regiune. În afara de activitatea vechilor falii și formarea altora secundare, seria de Tulișa slab consolidată este supusă unor puternice eforturi tangențiale ceea ce duce la împănarea ei în cristalinul de Lainici-Păiuș în mai multe nivale.

După acest ciclu se instalează o nouă perioadă de calm geologic. La începutul Sarinațianului după o nouă afundare a părții de sud a regiunii are loc ultima fază de sedimentare de lungă durată și care acoperă

flancul de sud al granitoidului de Șușita-Sadu. Ea este reprezentată de pietrișuri cu intercalații de marne.

Pleistocenul și Holocenul sănt ultimele serii care-și fac apariția pe malurile și albia râului Sadu și care încheie astfel evoluția regiunii studiate.

P A R T E A A I I-a

PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA PROIECTĂRII CONSTRUCȚIILOR HIDROTEHNICE

A) INTRODUCERE. SCOPUL AMENAJĂRII

Studiile geologice și tectonice regionale au permis să se obțină unele date noi în ce privește posibilitățile de amplasare și execuție a amenajării hidrotehnice și hidroenergetice a văii Sadului. Bazinul hidrografic al râului Jiu comportă un deficit al debitelor în perioadele secetoase, ca urmare a dezvoltării industriale. Posibilități avantajoase de acumulare în bazin sunt foarte limitate din cauza existenței localităților pe văile principale cît și a inundării unor suprafețe mari de terenuri agricole în cazul executării unor acumulări importante.

Din aceste motive realizarea lacului de acumulare Sădișoara în zona montană fără afectarea de suprafețe agricole sau localități poate contribui într-o măsură însemnată la satisfacerea necesităților complexe de apă în bazin.

B) SCHEMA DE AMENAJARE

Studiile elaborate de Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice prevăd amenajarea râului Sadu prin două variante de schemă, ambele preconizînd realizarea unei acumulări în valea Sadului și o captare a Jiului în profilul Iscroni. Prima variantă, cuprinde derivarea gravitațională a râului Jiu printr-o aducțiune, în lacul Sădișoara. A doua variantă prevede realizarea unei acumulări cu nivel de retenție mai ridicat în valea Sadului și o stație de pompaj lîngă captarea Jiului. În ambele situații o galerie de aducțiune de la barajul Sădișoara restituie apă din lac în valea Jiului la confluența cu rîul Sadu, după ce cădere hidraulică realizată este folosită în scopuri energetice într-o centrală electrică.

Studiul elaborat de Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice (1965) recomandă varianta cu derivarea gravitațională a râului Jiu și execuția unui baraj de beton arcuit ce creează un lac de acumulare cu nivelul de retenție la cota 550 mdM. Galeria de derivărie Sădișoara-Jiu și Jiu-Sadu se va realiza în etape ulterioare de execuție.



C) GEOLOGIA REGIUNII

Geologia regiunii a fost analizată în detaliu în partea I-a a prezentei lucrări. În cele ce urmează vom marca numai acele elemente ce au directă legătură cu zona amenajării.

Regiunea cercetată este alcătuită din şapte formațiuni prezentate mai jos în succesiune nord spre sud : complexul ortoamfibolitelor de Drăgșan, complexul dyke-urilor pegmatitice de Reci, șisturile cristalo-filiene ale seriei de Lainici-Păiuș, complexul filitos și metaconglomeratic al seriei de Tulișa, plutonul granitoid de Șușița-Sadu, depozitele sarmațiene de pietrișuri și nisipuri, depozitele cuaternare în văile râurilor și pe versanți.

Ortoamfibolitele de Drăgșan, situate la limita septentrională a perimetruului studiat, sunt roci foarte tari și extra tari dispuse în bancuri și plăci cu inclinare de 50–60° spre NW.

Complexul dyke-urilor de Reci situat imediat în sud de amfibolite, dar cu dezvoltare limitată (cca 1 km), cuprind în constituția lor bancuri de pegmatite granitice cu intercalării de gnais, migmatite, cuarțite și șisturi micacee, de obicei afectate de numeroase suprafete tectonice.

Şisturile cristaline de Lainici-Păiuș situate mai în sud, sunt alcătuite (în ordinea frecvenței) din cuarțite, șisturi cuarțito-micacee, migmatite, paragnaise, șisturi micacee, dispuse în plăci, placete sau strate foioase, cu tranzitii de la un tip la altul de rocă.

ACESTE TREI FORMAȚIUNI VOR FI STRĂBĂTUTE PE CCA 2/3 DIN LUNGIMEA VIITOAREI GALERII DE DERIVAȚIE JIU-SADU PE PORȚIUNEASA DIN AVAL. TREIMEA DIN AMONTE IESE DIN PERIMETRUL STUDIAT.

Şisturile filitoase-grafitoase și metaconglomeratele aparținând seriei de Tulișa, ce urmează în sud, sunt afectate de un puternic metamorfism dinamic însotit de alterări profunde a mineralelor micacee. Această serie, va fi străbătută de galeria de derivatie Jiu-Sadu pe ultimii cca 200 m.

Granitoidul Șușița—Sadu alcătuiește cea mai mare parte din zona sudică a regiunii studiate. În rocile acestui masiv vor fi amplasate : viitorul baraj de la Sădișoara, lacul de acumulare (o mică porțiune și în cristalinul de Lainici), galeria de aducție Sădișoara-Jiu și centrala electrică. În constituția masivului iau parte (în ordinea frecvenței) : granodiorite, diorite cuarțifere, granite și roci înrudite. Aceste roci apar în trei faciesuri diferite : facies gnaisic în partea nordică a masivului, facies masiv în zona sudică și facies șistos în zonele tectonice, mai ales în partea septentrională.

Barajul Sădișoara este amplasat în zona faciesului gnaisic și parțial șistos, zona amplasamentului fiind constituită preponderent din granognaise granodioritice. Galeria de aducție Sădișoara-Jiu străbate toate tipurile de roci în trei faciesuri, gnaisic (în porțiunea amonte), masiv și șistos în zona dislocațiilor tectonice (vezi profilul în planșa XIV).

Regiunea studiată a suportat efectul a patru cicluri structogenetice începând din cele mai vechi perioade geologice (precambriene) cunoscute la noi în țară. Efectele acestor mișcări se recunosc în suprafetele tectonice și zonele adiacente lor ce brăzdează perimetruul studiat. Vom menționa pe cele mai importante : falia majoră Păiuș-Polatiștea, între' amfibolitele

de Drăgșan și cristalinul de Lainici-Păiuș însoțită de o largă zonă de zdrobire (cca 100 m) orientată aproximativ EW ce va fi străbătută de viitoarea galerie de derivărie Jiu-Sadu; sistemul de falii paralele cu falia Păiușului din seria de Lainici și care vor fi și ele străpuse de aducțiunea Jiu-Sadu; sistemul de falii ENE-WSW după care depozitele seriei de Tulișa sunt împărăte după o formă sinclinală în cristalinul de Lainici; falia structurală Rafaila-Sadu dintre granitoidul Șușița-Sadu și cristalinul de Lainici-Păiuș (va fi atinsă de viitorul lac în zona debușării pîrului Alunului); falia Sădișoara pe cursul mijlociu al pîrului Sădișoara și orientată aproximativ NNE-SSW (va fi parțial inundață în cazul unei acumulări peste cota 550 datorită micului golf ce-l va face lacul pe această vale); falia „cristalinului”, de-a lungul căreia intercalări de micașisturi din seria de Lainici-Păiuș sunt prinse în granitoidul de Sadu. Falia, însoțită de zone importante de alterare, trece imediat deasupra aripei drepte a barajului de beton proiectat de la Sădișoara, limitând înălțimea acestuia. Falia va fi străbătută de galeria de aducție Sadu-Jiu pe tronsonul din apropierea barajului.

D) BARAJUL ÎNALT DE LA SĂDIȘOARA

Pe cursul mijlociu al rîului Sadu (debit modul $1,9 \text{ m}^3/\text{s}$), între pîrul Cănelii și pîrul Sădișoara, valea face un palier cu pantă relativ mai redusă (5,5 %), după care intră într-un „rapid” cu chei înguste. La intrarea în chei, imediat aval de confluența cu pîrul Sădișoara geomorfologia văii permite amplasarea unui baraj înalt. Acest sector de vale a fost ales în cadrul studiilor întreprinse de Institutul de Studii și Proiectări Hidroenergetice⁶ pentru amplasarea unui baraj în arc cu înălțimea de 95 m, în cadrul elaborării proiectului de ansamblu al acestui baraj⁷. El corespunde variantei de schemă cu derivărie gravitațională din Jiu.

În cele ce urmează se semnalează și utilitatea analizei în proiectare a execuției unui baraj mai înalt (cca 138 m) din materiale locale și deci cu volum de acumulare sporit, ca urmare a identificării în cursul studiilor geologice regionale a unor rezerve de material argilizat slab permeabil și a unor depozite de pietriș nu departe de amplasamentul barajului.

1. BARAJUL DE BETON

a) Metodica cercetărilor de teren asupra amplasamentului

Ruperea barajului arcuit de la Malpasset (1961) prin distrugerea masivului de reazem din malul drept deplasat de-a lungul unui sistem diedru de falii insuficient relevat, a atras atenția din ce în ce mai mult

⁶ V. Top, M. Georgescu. Referat geologic ingineresc privind amplasamentul barajului Sadu-Sădișor (Varianta beton). 1965. Arh. I.S.P.H. București.

⁷ J. Finkelstein, V. Popescu, M. Georgescu, Fl. Constantinescu. Barajul Sadu-Bumbești. Vol. II. 1965. Arh. I.S.P.H. nr. 809. București.



cercetătorilor din ultimul deceniu, asupra necesității unor studii amănunțite de structură a rocii de sprijin.

Odată stabilită posibilitatea amplasării unui baraj înalt, prin studii geologice, petrografice și geometrice curente, cercetarea trebuie dirijată pentru descoperirea eventualelor suprafețe din masivul de reazem care ar putea favoriza deplasarea ca urmare a împingerilor generate de barajul sub sarcină și de presiunea apei din viitorul lac sau din alte surse.

Lucrările de explorare și prospectare în zona amplasamentului barajului Sădișoara, studiile microtectonice, cartările structurii rocii în masiv, au permis precizarea măsurilor constructive pentru fundarea barajului precum și observațiile speciale ce sunt necesare asupra rocii de fundație în timpul exploatarii uvrajului.

Lucrările de explorare au constat din galerii de cercetare tranșee, dezveliri, foraje geologice și cu probe de permeabilitate.

Galeriile de explorare, dispuse pe ambele versanți ai văii au fost executate la diverse nivele, în ampriza barajului și în imediata sa apropiere. Un număr de 6 galerii au fost amplasate în aval și amonte de ampriză pentru verificarea stării masivelor stincoase de reazem. În galerii au fost efectuate determinări *in situ* pe suprafețe prelucrate, ale parametrilor de forfecare și coeziune-aderență, moduli de elasticitate și deformație. Forajele de explorare au fost și ele amplasate atât în ampriza barajului cît și în amonte și aval. De un interes deosebit se dovedesc derocările în lungul amprizei barajelor, mai ales în cazul barajelor de beton, aşa cum s-au efectuat la barajul Sădișoara. Ele permit detectarea directă a accidentelor tectonice și posibilitatea urmăririi continuătății lor în afara amprizei.

b) Situația geologică și hidrogeologică în zona amplasamentului

Am arătat mai sus că amplasamentul barajului se găsește în zona faciesului gnaisic și șistos al masivului granitoidic de Șușița-Sadu.

Principalele tipuri de roci ce alcătuiesc zona amplasamentului, săcăsumul, sunt granitoidele gnaisice (uneori cu amfiboli), cataclazitele porfiroidice și în mod subordonat, pe versantul drept, intercalații de micașisturi și defilite cloritoase.

Granognaisele ocupă jumătatea inferioară a versantului stâng, albia majoră, treimea inferioară și alte intercalații în versantul drept. Sunt roci foarte tari și extra tari cu granulație măruntă-medie, dispuse în bancuri și plăci separate de un material foios milonitic.

Cataclazitele porfiroidice ocupă porțiuni importante din versantul drept și jumătatea superioară a malului stâng. Granulația lor este microcristalină și sunt separate în placete și plăci foarte fisurate, adesea șistoase. După starea de fisură și laminare, gradul lor de duritate variază între tare și semitare. Împreună cu granognaisele, ele constituie preponderent roca de fundație a barajului și datorită tăriei și slabei alterări la cota de fundare, ele creează condiții favorabile pentru amplasarea barajului.

La partea superioară a versantului drept, în cursul studiilor geologice regionale prezentate în partea I-a, a fost pusă în evidență prezența

unei intercalații de micașisturi biotitice cu lentile cuarțo-feldspatice în grosime de 30–40 m. Intercalația este insinuată de-a lungul unei fali importante (falia „cristalinului”), ce taie versantul drept la cca 20 m deasupra amprizei barajului și reprezintă un sept relict din cristalinul de Lainici incomplet asimilat de granitoidul de Sadu-Șușița. O altă intercalăție cu dimensiuni reduse (cca 4 m) de filite cloritoase foioase din aceeași serie, a fost detectată în derocarea executată în ampriza barajului la partea sa superioară. Filitele, foarte zdrobite și alterate sînt prinse în lungul unei fali concordante, paralelă cu falia menționată mai sus.

Grosimea zonei foarte fisurate și alterată superficial este variabilă, mai mică la baza versanților (cca 5 m) și mai mare spre partea superioară (cca 7–10 m). Ea are o grosime nedefinită în zona dislocațiilor tectonice și care vor necesita plombări cu beton. Cuvertura deluvială are o grosime mică pe versantul stîng cuprinsă între 0,5–1,00 m la partea superioară și 2,00 m spre baza versantului. Pe malul drept deluviu este mult mai gros, 0,5–2,00 m la partea superioară și crește la 15 m aproape de baza versantului datorită unei dislocații tectonice.

Forajele executate în albia majoră a rîului au pus în evidență prezența unui depozit aluvionar a cărui grosime ajunge la 7–9 m, alcătuit din bolovăniș și pietriș, cu puțin nisip.

Permeabilitatea granognaiselor a fost cercetată prin foraje cu probe de permeabilitate. Absorbția specifică de apă diferă mult în fiecare sector al văii. Astfel pe versantul stîng s-a putut separa în treimea mijlocie o zonă foarte permeabilă, cu absorbții mai mari de 15 Lugeoni, fără a putea creea o suprapresiune în timpul încercărilor. Sub acest sector și în albia majoră, permeabilitatea scade sensibil, dar zone izolate, foarte permeabile (10 L) au fost detectate pînă la 70 m adîncime. Pe versantul drept este caracteristică o permeabilitate foarte neuniformă oscilînd între 0,1–12 L. Aceste aspecte hidrogeologice ale rocii din zona amplasamentului barajului reflectă în mare parte structura tectonică și microtectonică a acestui sector.

În ce privește structura tectonică menționăm elementele sale principale ce limitează direct dimensiunile barajului și condițiile sale de fundare. Principala zonă tectonică se găsește pe versantul drept deasupra amplasamentului barajului, alcătuită dintr-o falie principală și fali secundare paralele, în lungul căror săt prindse intercalații de șisturi cristaline (micașisturi cu lentile de feldspat, filite foioase). În zona faliei s-au produs alterări puternice și caolinizări ale rocilor (micașisturi, granognaise). Orientarea ei în zona amplasamentului este NNE–SSW. Fali secundare paralele cu aceasta și cuprinzînd o intercalăție de filite cloritoase în foi fine alterate, taie ampriza la partea sa superioară, formînd un unghi ascuțit de 25°–30° cu axul barajului. Alte fali paralele, cu înclinare mare se găsesc imediat amonte de ampriza barajului pe malul drept creînd suprafete pe care presiunea apei din lac se poate dezvolta integral. În fine, o altă zonă tectonică cu poziție concordantă cu banchurile de granognaise se găsește pe versantul stîng în treimea superioară. Toate aceste fali vor trebui plumbate și cimentate.

Cu toate aceste accidente tectonice, dar ale căror efecte sunt limitate și pot fi corectate prin consolidări ale rocii de fundație, situația geologică în ansamblu este favorabilă amplasării barajului în arc proiectat.

c) Studiile de microtectonică ale amplasamentului

O altă metodă ce se dovedește deosebit de utilă pentru determinarea zonelor susceptibile la deplasări în fundația barajelor este studiul microtectonicii masivelor stîncoase de reazem.

În cazul barajului Sădișoara, studiul ce am întreprins cuprinde observații și măsurători asupra sistozității de laminație a rocilor granitoidice, asupra fisurației, faliilor și microfaliilor. Observațiile s-au efectuat pentru fiecare versant independent, atât la suprafață cît și în subteran (galerii de exploatare), în ampriza barajului în amonte și în aval de el. Măsurătorile au fost transpuze în stereogramme Schmidt cu proiecții pe emisfera superioară ce permit analiza directă a raporturilor de condiționare între foliația rocii și direcția transmiterii efortului produs de baraj.

S-a elaborat astfel tectonograma sintetică B (fig. 32)(amplasamentul barajului), provenită din patru tectonograme (fig. 33, 34, 35, 36) de sector (SIs — subteran versant stîng, SIId — subteran versant drept, BIs — suprafață + subteran versant stîng, BIId, suprafață + subteran versant drept).

Studiile microtectonice au pus în evidență constituirea versanților văii din blocuri, din bancuri și plăci de rocă (granognaise și cataclazite porfiroidice) separate după trei sisteme principale de fisuri și completate prin fisuri cu poziție intermediară.

ACESTE TREI SISTEME SUNT CONSTITUITE DUPĂ CUM SE OBSERVĂ ÎN TECTONOGRAAMA SINTETICĂ B, DIN FOLIAȚIA DE LAMINARE S AVÂND UN MAXIM PRINCIPAL CU POZIȚIA $330/48^{\circ}$, FISURAȚIA Q (ac) CU UN MAXIM ALUNGIT CONJUGAT AVÂND ORIENTAREA $80/76^{\circ}$, FISURAȚIA DIAGONALĂ CU MAXIME CONJUGATE ÎN POZIȚIA $60/70^{\circ}$. MAXIMELE SUNT ASEMĂNĂTOARE CELOR DETERMINATE ÎN ACESTE ROCI ÎN CADRUL STUDIILOR MICROTECTONICE REGIONALE DIN VALEA SADULUI (CAP. III).

Alcătuirea masivelor stîncoase din blocuri, separate de fisuri și supuse presiunii apei de infiltratie este de o deosebită importanță în proiectarea construcțiilor hidrotehnice⁸. Această concepție stă la baza mecanicii masivului stîncos din fundația barajelor și în care reprezentarea stereografică este indispensabilă.

Observațiile microtectonice efectuate în zona amplasamentului barajului Sădișoara, atât asupra aflorimentelor cît și asupra unor galerii de explorare pune în evidență același stil tectonic. El se caracterizează printr-o simetrie apropiată de cea monoclinală (mai ales pe versantul drept) și constituită dintr-un maxim principal al foliației de laminare după suprafetele S și din două maxime conjugate II — II' după suprafetele Q (ac). Pe versantul drept, după observații purtate în subteran și la suprafață, mai apar și maxime conjugate de ordinul III — III' și IV după

⁸ M. Georgescu. Presiunea apei în fisuri și importanța ei în proiectarea amenajărilor hidroelectrice. 1963. Comunicare Sesiunea Tehnico-Științifică. I.S.P.E. Arh. Tehn. București.

fisuri diagonale, legate de precedentele prin centuri de legătură. Poziția acestor maxime este indicată în tabelul 28.

Din analiza tectonogramelor, a poziției maximelor și a axelor barajului, rezultă o serie de concluzii pentru condițiile de stabilitate ale construcției și a măsurilor de tratare a masivului de fundație :

TABELUL 28

Pozitia diverselor maxime în tectonogramele de sector și sintetice din zona barajului

Maximul	Versantul stîng		Versantul drept	
	Subteran SIs	Subteran-suprafață BIs	Subteran SID	Subteran-suprafață BIId
I (c)	344/48	340/52	330/49	329/51
II	76/79	93/79	79/73	78/71
II'	slab conturat	267/84	263/86	neconturat la suprafață
III	slab conturat	41/67	58/80	56/74
III'	slab conturat	indistinct la suprafață	222/76	neconturat la suprafață
IV	lipsește	lipsește	115/70	neconturat la suprafață

(a) Tectonogramele obținute din lucrările subterane arată o structură microtectonică mai simplă (Georgescu, Dumofte, 1970) și un grad de fisurăție mai redus, mai ales pe versantul stîng. Acest lucru se evidențiază prin existența numai a două maxime, al laminei S și fisurăției Q (ac), celelalte fiind foarte slab conturate. Prin aceasta se subliniază că mare parte din fisurile diagonale sunt datorate tensiunilor termice ce iau naștere la suprafața terenului și efectelor gravitaționale pe versanții vâii.

O concluzie importantă ce rezultă din aceste observații este că pentru mărirea stabilității fundațiilor, barajul va trebui fundat la adâncimea la care dispar o mare parte din sistemul de fisuri diagonale. Releveelete geologice la talpa de fundație și tectonogramele ridicate pe această suprafață ar trebui să arate, prin diferență de cele întocmite înainte de începerea excavației, diminuarea unor maxime secundare. Observația nu se referă însă la zone tectonice unde starea de fisurăție nu este legată de fenomene de suprafață.

(b) Pe versantul drept, afectat de suprafețe tectonice de ordin superior, s-au dezvoltat maxime de ordinul III și IV și conjugatele II' și III' chiar la adâncimea lucrărilor miniere executate. Nu poate fi precizat fără îndoială dacă aceste maxime se datorează adâncimii insuficiente de la suprafață a galeriilor de explorare sau ele au fost provocate de stressul tectonic. În orice caz pe versantul stîng, în subteran, maximele II', III, III' sunt abia schităte, ceea ce arată că adâncimea de la care dispar fisurile diagonale în



această zonă este mai mică și deci adâncimea de încastrare a barajului poate fi mai mică.

Microfaliile se grupează mai ales în jurul maximului principal *c*, ca de altfel și faliile structurale regionale care probabil le determină.

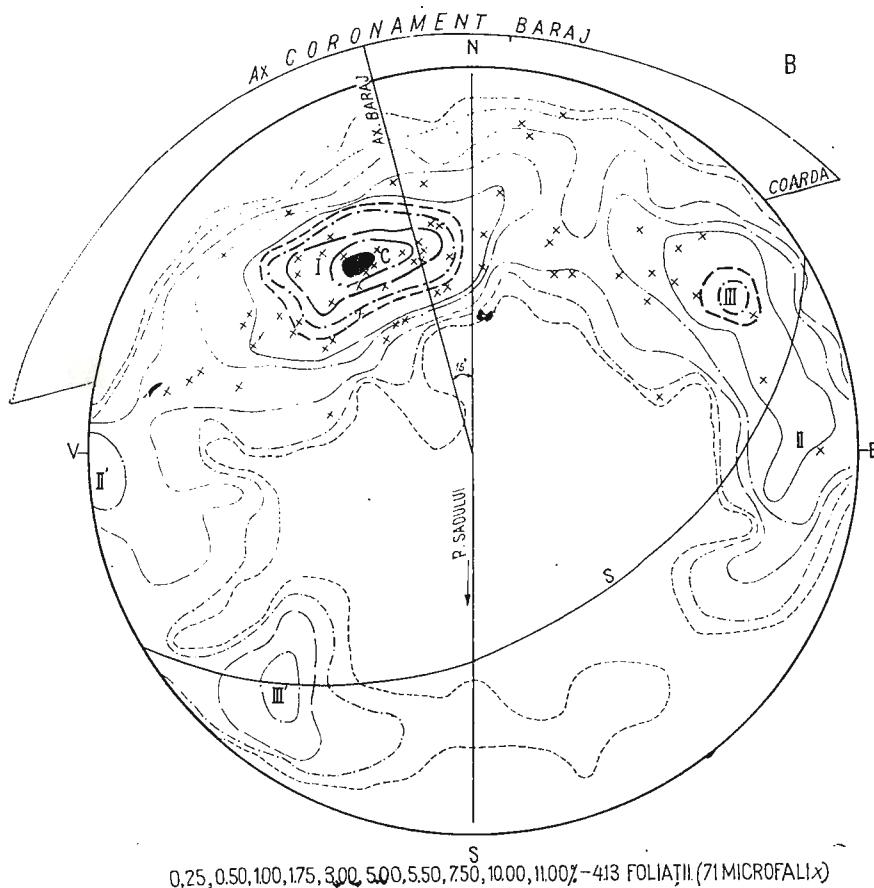


Fig. 32. — Tectonogramă sintetică (zona barajului).

Synthetical tectonogram (the dam zone).

(c) Axul barajului este orientat transversal pe foliația S (trece prin maximul principal de pe versantul stîng și face un unghi de 15° cu această foliație pe versantul drept. Direcția văii face unghiuri de 15° și respectiv 30° cu foliația S de pe cei doi versanți. Aripa dreaptă a barajului și partea sa centrală este dispusă aproximativ paralel cu foliația S a rocii. Aripa stîngă în jumătatea sa superioară este așezată transversal foliației S, dar paralelă cu fisura Q (ac).

Directia eforturilor in baraj se orienteaza astfel in lungul stratelor pe versantul drept si partea centrala si transversal pe strate in partea superioara a versantului sting. Rezulta deci ca vor fi de asteptat tasari mai insemnante pe versantul drept mai ales in jumatarea sa superioara.

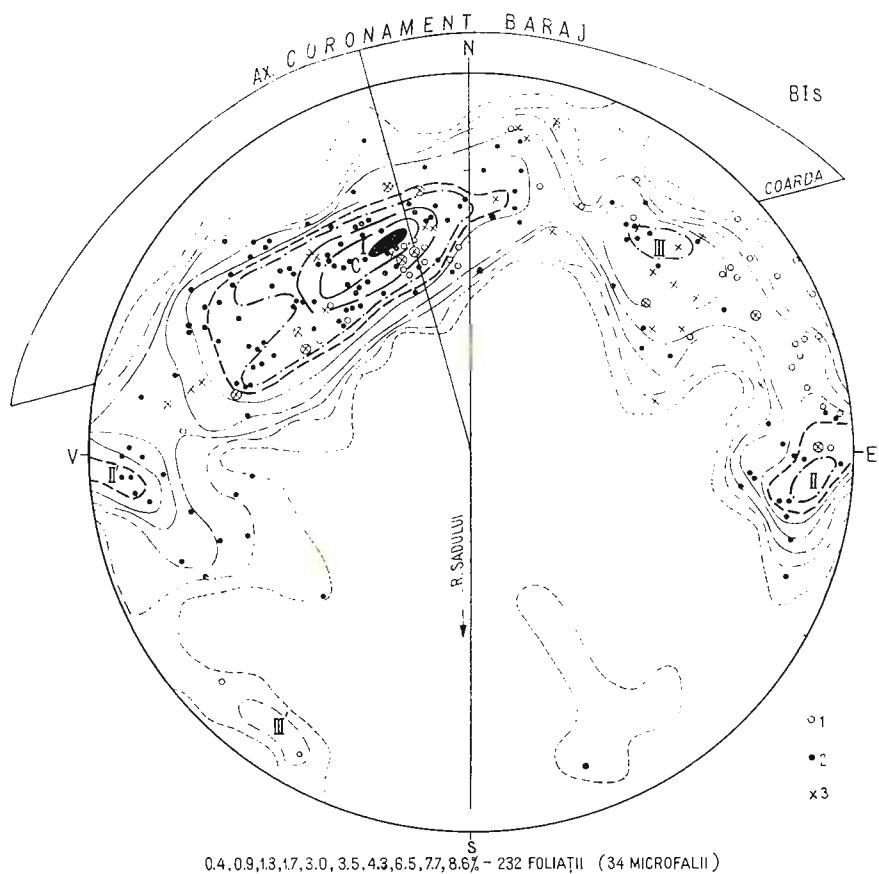


Fig. 33. — Tectonogramă de sector, zona barajului, versant stîng, suprafață + subteran : 1, observații în subteran ; 2, observații la suprafață ; 3, microfalte.

Sector tectonogram, the dam zone, left side, surface + underground : 1, underground observations ; 2, surface observations ; 3, microfaults.

(d) Infiltrațiile de apă din viitorul lac prin roca de fundație vor fi relativ reduse pe versantul drept datorită poziției foliației principale aproape transversal pe vale. Totuși această observație nu se referă la partea superioară a versantului în zona faliei principale care intră în cuveta lacului. Pe versantul stîng pierderile de apă prin infiltrații sunt mai favorizate datorită prelungirii lacului și în valea Sădisoara imediat amonte de baraj

de unde se pot crea legături cu bieful aval atât pe direcția foliației S cît și prin fisurile Q (ac). Coama îngustă ce desparte valea Sadului de valea Sădișoara pe versantul stîng va necesita în acest sens un tratament special de impermeabilizare.

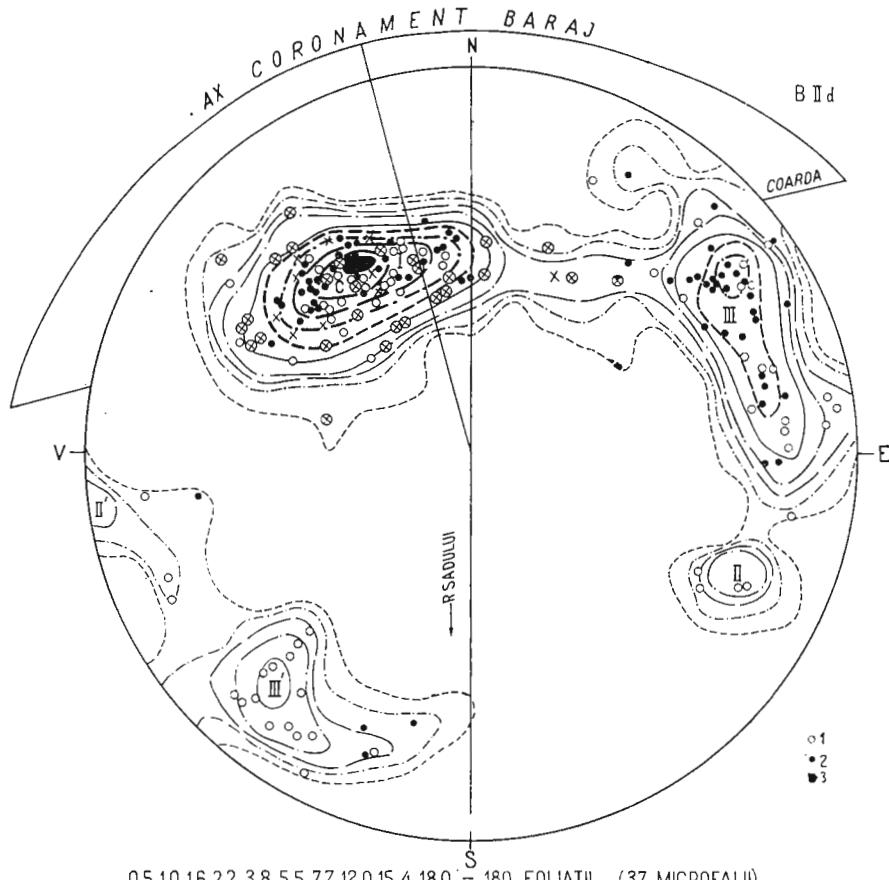


Fig. 34. — Tectonogramă de sector, zona barajului, versant drept : 1, măsurători în subteran ; 2, măsurători la suprafață ; 3, microfalii.

Sector tectonogram, the dam zone, right side ; 1, underground observations ; 2, surface observations ; 3, microfaults.

(e) Stabilirea principalelor sisteme de fisurătie, a elementelor tectonice majore și a căilor posibile de infiltratie a apei, permite precizarea poziției planelor de alunecare posibile, care să constituie datele de bază ale schemelor calculului de verificare a stabilității masivului de reazem. Printre aceste suprafete se găsesc în cazul barajului Sădișoara și următoarele planuri : (1) pe versantul drept, falia principală de la partea superioară a versantului ce străbate o rocă complet alterată, dezagregată, caolinizată, și avînd orientarea NNE-SSW ; falia secundară de la partea

superioară a amprizei barajului (nașterea). Cele două falii separă un prism ce poate fi detașat în bază de microfalii cu înclinare mică spre amonte; crăpături Q (ac) sub falia secundară cu înclinare mare spre versant sau spre vale. Completate cu fisuri S cu înclinare mică aceste supra-

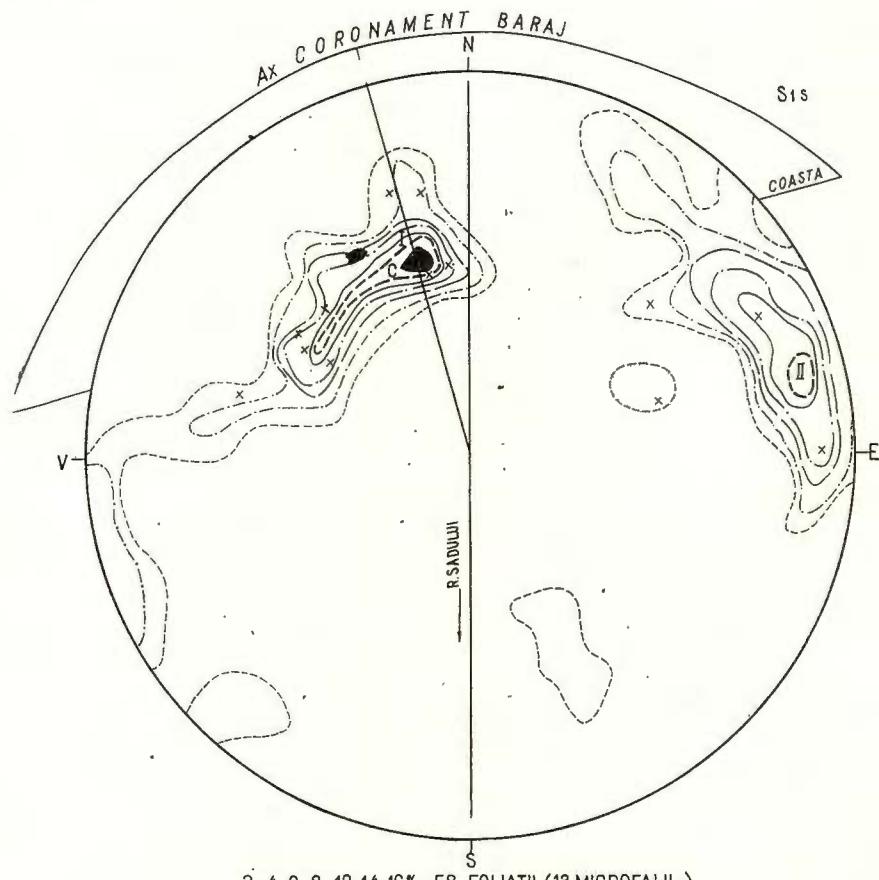


Fig. 35. — Tectonogramă de sector, zona barajului, versant stîng, în subteran.
Sector tectonogram, the dam zone, left side, underground.

fețe pot separa prismuri de rocă chiar în ampriza barajului; crăpături Q paralele, cu înclinare mică spre vale pot debita blocuri mari în ampriza barajului cu tendință de deplasare spre vale. Deși majoritatea fisurilor Q au înclinare mai mare ca a versantului, totuși s-au observat mai rar și fisuri cu o înclinare mai mică; (2) pe versantul stîng, crăpătările Q transversale, paralele, dacă sunt combinate cu fisurile cu înclinare mică spre vale.

Pentru ambii versanți se va considera ca o condiție de bază subpresiunea apei în fisuri.

Spre exemplificare în cazul barajului arcuit Sădișoara indicăm în figurile 37 și 38 poziția unor suprafețe de foliații din tectonogramele menționate, ce pot separa prismuri tetraedrice de rocă după L o n d e (1968), susceptibile la deplasări și a căror stabilitate necesită a fi analizată.

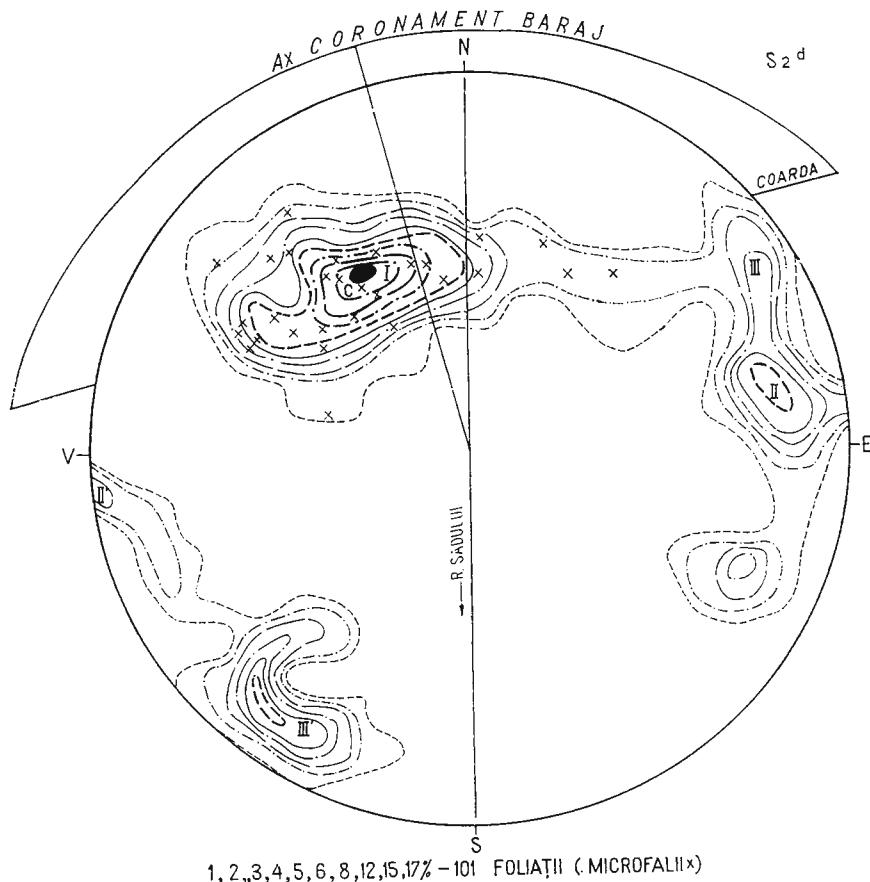


Fig. 36. — Tectonogramă de sector, zona barajului, versant drept, în subteran.
Sector tectonogram, the dam zone, right side, underground.

Rezultă ca o concluzie de bază din aceste scheme că mijloacele principale de mărire a stabilității fundațiilor barajului arcuit constau în realizarea unei adâncimi de încastrare adecvată situației structurale a masivelor de sprijin.

(f) Prezența acestor plane de foliație cît și altele asemănătoare ce vor rezulta din calculele de verificare a stabilității versanților de reazem, atrag atenția asupra necesității ca suprafețele de încercare pe care trebuie determinați parametrii de forfecare (unghiul de frecare și coeziune) să fie suprafețe de microfalii și falii în stare cît mai aproape de cea naturală (cu umplutură

argiloasă) și nu suprafețe special prelucrate aşa cum se procedează adesea. Aceste determinări pot fi făcute atât pe teren cât și în laborator. În ultimul caz trebuie efectuate prelevări de probe orientate din ambiți pereți ai faliilor sau crăpăturilor și supuse la eforturi de forfecare după direcții rezultante din eforturile provocate de fundația barajelor.

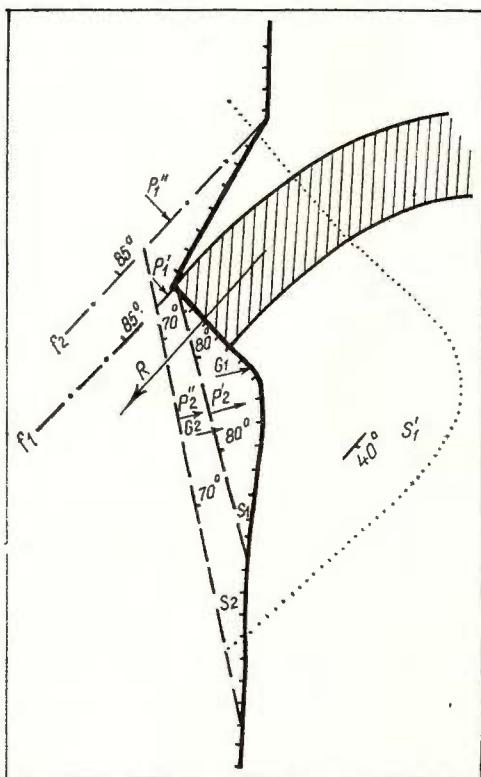


Fig. 37. — Baraj Sădișoara — secțiune orizontală. Dispoziție a unor suprafețe susceptibile la alunecare după tectonograme: p_1 p'_1 p_2 p'_2 , subpresiunea apei în diverse sisteme de fisuri; S_1 , S_2 , suprafețe de foliații de tip *ac* sau diagonale cu inclinare spre vale; S'_1 , suprafețele de foliații diagonale cu inclinare spre aval și spre vale; f_1 , f_2 , fali subverticale la piciorul amonte al barajului versant drept; R , rezultanta eforturilor în arc; G_1 , G_2 , greutatea prismelor de rocă.

The Sadisoara dam—horizontal section. Disposition of some surfaces susceptible of sliding after the tectonograms: p_1 p'_1 p_2 p'_2 , water subpressure in various systems of fissures; S_1 , S_2 , surfaces of *ac* or diagonal foliations with a downstream dip; S'_1 , surfaces of diagonal foliations with a dip towards the valley and downstream; f_1 , f_2 , subvertical faults at the upstream heel of the right side of the dam; R , resultant of the arch efforts; G_1 , G_2 , weight of the rock prisms.

(g) Din analiza tectonogramelor se pot remarcă și taluzele excavării susceptibile la deplasări. În cazul barajului Sădișoara ele sunt în special cele din aval, datorită foliației S paralelă cu acest taluz și cu inclinare spre amonte pe cea mai mare parte din lungimea amprizei. Deplasarea unor bancuri și plăci din același taluz o favorizează și fisurația Q , care poate înlesni și unele deplasări din taluzul amonte. Toate aceste taluze trebuie consolidate (ancore cimentate și plasă de sîrmă).

(h) În ce privește poziția forajelor în voalul de etanșare, tectonogramele sintetice ale fiecărui versant, permite să se stabilească poziția lor cea mai favorabilă care în cazul analizat este cea transversală pe maximul principal al foliației S și având o inclinare opusă căderii fisurației *ac* (pl. XIII). Aceasta presupune o înclinare de 25–30° către SE pe ambele maluri. Totuși și o poziție verticală a forajelor aşa cum a fost în final

prevăzută pe versantul drept atinge ambele sisteme de fisuri deși într-o frecvență mai redusă. Desimea forajelor pentru injectiile cu ciment va trebui mărită pe creasta între văile Sadu și Sădișoara.

(i) Forajele de drenaj, necesare reducerii presiunii apei în fisuri chiar în cazul barajelor în arc⁹, vor fi dirijate cu înclinare cît mai mare

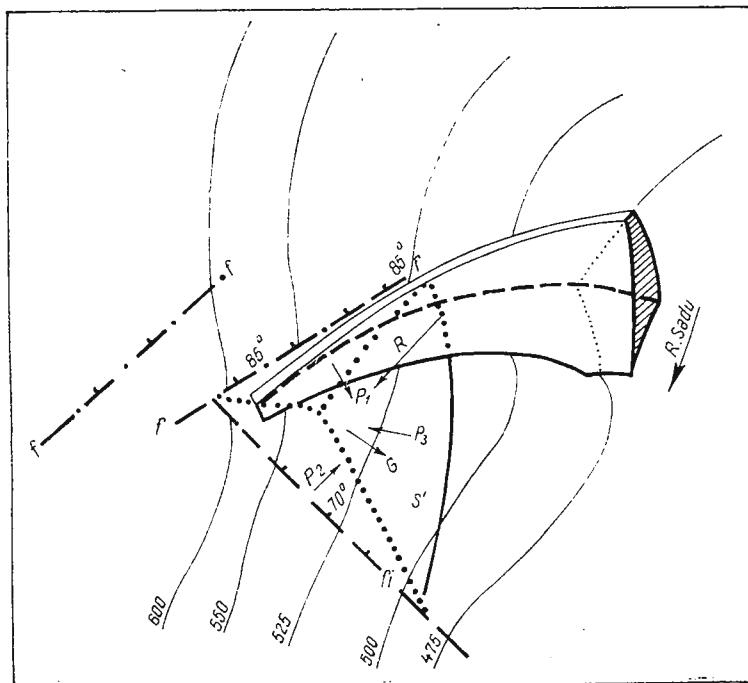


Fig. 38. — Stabilitatea masivului stincos de reazem. Prism tetraedric după Londe (1968) în cazul tectonogramelor barajului Sădișoara ; f, falii la piciorul amonte; f_i, fisuri de tip ac; S', fisuri diagonale; R, rezultanta eforturilor în arc; p₁, p₂, p₃, subpresiunea apei în fisuri și falii; G, greutatea prismurilor de rocă.

Stability of the rocky supporting massif. Tetrahedral prism according to Londe (1968) in case of the tectonograms of the Sădișoara dam; f, faults at the upstream heel; f_i, ac type fissures; S', diagonal fissures; R, resultant of arch efforts; p₁, p₂, p₃, water subpressures in fissures and faults; G, weight of rock prisms.

spre versant pe ambele maluri și în special pe cel stîng. În acest fel vor săia principalele sisteme de fisuri (S, Q, diagonale).

(j) Direcția cea mai favorabilă a unor lucrări eventuale de consolidare prin ancoraje de adâncime a rocii de fundație poate fi aleasă din tectonogramele sintetice ale fiecărui versant. Astfel, în cazul barajului Sădișoara, pe versantul drept ele ar trebui dispuse în două direcții combinate: una verticală

⁹ Op. cit. pct. 8.

sau ușor înclinată spre aval pentru precomprimarea bancurilor și plăcilor de granognaise și a două cu înclinare mare spre versant pentru prinderea prismurilor de rocă detașate de fisurile ac. Pe versantul sting, ancoraje cu înclinare mică spre aval vor putea străpunge atât fisurile S cît și Q (ac).

(k) Din tectonogramele fiecărui sector subteran (pe fiecare versant) pot fi extrase datele necesare modelării structurii versanților în vederea încercării pe model geomecanic a comportării barajului. Modelul va cuprinde astfel, cel puțin principalele sisteme de foliații S, Q și eventual unul diagonal care împreună cu datele obținute din cartările structurii în masiv a rocii vor permite simularea unor condiții apropiate de cele din natură. Un astfel de model anisotrop va permite un studiu apropiat de realitate al distribuției eforturilor în fundație și a stabilității acestora.

d) Structura rocii în masiv și importanța ei în construcțiile hidrotehnice

Studiile inginero-geologice prezintă rocile stîncoase din zona amenajărilor hidrotehnice folosind terminologia petrografică clasică completată cu starea de alterare și fisurare. Aceste denumiri dacă sănătate după clasificările actuale conțin indicații importante asupra compoziției mineralogice care condiționează adesea tăria (duritatea) rocilor. Starea de alterare sau fisurare oferă de asemenea indicații utile asupra caracteristicilor masivului stîncos.

Totuși foarte adesea constructorii nu sănătate cu clasificările petrografice actuale, iar varietatea de roci întâlnite în natură este așa de mare că nu poate fi totdeauna încadrată în clasificările curente. Cele trei stări de alterare care sănătate obișnuit menționate (intensă, medie, redusă) nu pot oglindii gradul de transformare al anumitelor minerale mai puțin stabile dar care nu influențează direct (ci numai în anumite proporții) rezistența rocii. O sericitizare a feldspațiilor sau oxidare a mineralelor melanocrate chiar în proporții de 60 % poate micșora rezistența mecanică a rocii numai în mică măsură, dacă starea de agregare cristalină nu este sensibil modificată. De asemenea, starea de fisurare poate fi avansată, dar dacă pereții fisurilor nu sănătate afectați de o alterare profundă (pînă la caolinizare), rocile respective pot permite în anumite condiții fundarea construcțiilor sau străpungerea de către tuneluri sau galerii.

Din aceste motive este indicată introducerea în completarea denumirii tehnico-geologice a rocilor, a noțiunii de „structură în masiv”, ca mod de dispunere a rocilor în aflorimente, în excavații sau în lucrări miniere subterane. Deoarece marea majoritate a rocilor stîncoase fie ele sedimentare, metamorfice sau eruptive, prezintă cel puțin un sistem dominant de foliații, principalii termeni ai noțiunii de structură în masiv se referă la dispoziția în bancuri, plăci, placete, foi etc.

În tabelul 29 sănătate indicate principalele tipuri de structură în masiv a rocilor complete cu diversele stări de aderență între fețele de foliație, de cutare și de fisurare-agregare. Acești termeni însoțiti de gradul de tărie al rocilor, oferă unele indicații mai cuprinzătoare asupra anizotropiei caracteristicilor lor geomecanice și a modului lor de utilizare.



TABLEUL 29
Tipuri de structură în masiv a rocilor

	Structura în masiv						Pămîntosă
	Banuri groase	Banuri subțiri	Bancuri groase	Plăci groase	Plăci subțiri	Plachete	
Grosimea structurii cm	> 200	100...200	50...100	20...50	20...50	1...10	0,5...1 0,1...0,5
Stări de aderență pe suprafetele de foliaje	sudale, tangente, separate de felii proaspete, de material argilizat, de material foios, de plachete, etc.						
Starea de cutare	paralelă, ondulată	paralelă, ondulată, cutată, strins cutată, încrețită					
Starea de fisurare	slab fisurată, fisurată, foarte fisurată, fragmentată, solzoasă, grusificată, friabilă						compactă, grusificată, friabilă



Din acest tabel se poate remarcă în ce privește fundarea barajelor, că structura în bancuri groase sau subțiri, sudate sau tangente este favorabilă fundării tuturor tipurilor de baraje. În cazul separării bancurilor de către foi sau material argilizat sau prezenței dislocațiilor tectonice se impune o verificare obligatorie a stabilității masivului după suprafețele de separație. Structura în plăci sau placete este și ea favorabilă în general amplasării barajelor de toate tipurile, cu condiția de a nu fi intercalate sau separate de material argilizat, sau afectate de suprafețe tectonice importante. Calculul de verificare a stabilității masivului este însă necesar și în cazul acestei structuri. Structura în foi și brecioasă este în general dezavantajoasă amplasării barajelor de beton (dacă nu este sudată), nu însă și tipurilor de baraje din materiale locale. Structura pământoasă nu va fi recomandată decit fundării barajelor din pietriș sau argilă și cu anumite măsuri și din anrocamente.

Desigur structura în masiv nu înlocuiește studiul geologic al încadrării amplasamentului în situația geologică și tectonică a regiunii și nici studiul geologic și microtectonic al amplasamentului. Precizarea ei trebuie însă să completeze studiile pentru determinarea condițiilor de fundare sau amplasare ale barajelor.

Utilizarea caracterizării structurii rocii în masiv se dovedește a fi de același interes și în construcția galeriilor, tunelelor, centralelor subterane, exploatarea carierelor, dispoziția forajelor de injecții și drenaj, consolidărilor cu ajutorul ancorajelor și în general la orice excavații în roci stîncoase.

Pentru exemplificare prezentăm în figura 39 și figura 40 fragmente reprezentative de structuri ale rocilor în masiv în dezvelirile și derocările executate în axul barajului de beton arcuit Sădișoara, iar în planșa XIV structura în profilul galeriei de aducție Sădișoara-Jiu.

c) Drenarea rocii de fundație

Impermeabilizarea rocii de fundație la barajul Sădișoara, pentru reducerea infiltrărilor și a presiunii apei în fisuri se va realiza printr-un voal de injecții. Datorită însă sistemelor multiple de fisuri și prezenței unei fisurări fine imposibil de închis prin injecții cu ciment, există eventualitatea unei funcționări insuficiente a voalului de etanșare. Ca urmare se va crea o presiune însemnată a apei în fisurile masivului de sprijin însotită de o reducere a rezistenței interne la eforturile de forfecare-frecare. Din aceste motive, pentru tratarea rocii, în proiectul barajului¹⁰, am inclus în afara măsurilor de consolidare-etanșare prin injecții drenarea sistematică a rocii de fundație printr-un ecran continuu de drenaj (pl. XIII). Ecranul va fi constituit dintr-un rînd de foraje situate în aval de voalul de etanșare având rolul de a reduce presiunea apei din fisurile masivului de rocă de sub fundația barajului și imediat în aval. Creșterea acestei presiuni a fost una din cauzele principale care a condus la pierderea stabilității masivului de sprijin a barajului arcuit Malpasset (D a r g e o u , 1955 ; M a r y , 1968 ; L o n d e , 1968).

¹⁰ Op. cit. pct. 7.

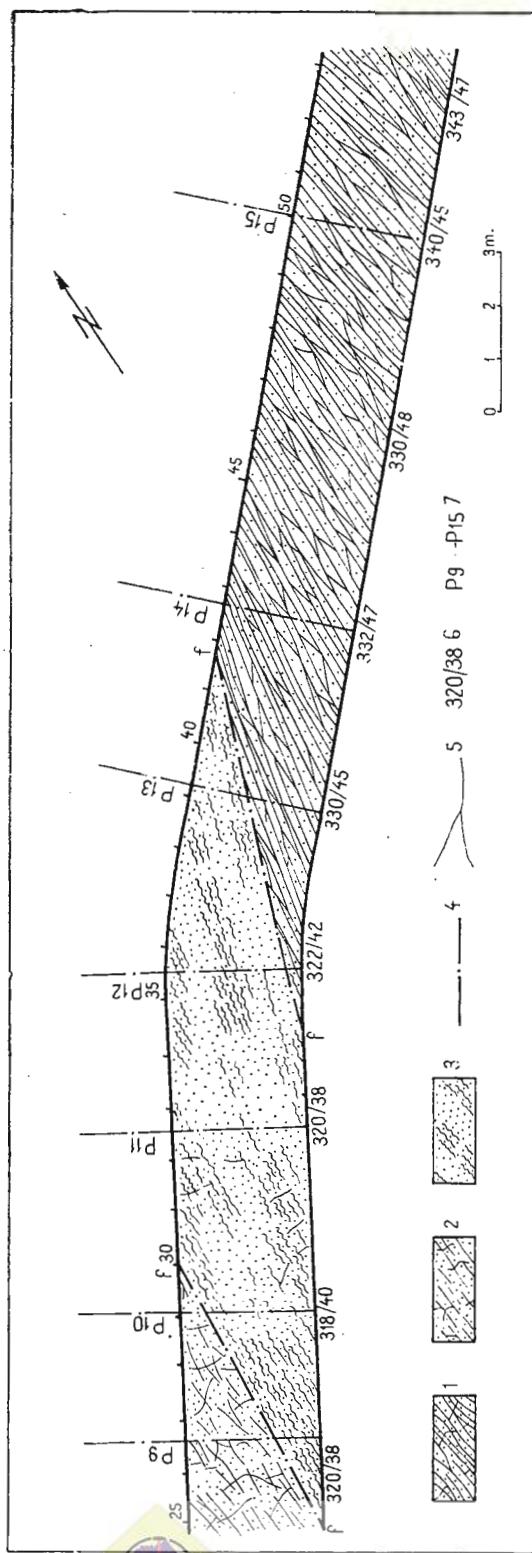


Fig. 39. — Barajul arcuii Sădisoara. Deroare versant drept. Structura în masiv, scara 1:100 : 1, plăci subțiri, 5—10 cm, lari, fisurate, alterate ; 2, planșe 0,5—1 cm, semițari, fisurate, foarte alterate ; 3, foi sfârinate caolinizate, parțial făță strucțură, în zona tectonică ; 4,6, falii, 320/38 poziția foliată ; 5, fisuri ; 7, p15, profile topografice.

Sădisoara arch dam. Excavation right side, outerop rock structure, scale 1:100 : 1, thin of 5—10 cm, hard, fissured, altered plates ; 2, semi-hard, fissured, very altered plaquettes ; 3, caolinised, crushed sheets, partly structureless, in the tectonic zone ; 4,6, faults, 320/38 foliation position ; 5, fissures ; 7, P 9—P 15 topographic profiles.

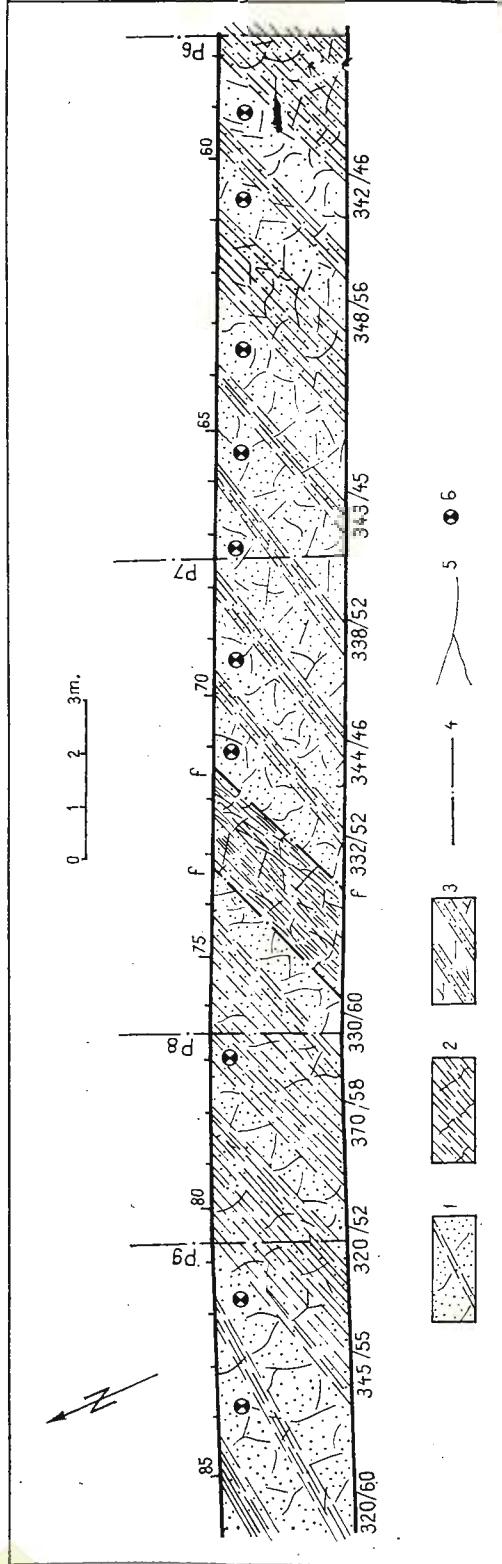


Fig. 40. — Barajul arcuii (beton) Sădisoara. Derocare versant stâng, Structura în masiv, scara 1:100 : 1, bancuri subțiri și groase 0,5—3m, fisurate, foarte tari, slab alterate ; 2, plăci subțiri 3—10 cm, fisurate, foarte tari, cu intercalatii folioase subcentimetrice ; 3, placette 0,5—1 cm, semitari, foarte fragmentate, alterate, in zona tectoniciă ; 4, fale ; 5, fisuri 330/60 pozitia foliatiei ; 6, fețe de stral. Sădisoara arch (concrete) dam. Excavation left side outcrop rock structure, scale 1:100 :1, thin and thick fissured, very hard, weakly altered banks of 0,5—3m ; 2, thin, fissured, very hard plates of 3—10 cm, with subcentimetric sheeted intercalations ; 3, semi-hard, very fragmented, altered plaquettes, of 0,5—1 cm, in the tectonic zone ; 4, faults ; 5, fissures 330/60 position foliation position ; 6, layer face.

Drenarea rocii de fundație la barajele în arc nu a fost folosită în străinătate încă dinainte de 1962, decât în mică măsură, considerindu-se că datorită lățimii mici a fundației acestor tipuri de baraje ea nu era necesară. Importanța acestei măsuri a făcut obiectul unei comunicări a autorului în 1963¹¹. Barajul Sădișoara reprezintă primul baraj arcuit proiectat în R.S.R. (1965) prevăzut cu un ecran de drenaj. După anul 1965, la cea mai mare parte din barajele arcuite proiectate de I.S.P.H. au fost preconizate drenaje speciale prin foraje.

f) Urmărirea comportării în exploatare a masivului de reazem

Unele distrugeri de baraje înalte din străinătate provocate de pierdere stăabilității masivului de fundație, precum și tendința în tehnica mondială de a folosi la maximum capacitatea portantă a rocii de fundație, face necesar un control mai sever al comportării rocii de reazem în timpul perioadei de exploatare a construcțiilor hidrotehnice. În prezent continuă să se acorde o atenție sporită suprastructurii de beton a barajului de o formă și dintr-un material bine cunoscut, comparativ cu măsurarea proprietăților masivului de fundație, mai ales sub efectul unor presiuni sporite și a creșterii presiunii apei în fisuri datorită prezenței lacului.

Aceste motive m-au determinat să includ încă din 1965¹² în proiectul barajului Sădișoara un sistem de dispozitive de măsură și control al masivului de reazem din care unele folosite și în tehnica controlului corpului de beton, dar adaptate condițiilor geotectonice și geomecanice specifice amplasamentului. Prin completările aduse el poate fi adaptat și la alte amplasamente sau tipuri de baraje (fig. 41).

Punctele și sectoarele ce se cer controlate în mod special la barajele în arc sau de greutate sunt : dislocațiile tectonice, limitele între tipurile de roci cu competență diferită, fisurile și crăpăturile importante ce nu s-au închis la cota de fundație, zonele de rocă dezagregată-alterată, masivele de rocă din flancurile barajului, precum și foliațiile (planurile) susceptibile de deplasări și care au fost considerate în schemele de calcul de verificare a stabilității masivului de reazem. Observațiile vor fi purtate cu o atenție deosebită în zonele imediat aval și amonte de baraj.

În cazul barajului Sădișoara punctele de control se concentrează mai ales asupra :

1') cele trei zone de dislocații din zona amplasamentului : falia cristalinului pe malul drept deasupra amprizei, dislocațiile de la cota 545 mal drept însotite de filite foioase, dislocația de la cota 525 mal stîng ;

2') fisurația de tip *ac* (transversală pe sistozitatea de laminare) de pe malul drept cu înclinare spre vale sau verticală ;

3') fisurația diagonală cu înclinare spre vale ;

4') fisurație tip *ac* cu înclinare spre aval sau verticală de pe versantul stîng ;

5') fisurația diagonală cu înclinare spre vale de pe același versant.

¹¹ Op. cit. pct. 8.

¹² Op. cit. pct. 7.

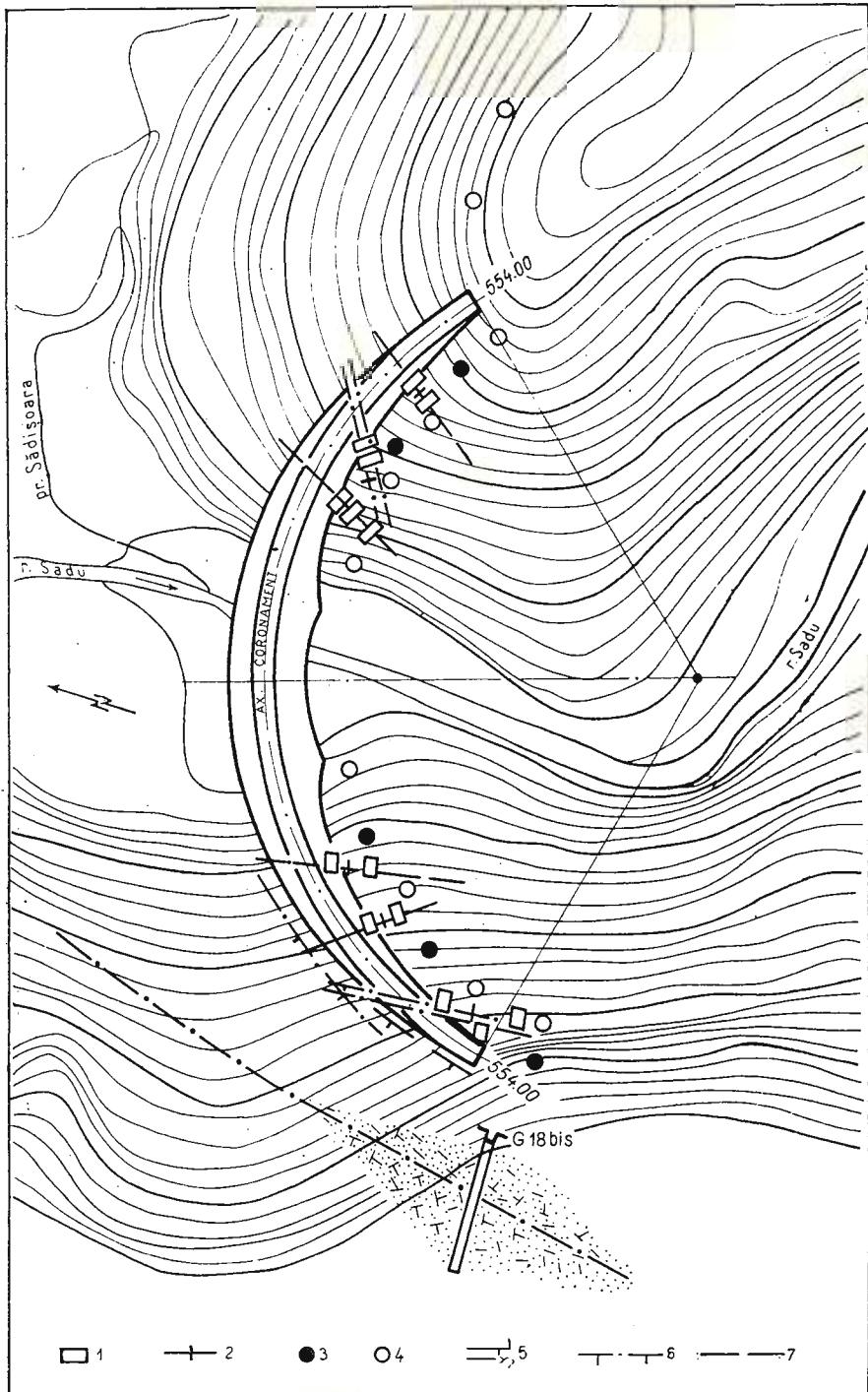


Fig. 41. -- Baraj Sădișoara. Aparate de măsură și control al comportării masivelor de rezem : 1, teledesformetre ; 2, telepresmetre ; 3, foraje reper de adincime ; 4, foraje piezometrice și cu coloană reper ; 5, galerie de control în zona faliei de pe versantul drept ; 6, falii ; 7, fisuri-crăpături.

Sădișoara dam. Devices of measure and control of supporting massifs behaviour: 1, teledesformeters; 2, telepressmeters; 3, depth indicator drillings; 4, piezometric drilling holes with a diameter check tubing; 5, control gallery in the fault zone from the right side; 6, faults; 7, fissures-cracks.

Dispozitivele și aparatele ce se vor folosi pentru aceste observații (fig. 41), cele mai multe după modelul aplicat la controlul părții de beton, constau din : teledoformetre montate pe falia de la cota 545 mal drept și falia cota 525 mal stîng precum și pe crăpăturile de tip ac pe ambii versanți ; telepresmetre montate în flancurile falilor menționate mai sus pentru măsurarea presiunii diferențiale dintre flancuri ; foraje cu coloană reper, trei pe versantul drept și două pe cel stîng în treimile superioare (echipate cu coloană de tubaj) permit controlul cu calibrmetru a adîncimii eventuale a strangulării coloanei prin deplasarea blocurilor de rocă străpunse de foraj ; foraje piezometrice.

O atenție deosebită se va acorda faliei cristalinului de la partea superioară a versantului drept deasupra amprizei barajului. În această zonă tectonică cu grosime mare de rocă argilizată a fost executată o galerie de explorare. Ea traversează la început o scurtă zonă de rocă sănătoasă, pătrunzînd apoi în materialul foarte alterat al faliei. Galeria va trebui transformată într-o galerie de control, betonată și echipată cu dispozitive telepresmetrice și foraje piezometrice. Controlul și verificarea periodică a cămășuielii acestei galerii și a celorlalte dispozitive de măsură vor putea sesiza din timp orice apariții de eforturi sau deformații periculoase ale masivului de rocă atrăgînd măsuri corespunzătoare din partea exploatarii. În același timp, va permite o încărcare suplimentară prin proiect pînă la capacitatea portantă capabilă a rocii de fundație.

2. BARAJUL DE ANROCAMENTE SAU MATERIALE LOCALE

Studiile geologice regionale (întreprinse între valea Jiului și masivul Reci) au pus în evidență existența unor depozite deluviale, nisipoase, prăfoase formate pe seama șisturilor micacee (filite) din seria de Tulișa, precum și strate groase de pietrișuri nisipoase sarmațiene cu intercalății de argile. Ambele se găsesc în cantități importante și în apropierea cheilor de pe cursul mijlociu al văii Sadului.

Prezența acestor materiale precum și natura versanților văii constituîți din roci foarte tari în bancuri groase, oferă posibilitatea execuției unui baraj din anrocamente (eventual pietriș), cu un nucleu din material argilizat. Această posibilitate este de interes economic întrucît barajul de beton este limitat ca înălțime și volum de acumulare datorită situației geologice, în timp ce barajul din materiale locale situat într-un amplasament mai favorabil, nu este afectat de accidente tectonice.

a) Amplasamentul barajului

Amplasamentul barajului (fig. 42) din materiale locale se găsește cu axul la cca 250 m aval de cel al barajului de beton (confluența cu rîul Sădisoara). El beneficiază astfel de o cuvetă largă în amonte și de chei înguste în zona amplasamentului. În amonte de acest sector valea fie că se lărgește mult pentru amplasarea unui baraj, fie că prezintă îngustări locale prea limitate. În aval panta rîului crește brusc intrînd într-un adevarat „rapid” cu valea relativ îngustă și de obicei asimetrică.

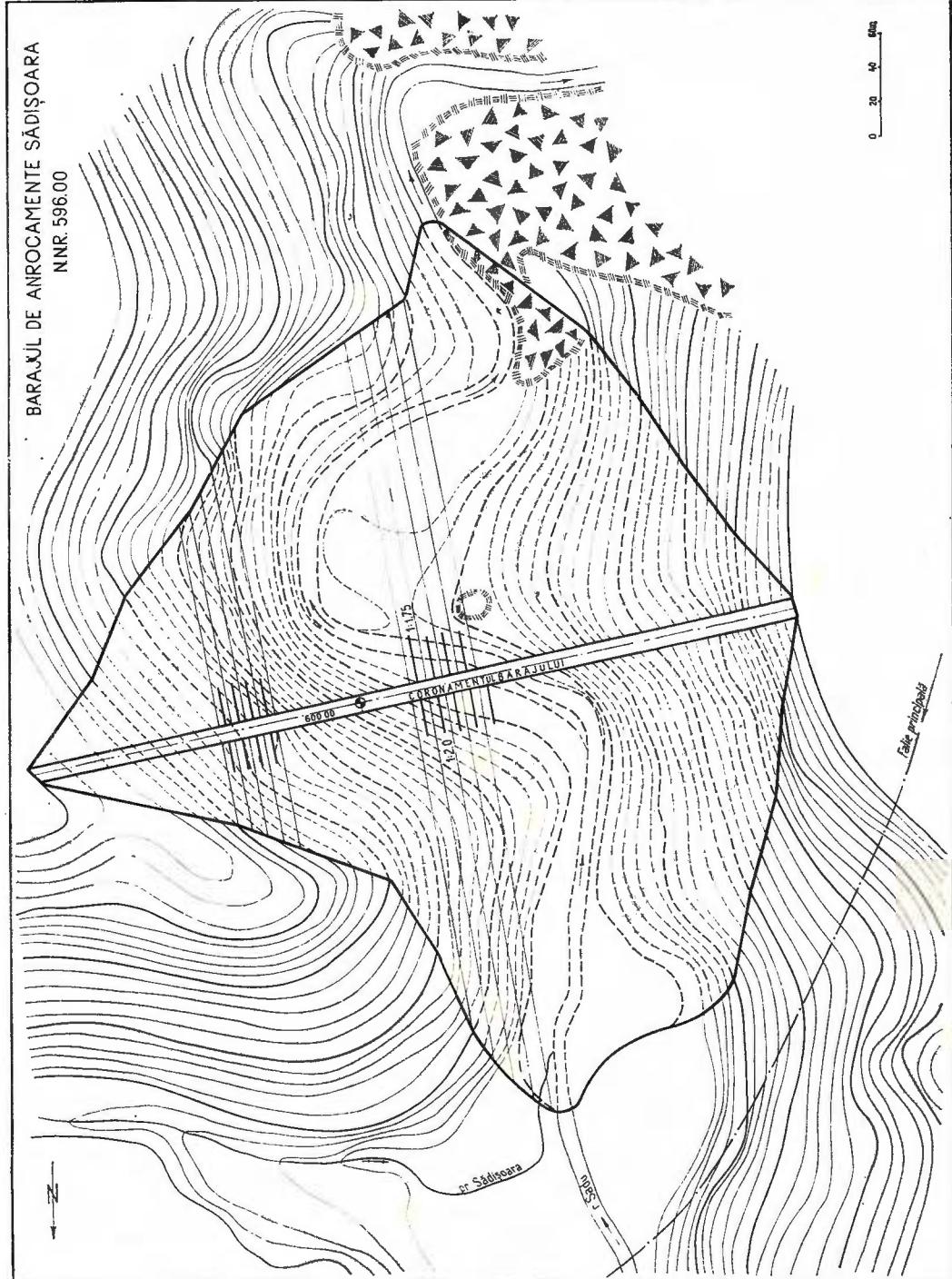


Fig. 42. — Barajul de anrocamente Sădăsoara.

Situația geologică mai favorabilă a amplasamentului barajului de anrocamente se datorește pe de o parte lipsei sistemului de falii însoțit de zone de coalinizare și de intercalații de șisturi foioase de pe malul drept, iar pe de altă parte poziției sale la limita zonei de granodiorite șistoase și cataclazite de pe malul stîng, condiții ce erau specifice barajului de beton. În axul barajului și în dreptul prismului aval se găsesc granognaise și granodiorite masive în bancuri groase, astfel că din acest punct de vedere nu există o limitare a înălțimii barajului. Morfologia văii și în special rezervele de material impermeabil pentru nucleu sănt cele care condiționează această înălțime.

Cercetările efectuate în zonă, fără însă a putea beneficia de execuția unor lucrări de explorare, au permis a evalua o rezervă din clasa C de cca 750.000 m³ după cum se va arăta mai jos.

Pentru un astfel de volum de material impermeabil exploatabil în valea Alunului și în valea Prislopului corespunde o înălțime de baraj de cca 136 m cu un volum al miezului impermeabil de cca 740.000 m³.

Curba de capacitate a lacului indică pentru această înălțime de baraj cu nivel de retenție la 4,00 m sub coronament, un volum acumulat de cca 100 milioane m³, adică cu cca 70 milioane m³ mai mult decit volumul lacului realizat de barajul de beton (nivel normal de retenție cu 46 m mai scăzut).

b) Materiale de construcție

Existența materialelor naturale de construcție necesare, condiționează posibilitatea adoptării unei variante de baraj din materiale locale. Din cercetările efectuate în regiunea studiată rezultă prezența de rezerve importante de rocă stîncoasă utilizabilă pentru anrocamente, material argilos impermeabil pentru nucleu și depozite de pietriș pentru umplutura de balast și pentru filtre. Poziția lor se găsește la distanțe convenabile pentru executarea unui baraj de anrocamente, și în anumite condiții tehnologice, pentru un baraj din pietriș. În cele ce urmează ne vom ocupa numai de materialele de construcție ale barajului de anrocamente, cel de pietriș depășind cadrul acestei lucrări.

Anrocamente și cariera de anrocamente

Imediat aval de amplasamentul barajului pe ambii versanți, iar în amonte pe versantul drept, malurile văii sănt alcătuite din roci stîncoase fermate preponderent din granognaise granodioritice sau roci înrudite (tonalite, diorite). Ele aflorează la zi sau sănt acoperite de pături deluviale și grohotișuri cu grosimi relativ reduse, maximum 2–3 m.

În mod deosebit în aval de baraj, pe malul drept, pînă la confluența cu pîrîul Crucii (cca 1,3 km) (planșa IX–3) situația este favorabilă deschiderii unei cariere de anrocamente. Versantul este constituit din granodiorite, tonalite, diorite, roci foarte tari și extra tari în facies masiv și mai rar gnaisic sau șistos. Roca are o structură în masiv în bancuri paralele de 1–3 m grosime și plăci groase de 20–50 cm, compacete, slab sudate, cu intercalații rare de zone mai șistcase. Frontul de exploatare poate fi



deschis la diverse nivele pînă la o înălțime maximă de cca 200 m din talvegul văii Sadului. Panta versantului oscilează între 1 : 1,25 – 1 : 1,75. Stratul deluvial lipsește sau are grosimi mici.

Rezervele de anrocamente depășesc considerabil necesarul de cca 5,50 milioane m^3 , putind fi obținute dintr-un front de cca 600 m lungime și cca 200 m adâncime.

Coefficientul de extracție al anrocamentelor din carieră poate fi considerat de minimum 0,80 – 0,85 având în vedere tăria rocii cît și structura ei în masiv cu preponderență bancurilor și plăcilor groase compacte.

Materialul impermeabil pentru nucleu

Sursele de material argilizat impermeabil necesar nucleului barajului de anrocamente sunt constituite de cuvertura deluvială din zona seriei de Tulișa și subordonat intercalătii de argile din depozitele de pietrișuri sarmatiene de pe văile Prislopului și Șarpelui.

Prima sursă se găsește sub forma unei fâșii de cca³ 400 m lățime, transversală văii Alunului, ce acoperă versanții și continuă spre vest pînă în valea Jiului. Ea îmbracă în mare parte sedimentele slab metamorfozate ale seriei de Tulișa pe seama cărora s-au format. Acestea sunt constituite la suprafață în mare măsură din șisturi micacee (filite), foioase, grafitoase, cu intercalătii rare de șisturi cuarțitice și conglomerate. Întreg pachetul a suferit pe de o parte o puternică cataclază ce a afectat însăși structura și textura lor și de asemenea o alterare profundă prin caolinizarea mineralelor micacee.

Prin aceste procese au rezultat depozite relativ groase de material argilos nisipos amestecat cu fragmente mărunte de cuarț, extins pe suprafețe importante. În stratele argiloase au avut loc alunecări pe versanți, actualmente stabilizate. Panta taluzelor s-a redus în acest fel la 10 – 15° către baza lor.

Din acest material s-au prelevat probe la care s-au efectuat analize preliminare pentru determinarea caracteristicilor geotehnice în vederea posibilității utilizării lui ca material în miezul impermeabil al unui baraj de anrocamente.

Curba granulometrică a materialului prelevat este indicată în figura 43, remarcindu-se printre plaje cu mare continuitate, (coefficientul de neuniformitate $u = 67$). Acest fapt îi conferă o permeabilitate scăzută, deși conținutul în granule cu diametrul mai mic de 0,005 mm este de numai 4% iar în granule peste 5 mm, de 20 – 30 %.

Caracteristicile geotehnice și de compactare determinate în laboratorul pentru baraje de pămînt al Institutului de Studii și Proiectări Hidroenergetice prezintă următoarele valori (tab. 30).

Din tabel se remarcă permeabilitatea foarte scăzută a materialului mai ales după ce el a atins o greutate volumetrică uscată de minimum 1,90 t/m^3 . Unghiul de frecare are o valoare ridicată (23°), datorită prezentei fracțiunii nisip și pietriș în proporție de cca 80 %. Această valoare permite ca materialul în parte amendat, să fie folosit ca element de etansare



TABELUL 30

Cariera de material impermeabil Alunul. Caracteristici geotehnice și de compactare

Caracteristici geotehnice	Materialul natural fracțiunea		Condiții de încercare
	0...50 mm	0...3 mm	
Coefficientul de permeabilitate K cm/s	0 (atit sub sarcină de 3kg/cm ² cit și fără sarcină)	1,8 · 10 ⁻⁵	Pentru materialul 0...50mm, greutate volumetrică uscată de 1,94 t/m ³ și gradient I=15
Tasarea cm/m			
ep2	2,32	3,60	Pentru material 0...50 mm, greutate volumetrică uscată de 1,94 t/m ³
ep3	5,18	—	
ep5	—	5,0	
Parametrii de forfecare :			
unghi frecare	—	23°	
coesiușca Kg/cm ²	—	0,2	material neconsolidat, neinundat
Parametrii de compactare			
greut. volum uscată max t/m ³	1,86	2,04	
Umiditate optimă de compactare			
W _{opt} %	12,3	9,3	

al barajului atât sub formă de nucleu cît și ca ecran înclinat sub parametrul amonte, dacă rezervele o vor permite.

Parametrii de compactare (fig. 44) au și ei valori favorabile.

Studiile ulterioare vor trebui să verifice și să precizeze pe materialul natural obținut din diverse zone ale carierei, granulozitatea, greutatea volumetrică minimă și lucrul mecanic necesar pentru obținerea unui coefficient de permeabilitate de 10^{-5} cm/s sau mai mic, umiditatea naturală la diverse nivele din carieră.

Din observațiile efectuate în cursul studiilor geologice regionale (fără efectuarea de lucrări de explorare) suprafețele ocupate de depozitele deluviale în zona seriei de Tulișa din valea Alunului (în cea mai mare parte neîmpădurite), se ridică la : cca 120.000 m² pe malul stâng al văii Alunului, cca 75.000 m² pe malul stâng al văii, cca 200.000 m² pe versantul drept al culmei Alunului (spre pîrîul Chitiu-Rafaila). Grosimea exploataabilă a acestui strat este cuprinsă între 1,5 – 2,5 m după deschideri observate pe văi secundare și taluze.

Rezervele de material din clasa C se ridică astfel în acest amplasament la cca 660.000 m³. Există de asemenea posibilități de extindere a suprafeței exploataabile către vest (spre valea Jiului) pe distanță de minimum 500 m. Aceste rezerve vor trebui verificate și precizate prin lucrări de explorare.



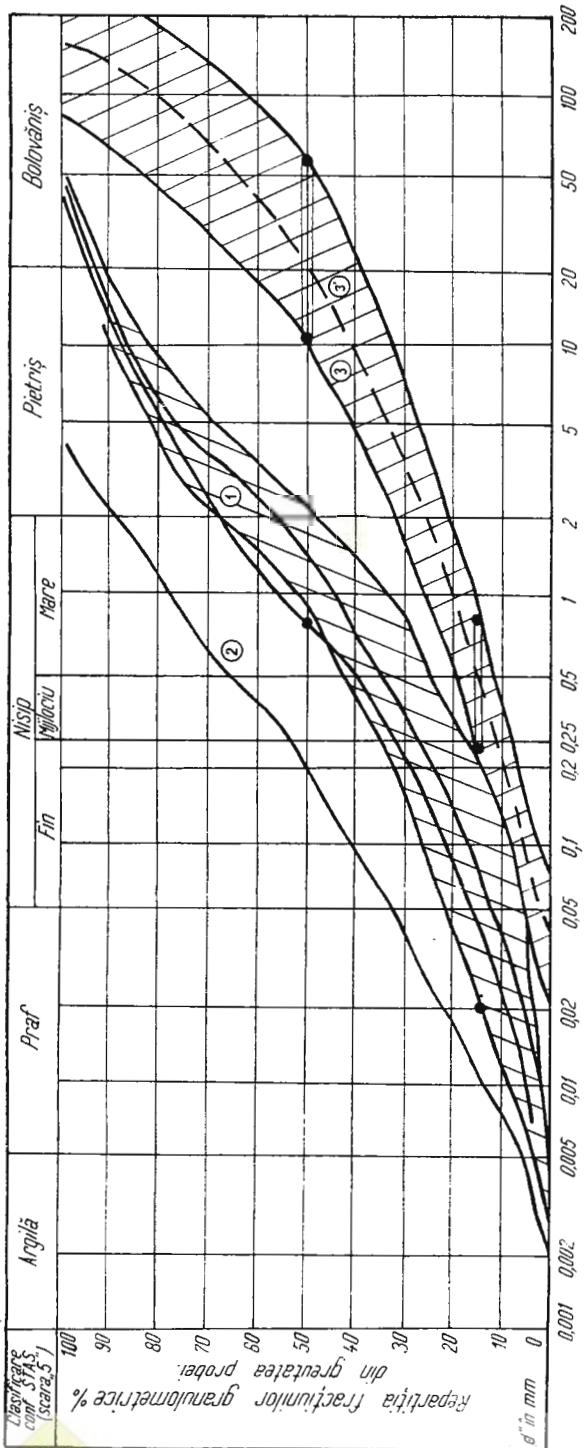


Fig. 43. — Diagrama compozitiei granulometrice : 1, domeniul granulometric al materialului prelevat din cariera Alunul ; 2, materialul rezultat după înălțarea piețruiului prin cernere pe sită de 3 mm ; 3-3', domeniu granulometric al celor două străzi de filtru invers.

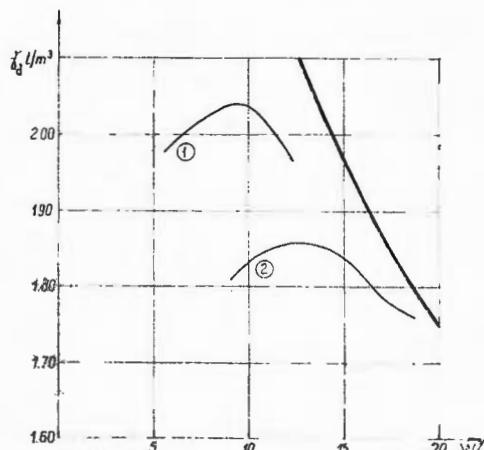
Diagram of granulometric composition : 1, granulometric domain of the Alunul quarry sampled material ; 2, material resulted after the removal of gravel by screening through a screen of 3 mm ; 3-3', granulometric domain of the two strata of inverse filter.

Distanța medie de amplasamentul barajului la care se situează cariera Alunul de material impermeabil este de cca 5 km, ceea ce constituie o lungime curent acceptată în construcția barajelor de pămînt.

O a doua sursă de material argilos, de importanță mai redusă, se găsește în valea Prislopului și în zonele ocupate de formațiunile sarmațiene (valea Șarpelui) în partea de sud a perimetruului cercetat. Aceste formațiuni

Fig. 44. — Parametrii de compactare. Cariera de pămînt Alunul, serie de Tulișa ; 1, compactare executată pe pămîntul prelevat din carieră fără a se înălța pietrele conținute ; 2, compactare executată numai pe fracțiunea 0—3 mm lucru mecanic aplicat 60 Kgm/dm³.

Compactness parameters. Alunul earth quarry, Tulișa series ; 1, compactness carried out on the sampled ground from the quarry without removing the stones ; 2, compactness carried out only on the fraction 0—3 cm applied mechanic work 60 Kgm/dm³.



sînt constituite din pietrișuri cu intercalații de argile marnoase în grosime de 1,50—2,50 m. Argilele marnoase, de origine marină, prezintă o plasticitate și un grad de îndesare foarte ridicat caracteristic argilelor grase vechi. Cum pietrișurile vor fi exploataate pentru filtrele inverse ale nucleului, intercalațiiile de argile vor putea fi folosite în miezul impermeabil pentru îmbunătățirea calităților materialului din cariera Alunul. Utilizarea argilelor grase va trebui făcută însă în amestec în proporții egale cu pietriș, prin exploatare simultană, pentru ameliorarea proprietăților de compactare.

Suprafața minimă la care se evaluează a fi necesară deschiderea intercalațiilor de argile este de cca 25.000 m², ceea ce reprezintă o rezervă C de cca 50.000 m³. Prin amestec cu pietriș se obține un volum de material argilos de cca 100.000 m³ ce se poate așeza pe fața amonte sau în axul nucleului.

Distanța pînă la baraj a acestei cariere ajunge la 2-3 km.

O a treia sursă (de rezervă) pentru material argilos se găsește în împrejurimile comunei Lăzărești (Găman) și pe valea Amaradia unde rezervele depășesc cca 150.000 m³. Distanța însă a acestei cariere de amplasamentul barajului ajunge la cca 20 km.

Filtre inverse

Materialul necesar pentru executarea filtrelor inverse, se poate obține dintr-o carieră deschisă în formațiunile sarmațiene în care se găsesc și intercalațiile de argile menționate mai sus. Zona cea mai apropiată de

baraj se găsește pe valea Prislopului la cca 2 km de amplasament. Depozitele sarmatiene sunt constituite din pietrișuri și pietrișuri nisipoase cu granula maximă pînă la 150 mm, alternind cu intercalății rare de marno-argile. Stratele au grosimi de 3-5 m și ajung adesea la peste 10 m, putînd fi deschise în fronturi cu lungime de cîteva sute de metri.

Prezența materialului impermeabil din cariera Alunului cu un domeniu granulometric foarte întins va necesita un filtru invers cu o granulație extinsă. Criteriile Bureau of Reclamation pentru astfel de situații prevăd pentru stratul de filtru:

$$F_{15} = 0,24 \dots 0,8 \text{ mm}$$

$$F_{50} = 12 \dots 58 \text{ mm}$$

Domeniul granulometric al filtrului este figurat în diagrama din figura 43. Se observă din diagramă că primul strat se poate obține din carieră fără o sortare prealabilă.

Rezervele exploataabile de pietriș în formațiuni sarmatiene sunt considerabile (suprafață minimă 600.000 m²), ele depășind cantitatea necesară pentru filtrele barajului de anrocamente de cca 475.000 m³ și putînd satisface eventual chiar necesitățile pentru un baraj din balast.

c) Profilul barajului și condiții de fundare

Prezența rezervelor de anrocamente, de material impermeabil și pietriș de filtre permit analizarea unui tip de baraj din anrocamente. Existenza carierei de anrocamente în imediata apropiere a amplasamentului precum și înălțimea mare a barajului (136 m) reprezintă în condițiile date unele din criteriile ce pot conduce la alegerea tipului de baraj din anrocamente în comparație cu cel de pămînt (balast).

Pentru barajul de anrocamente va putea fi analizat după precizarea rezervelor de material impermeabil, fie un profil cu nucleu, fie cu ecran înclinat la parametrul amonte cu avantajele și dezavantajele fiecărui. În figura 45 este indicat un profil tip al barajului Sădișoara asemănător cu al barajului Vidra (Lotru) de înălțime apropiată.

În orice profil ales materialul impermeabil se protejează cu filtre inverse din cariera de balast. Datorită rezervelor importante de pietriș și după cercetări mai detaliate a acestei cariere și a căilor de acces, se va putea studia și un profil mixt de anrocamente și pietriș, mărind grosimea stratelor de filtre și de argilă sarmătiană (în amestec cu pietriș) în nucleul impermeabil.

Debitele de infiltratie prin baraj calculate pentru un profil cu nucleu (fig. 45) și adoptînd un coeficient de permeabilitate $k = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{ cm/s}$ (valoare maximă din încercările de laborator) rezultă:

- 1) pentru infiltratie considerată prin nucleu omogen = 22 l/s.
- 2) pentru infiltratie ținînd seama de curba de presiune = 5,55 l/s.

Volumul diverselor materiale de construcție determinat conform profilului figurat (determinat după planul de situație scara 1 : 500), sunt indicate în tabelul 31.

Condițiile de fundare ale barajului de anrocamente sunt mult mai simple decît ale barajului de beton, deși volumul de lucrări necesare



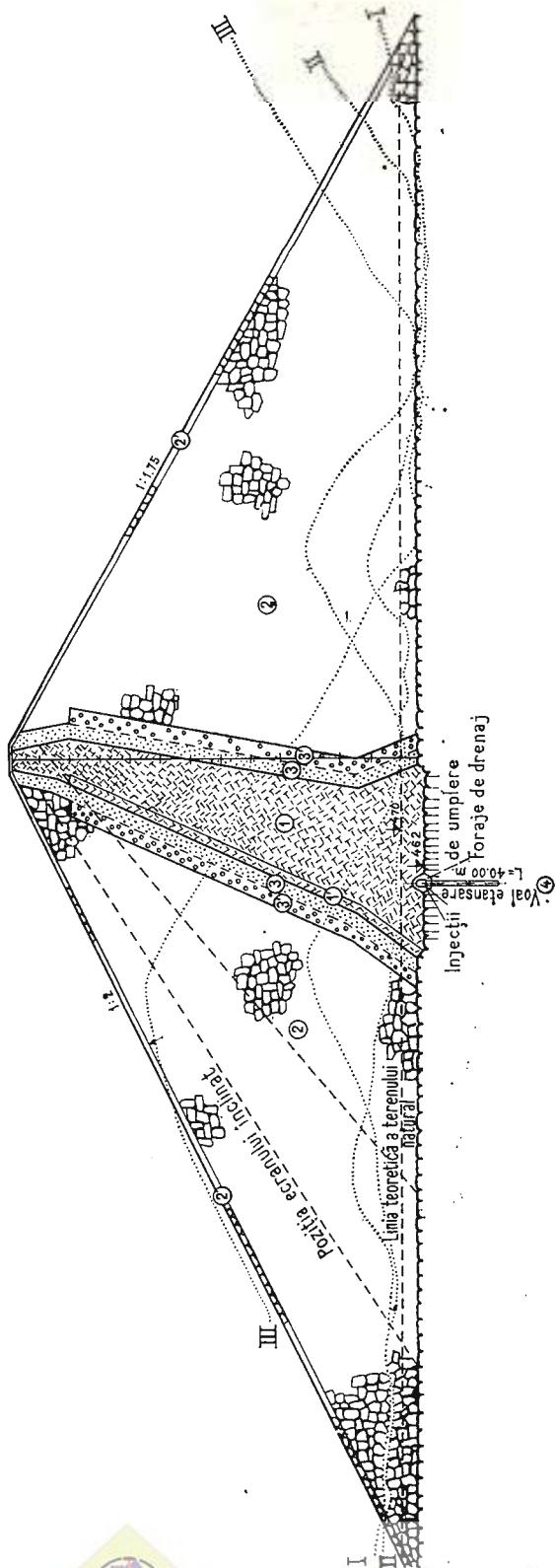


Fig. 45. — Barajul de anrocamente Sădisoara. Profil tip : 1, nucleu din material impermeabil ; 2, anrocamente aşezate ; 3, filtru invers în două strate ; 4, voal de elanşare ; I, II, III, etc. profile ale terenului natural în zona barajului.

Sădisoara rockfill dam. Type profile : 1, nucleus of impervious material ; 2, rockfills ; 3, settled rockfills ; 4, watertight dia-phragm ; I, II, III etc. profiles of the natural ground in the dam zone.

TABELUL 31

Materialul	Volum mil m ³	Procente	Zona din profil
Material impermeabil	0,743	11	Zona (1)
Anrocamente	5,540	82	Zona (2)
Filtre	0,474	7	Zona (3), (3')
Total	6,757	100,0	—

fundării este mai mare. Pregătirea suprafeței de fundare se rezumă la îndepărțarea stratului deluvial nisipos argilos pe versanți și a celui aluvial din vale. Nucleul impermeabil va trebui însă încastrat în roca slab fisurată atât în vale cît și pe versanți. Nu se prevede prezența unor dislocații de însemnatate deosebită care să necesite tratamente speciale, având în vedere depărtarea apreciabilă de falile de pe versantul drept. Din același motiv și tratarea rocii va fi ușurată.

E) LACUL DE ACUMULARE

Lacul de acumulare Sădișoara se întinde pe cca 2,5 km în cazul barajului de beton și 5,0 km amonte de amplasamentul barajului de anrocamente.

Conform curbei de capacitate volumul său este de 30 mil m³ în cazul barajului de beton și de cca 100 mil m³ în cazul barajului de anrocamente.

1. IMPERMEABILITATEA CUVETEI

În cuveta lacului roca pat este constituită din granognaise granodioritice și tonalitice, gnaisă și sistoase și mai rar brecii în zonele tectonice. Aceste roci sunt slab permeabile și pot constitui patul impermeabil al viitor lac de acumulare.

În legătură cu etanșeitatea cuvetei, vom menționa că studiile tectonice regionale au pus în evidență prezența unor zone de dislocații ce traversează parțial și viitoarea zonă a lacului. Una din aceste zone se găsește la confluența râului Alunul cu râul Sadu (pl. 1X - 2) unde o importantă fație separă granitoidul de Șușița-Sadu de seria cristalină de Lainici-Păiuș. Ea are continuitate spre vest depășind valea Jiului. Falia intersectează cuveta lacului la cota minimă de cca 540,00. Desi are continuitate pînă în valea Jiului, la o diferență de nivel de cca 200 m, totuși legătura hidraulică cu viitorul lac nu apare ca posibilă datorită, pe de o parte faptului că falia a rezultat în urma mișcării unei mase eruptive granitoidice în curs de consolidare, iar pe de altă parte deoarece falia structurală după formare a fost la rîndul ei decroșată de alte falii transversale de tensiune.



O altă zonă tectonică traversează pe o direcție N—S extremitatea estică a lacului, pe valea Sădișoara. Cota minimă la care intersecțează viitoarea acumulare nu influențează lacul la cota din actualul proiect, ci numai în varianta cu baraj de anrocamente.

Falia continuă spre sud în valea Prislopului, deci în aval de baraj. Posibilitatea unor infiltrări de apă în lungul ei, deși nu sunt excluse, apar ca puțin probabile datorită materialului brecificat și foarte alterat semipermeabil existent în zona faliei. Totuși în această zonă în valea Sădișoara urmează să se execute un voal de etanșare transversal pe 150-200 m lungime pentru a preveni orice posibilități de pierderi de apă în cazul cînd nu este posibilă admiterea lor în cadrul debitului de servitute obligatorie.

2. COMPORTAREA VERSANȚILOR ȘI FENOMENELE DE COLMATARE

Panta mică a versanților lacului de acumulare, cuprinsă între 20-30°, înclinarea spre NNW (amionte) a bancurilor de rocă, precum și lipsa straturilor argiloase pe versanți, asigură stabilitatea malurilor și previne orice deplasări importante de material de pe versanți sub nivelul lacului.

O însemnatate deosebită pentru menținerea volumului util al viitoarei acumulări Sădișoara îl constituie reducerea proceselor de colmatare prin eroziune și transport a rocilor de pe versanți. Prezența a numeroase dislocații tectonice care au fragmentat rocile în decursul a numeroase cicluri tectonice favorizînd alterarea lor, a avut ca efect formarea a numeroase văi cu eroziuni active și caracter torential. Marea majoritate a văilor formate în bazin au acest caracter străbătînd zone tectonice cu roci fragmentate și necesită lucrări de reținere a debitului solid și uneori împăduriri. Vom enumera numai câteva din văile mai importante din nord spre sud : pîrîul Zănoaga, Zănuoguța, Vătuui Mic, Vătușelul, Sadu lui Sin, Canelii, Scurta, Alunul, Sădișoara, Runcului, etc.

F) DERIVATIA SĂDIȘOARA-JIU ȘI CENTRALA ELECTRICĂ

1. DERIVATIA SĂDIȘOARA-JIU

Apa acumulată în lacul Sădișoara va fi condusă printr-o galerie de aducție în centrala electrică situată în valea Jiului. Pentru traseul aducției este indicată alegerea versantului drept al rîului Sadu din următoarele motive : amplasarea prizei pe celălalt mal este dificilă întrucît ar trebui făcută în valea pîrîului Sădișoara în apropierea confluentei ; valea Sădișoara are caracter torential transportînd un important debit solid din bazin ; prezența în aval a văii Prislopului cu un profil de eroziune adînc ce ar necesita lungirea galeriei de aducție sau o traversare aeriană ; către valea Jiului pe malul stîng apar pietrișuri și nisipuri sarmatiene a căror bază ar putea fi interceptată de galerie ; amplasarea centralei în valea Jiului pe malul stîng al rîului Sadu este întru totul nefavorabilă, datorită prezenței în acest sector a căii ferate și drumului național.



Deși schema de amenajare prevede amplasarea aducției pe malul drept, nu a fost ales pînă în prezent un traseu pe acest versant. În planșa XIV este figurat în plan traseul propus și profilul în axul lui cuprinzînd caracteristicile geotehnice ale fiecărui tronson.

Traseul ales pe malul drept, cu o lungime totală de 4.870 m, ține seama de structura geologică aşa cum rezultă din studiile regionale. În ce privește poziția prizei ei este limitată între amplasamentul barajului și debușarea pîrîului Runcului. O poziție mai în amonte, ar necesita ridicarea cotei și o lungire excesivă a galeriei. Între baraj și pîrîul Runcului se găsește o importantă zonă de dislocații paralele cu direcția viitoarei galerii și însotită de roci brecciate și alterate ce vor provoca presiuni și dificultăți importante în execuție. Din acest motiv s-a propus intrarea într-o zonă de paragnaise dinspre amonte dar aval de pîrîul Runcului pentru a putea apoi traversa sub un unghi cît mai mare zona tectonizată.

După depășirea zonei barajului, galeria rămîne pe aproape toată lungimea cca 3.000 m în roci foarte tari și extra tari. Ele sunt constituite din granodiorite și diorite cuarțifere (sau roci înrudite) în bancuri și plăci paralele, compacte, foarte tari, slab fisurate și sudate. În dreptul pîrîului Scoaba Vălereanu vor fi întinute din nou gnaise și stoase foarte fisurate și alterate pe o lungime de maximum 270 m. Sprijinirile în timpul execuției se vor reduce la ancore și local plasă de sîrmă susținută pe ancore. Pe cca 15 % din lungime (650 m) vor trebui adoptate susțineri speciale.

Coeficienții geotehnici K_0 și f aşa cum rezultă din profilul din planșa XIV, au valori de respectiv 800 kg/cm^3 și 10 pe 62 % din lungime (3.045 m).

Puțul castelului de echilibru și galeria forțată vor fi săpate de asemenea în granodiorite masive dispuse în bancuri groase și plăci foarte tari, fisurate superficial.

2. CENTRALA ELECTRICĂ ȘI CONDUCTA DE FUGĂ

Amplasamentul centralei este condiționat de traseul galeriei de derivărie și se găsește la cca 500 m amonte de confluența rîului Sadu cu Jiul, în locul numit Vișina. Poziția ei apare mai favorabilă ca semisubterană la baza versantului stîng al rîului Jiu. Amplasarea ei total subteran va putea fi făcută numai în urma studiului amănuntit prin lucrări de explorare a traseului galeriei de fugă precum și a calculelor energoeconomice, ținînd seama că la cca 400 m aval de debușarea rîului Sadu galeria va ieși din granodiorite masive și va intra în pietrișuri nisipoase sarmașiene cu intercalătii de marne.

În cazul amplasamentului semisubteran, centrala va fi săpată în granodiorite dispuse în bancuri mari cu cădere spre versant. Taluzele vor fi stabile, dar pentru prevenirea desprinderii blocurilor izolate sunt necesare ancoraje superficiale.

Infiltrațiile de apă vor fi reduse, dacă poziția centralei va fi fixată chiar în baza versantului evitînd legătura cu aluvioniile rîului Jiu. În orice caz ele vor putea fi colectate și evacuate prin conductă de fugă.



Drenaje executate prin găuri cu perforatorul pe taluze sănt în măsură să îmbunătățească stabilitatea acestora (reducerea presiunii hidrodinamice a apei în fisuri) și să colecteze și micșoreze difuzarea apei pe taluz.

Evacuarea apei de la centrală se asigură fie printr-o conductă de fugă fie printr-o galerie în cazul situației centralei în subteran. Executarea unui canal de fugă este îngreunată datorită prezenței drumului național. În aval de debușarea râului Sadu, va trebui luată în considerare ieșirea din roci granodioritice și intrarea în pietrișuri nisipoase acvifere cu intercalății de marne, deci săparea în cheson deschis.

Pentru întreg nodul de presiune al centralei — conductă de fugă — ca și pentru castelul de echilibru și al galeriei forțate sănt necesare lucrări de explorare și încercări experimentale pentru determinarea caracteristicilor geotehnice ale rocilor, a situației hidrogeologice și pentru precizarea în adîncime a contactului dintre pietrișurile sarmațiene și granitoide.

G) DERIVAȚIA JIU-SADU (TRONSONUL DIN BAZINUL RÂULUI SADU)

Galeria de aducțiune Jiu (Iscroni) — Sadu are ca scop așa cum s-a arătat la cap. A și B, de a deriva râul Jiu în viitoarea acumulare Sădișoara, regularizând și folosind hidroenergetic debitul acumulat în valea Sadului. Schema de amenajare prevede amplasarea galeriei pe malul stîng al Jiului ca și viitorul lac Sădișoara. Dar pînă în prezent nu s-au analizat condițiile de execuție ale acestei galerii. Studiile geologice și structurale regionale permit a evalua această situație în zona masivului Reci și în bazinul râului Sadu (pl. IX—1,2) pe unde traseul ei va trebui să treacă.

Galeria va străbate în amonte de masivul Reci un complex de „orto-amfibolite” alcătuit din metagabbrouri, metadiorite și roci înrudite, cu injecții de migmatite, toate roci foarte tari și extra tari dispuse în bancuri groase și în plăci subparalele sudate, slab fisurate. Coeficientul rezistenței elastice K_0 al acestor roci depășește de obicei valoarea $K_0 = 800 \text{ Kg/cm}^3$.

În dreptul pîrîului Polatiștea va fi străbătută falia Păiuș-Polatiștea însoțită de o largă zonă de brecificare și milonitizare, care în unele locuri depășește 150 m lățime. Sub masivul Reci vor fi intersectate două dyke-uri de pegmatite granitice cu grosime de cîte 150 și 200 m. Dyke-urile sunt alcătuite din roci foarte tari în bancuri de 1-2 m, slab sudate, fisurate. Adiacent lor se întîlnește un sistem de numeroase falii subparalele care au deranjat structura rocilor.

Spre sud de masivul Reci, galeria va trebui să fie orientată aproxi-mativ N—S în lungul culmii drepte a văii Alunului. Culmea stîngă este afectată de numeroase falii paralele dispuse N—S și de zone largi de brecificare. Culmea dreaptă este constituită din cuarțite în plăci, slab sudate, din sisturi cuarțito-nicacee (plachete și foi ondulate) și numeroase injecții de migmatite (plăci). Deși rocile sunt numai tari (cu excepția cuarțitelor foarte tari) și fisurate, excavarea lor va fi mai ușoară decît a orto-amfibolitelor, iar sprijinirile sunt ușoare în cuarțite și migmatite care sunt preponderente.

Debușarea galeriei va trebui amplasată din aceleași motive ca și galeria propriu-zisă, tot în malul drept al pârâului Alunul. În zona de debușare galeria va traversa filitele grafitoase foioase și blocuri de metaconglomerate ale seriei de Tulișa. Formațiunea este puternic deranjată de mișcări tectonice vechi ce au produs numeroase suprafete de milonitizare și au favorizat alterarea (argilizarea) filitelor. Pe acest tronson în care sunt de așteptat presiuni importante din decomprimări rapide, sunt necesare sprijiniri puternice de tipul sprînt betonului cu plasă de armare. Căptușeala definitivă va trebui să țină seama de prezența de roci moi cu o rezistență elastică sub 150 kg/cm^3 și un coeficient al bolții de surpare $f = 1-2$.

H) CONCLUZII LA PARTEA A II-a

Cercetările efectuate în zona amenajării hidrotehnice a văii Sadului au condus la unele date suplimentare în ce privește alegerea și studierea amplasamentelor barajelor de beton și în particular a barajului Sădișoara, precum și la posibilitățile de execuție a unui baraj din materiale locale, în special din anrocamente.

Elemente suplimentare se referă la metodica cercetării, a studiului microtectonic și a structurii în masiv a rocilor din zonele de amplasare, la modul de interpretare a rezultatelor, la elementele de mecanica rocilor necesare stabilirii schemelor de verificare a stabilității masivelor stîncoase de reazem, precum și la controlul în exploatare a reazemelor stîncoase.

În afara analizei amplasamentului unui baraj de beton, din studiile regionale a reieșit existența unor surse de materiale naturale de construcție, anrocamente, pietriș, material impermeabil argilizat și pietriș pentru filtre. Ele pun în evidență posibilitatea execuției unui baraj de anrocamente mai înalt și sporirea pe această cale a volumului lacului de acumulare de la 30 milioane la cca 100 milioane m^3 . Zonarea propusă a barajului de anrocamente ține seama de natura materialelor existente în zonă. Este însă necesară o explorare prealabilă pentru precizarea rezervelor de material impermeabil.

Asupra etanșeității cuvetei lacului, cercetările efectuate au definit mai în amănunt condițiile impermeabilității și măsurile pentru asigurarea ei.

Pentru derivăția Sădișoara-Jiu și Jiu (Iscroni)-Sadu (sectorul din bazinul Sadului), ambele studiate pînă în prezent, au putut fi recomandate trasee care țin seama de structura geologică existentă. În acest fel se pot asigura condiții mai favorabile și parametrii geotehnici cei mai ridicați pentru execuția galeriilor de aducții Sădișoara-Jiu și Jiu-Sadu cît și pentru centrala semisubterană sau subterană din valea Jiului.

Primit la redacție: 19 aprilie 1973.



BIBLIOGRAFIE

- A b s i E. (1962) L'équilibre limite des massifs. *Constructions Juillet*, 1962.
- Alexandru G., Bomboe P. (1963) Hidrogeologie minieră. Ed. Tehnică, Bucureşti.
- Armaş I., Bordea I., Georgescu M. (1969) Problèmes géologiques de génie civil ayant trait à la construction des principaux barrages de Roumanie à fondation sur roches métamorphiques. *Proceedings of the 1st sess. of the Intern. Assoc. of Eng. Geology*. Prague.
- Althaus E., Winkler H. G. F. (1962) Experimente der Gesteinsmetamorphose. Einfluss von Anionen auf metamorphe Mineralreaktionen. *Geochim. et Cosmochim Acta*. VI.
- Barth T. F. W. (1948) Recent contributions to the granite problems. *Jour. Geol.* V, 56.
- (1951) The feldspar geologic thermometers. *N. Jb. Miner. Abb.* B. 82, H 1/2.
 - (1955) Température de formation des certains granites précambriens de la Norvège Méridionale. *Coll. Inter. du Centre National de la Recherche Scientifique*, LXVIII.
- Bâncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. Ştiinţ. Bucureşti
- Diacon A., Georgescu M., Rădulescu D. (1961) Les conditions de fondation d'un barrage dans le flysch des Carpathes Orientales. *VII Congrès des Grands Barrages*, Rome.
 - (1967) Raionarea tectonică a teritoriului RSR (I). *Soc. Sl. Nat. Geogr. R.S.R. Comun. de geol.* IV, Bucureşti.
 - Armaş I. (1969) Probleme inginero-géologice speciale apărute la barajele din Romania, construite pe roci metamorfice și eruptive. *Bul. Ses. Jub. Tehn. St. ISPE/ISPH*, Bucureşti.
 - (1969) Probleme inginero-géologice speciale apărute la barajele din România, amplasate pe roci sedimentare. *Bul. Ses. Jub. Tehn. St. ISPE/ISPH*, Bucureşti.
- Bellier J. (1955) Barrage du Gage. Traveaux 247.
- Benea S., Faure E., Mănescu M. (1967) Susținerea cu anore și torcerel. Ed. Tehnică, Bucureşti.
- Bercia I., Marinescu F., Mutihac V., Pavelescu Maria, Stanca Iosifina (1968) Notă explicativă la harta geologică RSR. Com. Stat. Geol. L—34—XXX, Tîrgu Jiu, Bucureşti.
- Borogov A. A. (1964) Geologia i plotini. 4, Moskova.
- Buddington A. F. (1959) Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. America* 70, 6, Washington.
- Cambefort H. (1957) Forages et sondages. Paris.
- (1964) Contributions à l'écoulement par les milieux stratifiés. *Constructions*.
- Caquot A., Kerisel J. (1968) Tratat de Mecanica Pămînturilor. Ed. Tehnică, Bucureşti.
- Chayes F. (1948) A Petrographic criterion of the possible replacement origin of rocks. *Amer. J. Sc.* 246, 413—25.
- Christie J. M. (1960) Mylonitic rocks of the Moine thrustzone in the Assynt region. N. W. Scotland. *Trans. Edinbourg, Geol. Soc.* 18, 1.
- Closs E. (1946) Lineation. *Geol. Soc. Am. Mem.* 18.
- (1954) Fabric at granodiorite-schist contact. *Tschermaks min. pet. Mitt.* 4.
- Codarcea A.I., Răileanu Gr., Năstaseanu S. (1960) Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, V, 3, Bucureşti.
- Pavelescu L. (1963) Considerations sur la génération des roches granitoides de l'Aultone danubien des Carpates Méridionales. *Congr. Asoc. Carp.-Balc.* Bucureşti.



- Codarcea Marcela Dessila.** (1966) Problema orizontării și răspândirii Rifeanului în România. *An. Com. Stat. Geol. XXXV*, București.
- (1967) Asupra evoluției prealpine a Carpaților și M. Apuseni. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 12, 2, București.
 - **Ilieșcu Violeta** (1967) Asupra prezenței Paleozoicului inferior în Carpații Meridionali centrali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 12, 2, București.
 - **Savu N.** (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 12, 2, București.
- Constantinescu C., Georgescu M.** (1968) Probleme de infiltrării, soluționarea lor și rezultate obținute în exploatare la lacurile cascadei de centrale Bistrița aval. *Rev. Construcții și montaje energetice*, 3, București.
- Cordeille F.** (1958) Barrage de Tolla. *Traveaux. Aduț*.
- Dandurov M.** (1949) Tunele pe căi de comunicații. Oficiul de presă CFR. București.
- Dargeou J.** (1955) Barrage de Malpasset. *Rev. Traveaux*, 247.
- Diacan A., Postelnicu M., Georgescu M., Constantinescu C.** (1964) Lucrări de consolidare și etanșare a rocilor de fundație la unele baraje din RSR. *Hidrotehnica, Gosp. apelor, Meteorologia*, IX, 6–7, București
- **Constantinescu C., Georgescu M.** (1970) L'expérience concernant l'étanchement et le drainage des fondations des barrages en terre en Roumanie. *Congrès des Grandes Barrages*, Montreal.
- Dumitrescu R.** (1962) Studiul geologic și petrografic al părții de est a masivului Făgăraș. *D.S. Com. Geol. XLVII*, București.
- (1967) Contribuții privind evoluția structurală a masivului Făgăraș. *Soc. St. Nat. Geol. Comunic. IV*, București.
- Dimofte C.** (1963) Observații geologice și petrografice în cristalinul versantului nordic al Munților Făgăraș, între valea Oltului și vîrful Surul. *An. Univ. Buc. seria Șt. Naturii Geol. Geogr.* 37, București.
- (1966) Clasificarea mineralologică a rocilor amfibolice din cristalinul Munților Făgăraș, dintre vîrful Surul și valea Oltului. *An. Univ. Buc. Serv. Șt. Naturii Geol. Geogr. An. XV*, București.
 - **Georgescu M.** (1972) Observații petrostructurale în cristalinul de la Brezoi, în vederea construirii unui baraj pe valea Oltului. *An. Univ. Buc. Sect. Geol.* București.
- Drăghici C., Huică I., Isac Maria, Biloiu M.** (1967) Date privind geologia zonei Schela-Viezuroi. *D. S. Com. Stat. Geol. LIII/1*, București.
- (1970) Asupra geologiei bazinului mijlociu al Șușitei (Munții Vulcan, Carpații Meridionali). *Bul. Soc. St. Geol. din R.S.R. XII*, București.
- Dudek A., Zaruba Q.**, (1967) The contact zone of the central Bohemian pluton exposed at quarry for aggregate, Slapy Dain. (Czechoslovakia). *Eng. Geology-Elsevier Publ. Comp.* Amsterdam.
- Eliseev N. A.** (1953) Strukturnaia petrologia. *Izd. Len. Gos. Univ.* Leningrad.
- (1959) Metamorfism. *Izd. Len. Gos. Univ.* Leningrad.
- Eskola E.** (1933) On the differential anatexis of rocks. *Bul. Com. Geol.* 103, Finlande.
- Fersman A. E.** (1940) Pegmatiti. Moskva.
- Föppel L.** (1957 a) Störungen in Umgebung einer Druckstollen durch Spalten (photoelastic). *Geol. u. Bauwesen H. 1*.
- (1957 b) Die Formänderungsarbeit als Kriterium für Standsicherheit.
- Fyfe W. S., Turner F. J., Verhoogen J.** (1958) Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. America Mem.* 73, III.
- Gangapadhyay P., Johnson M. R. W.** (1962) A study of quartz orientation to movement in shear folds. *Geol. Mag.* 99, 1.
- Georgescu M.** (1966) Normativ departamental pentru injectarea cu ciment a rocilor stîncioase. O.P.E.D.M.E.E. București.
- (1969 a) Evoluția în tehnica lucrărilor de etanșare-consolidare proiectate în ISPH (1949–1969). *Ses. Jub. de Com. Tehn. St. ISPH*. București.
 - (1969 b) Complexul Reci din Munții Parâng. *Bul. Soc. St. Geol. din R.S.R. XI*, 1, București.
 - **Dimofte C.** (1971) Observații petrologice, structurale în zona văii Sadului, Gorj. *An. Univ. Buc. secția Geologie*, București.
- Ghița Budești St.** (1942) Metamorfites et migmatites dans les Carpates méridionales. *Bul. Soc. Roum. Géol.* V, Bucarest.



- Gignoux M., Barbier R. (1955) Géologie des Barrages et des Aménagements hydrauliques. *Masson et Cie, Editeurs*, Paris.
- Giuşcă D., Pavelescu L. (1955) Contribuții la studiul masivelor granitice de Șușița și Tismana. *Stud. cerc. geol. Acad. RPR*, 5, 3, București.
- (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Stud. cerc. geol.* 3, București.
 - (1962) Observații asupra formațiunilor cristaline și metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highiș. *Stud. cerc. geol. geof., seria Geologie*, VII, 2, București.
 - (1963) Petrologia rocilor endogene. Ed. did. și ped. București.
 - Savu H., Bercea I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta geol. Academiae Scientiarum Hungaricae*. 13, Budapest.
- Harker A. (1950) Metamorphism. London.
- Hänenchen H., Dittich E. (1968) Methoden und Problemen Ingeieur-Geologischer Untersuchungen für Talsperren. *Proc. 1st sess of Int. Assoe. of Eng. Geology*, Praha.
- Huang W. T. (1962) Petrology Mc. Graw Hill, New York.
- Ionescu D. Bujor (1911/1912) Granitul de Șușița. *An. Ac. Rom. Mem. Sos. St. ser. 2, XXXIV*, București.
- Jaecklin M. (1965) Mechanische Versuchungen der Gesteine. *Schw. Bauz.* IV.
- Jaeger Ch. (1964) Bemerkungen über die Problemen der Felsbaumekanik u. Wasserbau. *Wasserwirtschaft*.
- Jung J., Roques M. (1952) Instruction à l'étude zonéographique des formations cristalophyliennes. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.* 50, 235, Paris.
- Keil K. (1956) Baugrundschicherung und Stollanlagen. *Geol. u. Bauw.* H 2.
- Korikovski S. P. (1964) Polimetamorficeskie i postmagmaticske proçessi v. Stanovom Komplekse Fiziko-Himiceskie uslovia magnatismu i metasomatiza. *Izd. Nauka*, Moskva.
- Korjinski D. S. (1962) Problemi fiziko-himiceskoi teorii petrologicheskikh proçessov. *Izd A. N. SSSR Ser. Gheol.* Moskva.
- Lafitte P. (1957) Introduction à l'étude des roches métamorphique et métallifères. Paris.
- Leake Bernard E. (1964) The chemical distinctions between ortho and paraamphibolites. *J. Petrology* 5, 2.
- Lehoteky L. (1962) Diaforeza a milonitizacia v. Kristalinku zapadnych Karpat a ih casave rozelenenie. *Geol. Prace GUDS, SAV*, 62.
- Londe P. (1968) Stabilité des Massifs rocheux, application aux barrages. *Ann. Inst. Tech. du Batiment et des Travaux Publics. Année XXI*, 251.
- Mach V. (1958) Die konstruktionelle Lösung der Verbindung der Dichtung eines Erddammes mit einem Betonobjekt. *Slovenska Acad. Vied.*, Bratislava.
- Maijer O., Solomon I. (1967) Rocile eruptive metamorfozate din partea de vest a masivului Poiana Rusă. *Stud. cerc. geol. geogr.*, serie *Geol.*, 1, XXII, București.
- Căulea V. (1968) O nouă metodă optică de determinare a vîrstei relative a granitelor aplicată unor granite din România. *D. S. Inst. Geol.* LIII, 3, București.
- Mănolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII, Bucarest.
- Mareș I. (1960) Cercetări geologice și petrografice în cursul superior al văii Topolog — Munții Făgăraș. *Com. Ses. St. Univ. București*, București.
- (1964) Asupra gnaiselor dintre văile Capra și Topolog. *Com. Ses. St. Jub. Univ. București*, București.
- Mary M. (1968) Barrages-Voûtes, historique, accidents et incidents Paris.
- Maska M. (1954) Analiza tectonică a cristalinului (Microtectonica Măilor Krkonoši). Ed. Acad. St. CSR. Praha.
- Mastacan Gh., Ciocan A. I. (1962) Studiul cristalelor cu raze X. Ed. Tehn. București.
- Mehnert R. K. (1959) Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. d. Miner.* 37 H 2, Stuttgart.
- Mencel V. (1963) Proportions of cohesion and of internal friction in the strength of rocks. *Nakladatelství Československé Akademie*, Praha.
- Milovanovic D. (1958) Barrage de l'IDBAR. *Sixième Congr. Intern. des grands barrages.* IV, C, 34.
- More G., Sirieys P. (1965) Rupture des matériaux schisteux. *Comptes rendues de l'Academie des Sciences*, Paris.

- Mrazec L., Duparc L. (1893) Sur un schiste à chloritoïde des Carpates méridionales. *C. R. Acad. Paris*, Paris.
- (1899) Despre clasificarea cristalinului din Carpații Meridionali. *Bul. Soc. de St. An VIII*, 6, București.
- Murgoci M. G. (1910) Geological Synthesis of the South Carpathian. *C. R. XI. Congr. Géol. Intern.* Stockholm.
- Müller L. (1953) Berechnung der Felsgesteine Setzungen. Konferenz für Erdbaugrund. Hanover.
- (1957 a) Technische Auswirkung der Gesteinanisotropie *Geol. u. Bauw.* H. 1.
 - (1957 b) Statische Aufgaben des Felsbaues. *Geol. u. Bauw.* H. 2.
 - Pacher F. (1957) Die Sicherung der Tall sperrenauhubes mit Talwärts fallenden Gleitsehichten. *Geol. u. Bauw.* H 2.
 - (1963 a) Technische Eigenschaften des Felsgestein und deren Einfluss über die Benennung der Bauwerke. *Schw. Bauz.* H 2.
 - (1963 b) Der Felsbau. Bd. I u. II. Ver. Ferd. Enke. Stuttgart.
- Pacher F. (1957) Über die Berechnung von Felssicherungen verankerten Stützmauern und Futtermauern. *Geol. u. Bauw.* H 1.
- Paluic C. (1937) Etude géologique et pétrographique du Masiv Paring et des Munții Cimpia. *An. Inst. Geol. Roum.* V, XVIII, București.
- Papiu C. V., Corvin V., Popescu A., Serafimovici V. (1963) Considerații petrogenetice asupra carbonatitelor epizonale din Masivul Poiana Ruscă. *Com. St. Congr. V, Asoc. Carp.-Balc.*, II, București.
- Pavilescu L. (1953 și 1957) Studiu geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a munților Rețeazat. *An. Com. Geol.* XXVI, București.
- Giușcă D. (1955) Contribuții la studiul masivelor granitice de Șușița și Tismana. *Com. Acad. RPR*, V, 3, București.
 - (1958) Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov.*, secț. *Geol. Geogr.* I-II/2, București.
 - (1963) Contributions à l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien. *Asoc. Carp. Balc. Congr.* V, Bucarest.
 - Răileanu Gr. (1963) Considérations générales sur l'âge des schistes cristallins de l'autochtone des Carpates Méridionales. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr.* V, Bucarest.
 - Pavilescu Maria (1964) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al autohtonului Carpaților Meridionali. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
 - Pavilescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964 b) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iseroni. *D. S. Com. Geol.* L/1, București.
 - Dumitrescu R. (1965) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, București.
 - (1967) Geneza și evoluția masivelor de granitoide din Carpații Meridionali. *Acad. RSR, Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 2, XXII, București.
 - Mereuș D. (1967) Evolutions of Paleozoic magmatism in Southern Carpathians, *VIIth Congr. Carpatho-Balkan. geolog. Assoc. Rap. Petrology and Metamorphism*. Belgrad.
 - (1968 a) Contribution to the study of cloriloids in Tulișa series (Southern Carpathians). *Rev. Roum. Geol. Geogr. Ser. Geol.* XII, 1, Bucarest.
 - (1968 b) Contribution to the study of isorthoses in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Geol. Geogr. Ser. Geol.* XII, 1, Bucarest.
 - Pavilescu Maria (1969) Zonal correlations in the crystalline schists of the southern Carpathians. *Congr. IX, Assoc. Geol. Carp. Balkan.*, Budapest.
- Peter P. (1964 a) O stavbe zemnych hrádzí v. cudzine a v CSSR. (Uvodná časť).
- (1964 b) Vlastnosti zemin, stabilita a profil zemnych priehrad. *Bratislava Vydatelstvo Slovenskij Akadem. vied.*
- Raguen E. (1957) Géologie du granit. Paris.
- Ramberg H. (1952) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago.
- Rastall R. H. (1945) The granit problem. *Geol. Mag.* 82.
- Răileanu Gr., Năstaseanu S. (1961) Asupra formei de *Arthrophycus alleghaniensis* din Carpații Meridionali. *Com. Ses. St. Univ.* București.



- R e a d H. H. (1944) Meditations on granite. *Geologists' Assoc. Proc.* 54.
 — (1957) The granite Controversy. *Murby*, London.
- R o q u e s M. (1955) Etude quantitative des myrmekites. Les échanges de nature au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques. *Colloques Intern. au Centre Nat. de la Rech. Scien. LXVIII.*
- S a f t a N., G e o r g e s c u M., M i hăilescu V. (1967) Calculul stabilității taluzelor de pămînt cu ajutorul mașinilor de calcul electronic. *Bul. Com. Tehn. St. ISPH.ODPT—MEE*, București.
- S a n d e r B. (1948/1950) Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Wien.
- S a r a n c i n a G., S i n c a r e v N. (1967) Petrografia rocilor magmatische și metamorfice. Leningrad.
- S a v u H., V a s i l i u C e cilia (1965) Temperatura de formare a granitoidului de Săvîrsin (Munții Drocea). *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
 — (1970) Structura plutonului granitoid de Șușița și relațiile sale cu formațiunile autohotonului danubian (Carpății Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
 — V a s i l i u C e cilia, U d r e s c u C o n s t a nța (1972) Studiu petrografic și geochemical al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Șușița (Carpății Meridionali). *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.
- S c h a r f H. I. (1960) Abbruch des Malpasset. *Wasserwirtschaft*, 12.
- S c h e u m a n n K. H. (1962) Über die Entstehung migmatitischer Gneise. *Neues Jahrb., Mineral. Monatsh.* 5.
- S e m a k a Al. (1963) Despre vîrstă formațiunii de Schela. *Ass. Géol. Carp.—Balk. Vé. Congr.* 1961, București.
- S e m e n e n k o N. P. (1963) Metamorfizm podvijnih zon. *Izd. A. N. SSSR.* Kiev.
- S i t t e r L. V. de (1964) Geologia structurală. Traducere din lb. engl. Ed. Tehn. 1969, București.
- S o l o v i e v P. S. (1962) Granitoide, their evolution and genetic types. *Acad U.R.S.S. Moscova.*
- S o n d e r e g g e r H. (1962) Problemen der Geomechanik an dem Kolloquium in Salzburg. *Schw. Bauz.* H, 20.
- S o n n t a g G. (1957 a) Beanspruchung des Gebirges in der Umgebung eines Schützes. *Geol. u. Bauw.* H, 1.
 — (1957 b) Aufnahme und Fundamentkräften in Tallwärts Gleitschichten. *Geol. u. Bauw.* H. 2.
- S o r o i u M., C e r e i M., O n c e s c u M., D e n n i s A n a, M ā n t e s c u C o n s t a nța (1965) Radiogenetic argon determination by neutron activation analysis. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*
- S t i l l e H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beih. Geol. Jb.* VIII, Hannover.
- S t r e c k e i s e n A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII, București.
 — N i g g l i E. (1958) Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 38, 1.
 — (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. Sonderdruck aus Schweiz. *Min. Petr. Mill. Band* 48.
- S t i n i J. (1950) Tunnelbaugeologie. Die geologischen Grundlagen des Stollen und Tunnelbaues. Wien.
 — (1955) Die baugeologischen Verhältnisse der Österreichischen Talsperren. Wien.
 — (1956 a) Wassersprengung und Sprengwasser. *Geol. u. Bauw.* H 2.
 — (1956 b) Felsgrundbrücke im Baugelände von Wasserkraftanlagen. *Geol. u. Bauw.* H 3—4.
- T a l o b r e J. (1957 a) La mécanique des Roches. Paris.
 — S i m o n d s, T i n c e l i n (1957 b) Tagung über Gebirgsmechanik in Paris. *Geol. u. Bauw.* H 2.
- T r i f u l e s c u M., T e o d o r o u L. (1963) Azbest in granitele din valea Jiului. *Soc. Șt. Naț. Geogr. RPR*, București.
- T u r n e r F. J. (1949) Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks. Washington.
 — V e r h o o g e n J. (1960) Petrologie magmatică și metamorfică. Traducere din lb. engleză. Ed. Tehnică, București.
- T u t t l e O. F., B o w e n N. L. (1958) Origin of Granit in the Light of Experimental Studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 74.

- Winkler H. G. P. (1965/1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. *Springer Verlag*. Berlin.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies. *N. Jahrbuch f. Mineralogie*.
- Williams H., Turner F. J., Gilbert Ch. (1957) „Petrography“ Ed. rusă Izd. In. Lit. Moskva.
- Záručka Q. (1960) Plastische Verformung von Schichten in Tälern und ihre Bedeutung für die Gründung von Bauwerken. *Zeitschr. für angew. Geologie*.
- Mencl V. (1961) Ingenieurgeologie. *Verlag der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften*, Prag.
- Novosad S., Tyrolerová P. (1963) Deformations of cretaceous Sandstones on the Valley-slope of the Morávka River in the Beskydy Mts. *Nakladatelství Československé Akademie*.
- Zajicek J., Prokop F., Röhlich P., Ruzicka K., Stepanek M., Záručka L. (1967) Geology of dams on the river Vltava. *Vydal Ustřední ústav geologický v Academii*. Praha.
- Zavaritski A. N. (1956) Izverzenie gornie porodi. *Izd. A. N. SSSR*. Moskva.



GEOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL STUDIES BETWEEN THE SADU VALLEY AND THE RECI PEAK WITH SPECIAL REGARD TO THE DESIGNING OF THE HYDROTECHNICAL CONSTRUCTIONS

(Summary)

PART ONE

I. INTRODUCTION

The aim of this work is to study in details the geological and petrographical knowledges in a region of a peculiar geological and hydrotechnical disposing interest. This region is located in the western part of the Paring Mts (South Carpathians), the southern slope, between the Sadu valley and the Reci massif (Fig. 1).

From the hydrotechnical disposing point of view, it offers an unusual possibility to carry out an important storage lake in a nonfertile, rarely populated mountainous region building up a dam on the Sadu river as well as a head race to reduce the water deficit in the Lower Jiu basin. The study of the engineering-geological disposing conditions of the hydrotechnical constructions, as well as some aspects concerning the microstructure and the mechanics of rocks, will be dealt with in the second part of this work.

The investigated region is part of the Danubian Autochthon and of the Paring tectonic unit. It is made up of six formations with an almost ENE—WSW trending (from north southwards) : the complex of the Drăgșan amphibolites series, the Reci complex, the Lainici-Păiuș series, the Tulișa series, the Șușița-Sadu granitoid, Sarmatian formations of the northern margin of the Carpathian foredeep.

For the carried out studies there have been elaborated a structural geological map scale 1 :10,000, 440 microscopic analyses and 14 chemical analyses permitting the detailed deciphering of the lithologic and stratigraphic (or tectonic) characters of several formations, especially of the basal part of the complex of the Drăgșan amphibolites series, of the stratigraphy and tectonics of the Lainici-Păiuș and Tulișa series, of the Reci complex, identified between the Drăgșan and Lainici-Păiuș series, of the various separations of the Șușița-Sadu granitoid in its northern zone and of the thermal contact phenomena which generated them. The Sarmatian and Quaternary deposits have been mostly investigated for the possibilities they offer with a view to the carrying out of a dam of local materials in the Sadu valley.

From the tectonic standpoint, the Mîndra and Sadu subunits have been separated, the Rafaila-Sadu fault — between the Șușița granitoid and the Lainici-Păiuș series — as well as the granitoid inner tectonics have been identified. A special attention is given to the micro-tectonic study in the Sadu valley and to the reconstitution of the geological evolution of the region as well.

II. GEOLOGY, PETROGRAPHY AND STRATIGRAPHY OF THE INVESTIGATED REGION

The investigated region consists of metamorphic formations (the Lainici—Păiuș, Tulișa and Drăgșan series), eruptive formations (the Șușița-Sadu granitoid, the Reci dykes) and sedimentary formations (Sarmatian deposits).



Institutul Geologic al României

A) METAMORPHIC FORMATIONS

In the initial drawing up of this subchapter we took into account the division of the metamorphic formations according to the facies and subfacies established by F y f e, T u r n e r, V e r h o o g e n (1958) and W i n k l e r (1965). The great variety of the situations existing in this zone made difficult the comprising of all the cases found in the strict sketches of the subfacies, giving rise to controversies, as there are no chemical analyses to clear up all the situations. That is why this chapter has been revised according and especially to W i n k l e r's (1970) latest conceptions who gave up the metamorphic facies and subfacies. We shall accept, according to W i n k l e r, the existence of four metamorphism stages, namely : very low, low, middle, high (or incipient, low, advanced and high). These stages are derived from G r u b e n m a n n's three zones, as large divisions of pressure and temperature metamorphic state, as well as of the degrees (isogrades according to W i n k l e r) and metamorphism zones (originated in B o r r o w's, T i l l e y's - 1924 - and T u r n e r's - 1968 - metamorphic zones and degrees). The isograde, defined by T i l l e y and resumed by W i n k l e r, represents the line connecting the appearance points of a certain indicatory mineral differing from the adjoining zone. In the present work these degrees and zones are considered variable boundaries specific to each region, conditioned by indicatory minerals and by the chemical composition of the rocks from the region and not as scheme and fixed networks.

1. Lainici-Păiuș Series

The Lainici-Păiuș series forms a continuous band trending ENE - WSW, comprised between the Voișan crown and the right crown of the Alun valley. Its width decreases from about 5.7 km, westwards, on the Alunul crown, to 3.2 km on the Tapu crown. The sheet is part of the eastern terminal extension of the Lainici-Păiuș series, well developed west of Jil.

In the investigated area, the crystalline schists of this series are limited by the crystalline schists of the Drăgsan series and by the Reci complex, northwards, and by the Șușița-Sadu granitoid, southwards. In the southern part they support a narrow strip with a syncline structure as well as small patches of the Tulișa series.

a) Regional Metamorphism Rocks

From the field and microscopic researches it results that this series is formed of detritic rocks, especially quarz-arkosian, sandy-aleuritic or pelitic rocks and less tufitogene and calcareous ones. The main lithologic types, according to their development order, are : micaceous quartzites, quartz-micaceous or micaceous schists, micaschists, paragneisses or psammitic gneisses, tufitogene rocks, amphibolitic gneisses and crystalline limestones. In the basement, at the contact with the Șușița-Sadu granitoid, they underwent the effect of the thermal metamorphism with the formation of „schistous hornfelses”.

Within this series, two metamorphic zones could be separated according to W i n k l e r's latest conception (1970) : biotite-actinole zone and hornblende-zoisite zone.

Biotite-Actinole Zone

In this zone one may find : micaceous or chloritic quartzites, quartz-micaceous schists and micaschists, psammitic paragneisses and gneisses, tufitogene schists, crystalline limestones and graphitic schists, as well as the intermediary varieties.

Quartzites are most developed forming compact horizons and intercalations between micaceous schists or paragneisses. Blastodetritic, blastopsammitic and aleuropsammitic relict structures can be seen under the microscope. Quartzitic-micaceous schists (Pl. I, Figs. 1,2) present a large variety : from chlorite-epidote varieties, varieties with quartz-feldspathic lenses, quartzitic-arkosian varieties with actinole or albite porphyroblasts (to the upper part of the series nearby the Reci pegmatitic dykes) to micaceous ± chloritic schists. The structures are mostly noticed as aleuropsammitic and lepidoblastic. An isolated intercalation of micaschists with quartz-feldspathic lenses has been formed in the northern marginal zone of the Șușița granitoid in the Sadu valley. This fact attests the participation of crystalline schists in the lithogenetic material of this granitoid. The main types of gneisses are : paragneisses, psammitic gneisses, quarzitic arkosian gneisses, chloritized and sericitized micaceous gneisses.



The structures have granoblastic, blastodetritic, blastoporphyric and granolepidoblastic forms. The gneissic rocks occur mainly to the lower part of the series.

At the upper part of the Lainici-Păiuș series, there occur levels of rocks with actinote, actinolitic-quartzic schists with zoisite, quartz-micaceous schists with actinote \pm albite porphyroblasts. According to their mineralogic composition (abundance of quartz and actinote, lack of biotite, muscovite scarcity) as well as the textural-structural characteristic features they represent metamorphosed sedimentogenous-tufogenous deposits. The series ends at the upper part with reference horizon of crystalline, sometimes cipolinic (more rare biotite) limestones with intercalations of graphitic phyllites. The chromatic analysis with FeCl_3 indicated the presence of weak dolomitic limestones. Blocks of such limestones have been found within the breccia of the Păiuș-Polatiștea fault at the contact with the Drăgșan series.

The presence of biotite and sometimes of actinote, as well as the presence of acid oligoclase, allows the inclusion of all these rocks in the biotite-actinote zone and the identification of the present level of metamorphism of these rocks, corresponding to the low stage according to Winkler (1970).

Hornblende-Zoisite (Clinzoisite) Zone

The upper part of the Lainici-Păiuș series is individualized as a complex characterized by sensible greater frequency of the amphibole rocks in comparison with the other part of the series. Thus, there could be identified, both in the field and microscopically : albite amphibolites, chloritized biotitic amphibolites, amphibolic gneisses and gneisses with actinotized amphiboles, chloritized tufogene amphibolic gneisses, amphibolic and tufogene rocks, etc. (Plate I, Figs. 3,4, Plate II, Fig. 1).

All these rocks belong to the low stage of metamorphism but, due to the presence of hornblende and zoisite, they may be separated as pertaining to a metamorphism zone with a higher degree of transformation (low stage) different from the biotite zone.

b) Considerations of the Presence of Amphiboles in the Upper Complex of the Lainici-Păiuș Series

The Lainici-Păiuș series comes into contact with the complex of orthoamphibolites from the basement of the Drăgșan series along an important fault. Intercalations of tufogenous schists have been also determined in the basement of the Drăgșan complex amphibolites.

It is probable that basic volcanic activities took place both at the end of the geosyncline sedimentary phase of the Lainici-Păiuș series and during the initial period of the tectono-magnetic cycle wherein the Drăgșan orthoamphibolites occur and the sediments of the Lainici-Păiuș series have been metamorphosed.

c) Rocks of the Thermal Contact Metamorphism in the Lainici-Păiuș Series

Thermal contact phenomena connected with the Șușița-Sadu granitoid (Pl. II, Figs. 2,3,4, Pl. III, Figs. 1,2.)

The presence of the Șușița-Sadu granitoid emplaced subsequently to the metamorphism of the Lainici-Păiuș crystalline carried out the appearance of certain thermal contact phenomena of a specific aspect. The schistous structure of these rocks was only partly changed, there arising what we might call „schistous hornfelses”. These phenomena which, by their amplitude, define a contact aureole may be followed almost along the entire length of the contact between the Lainici-Păiuș series and granitoids. They have a gradual intensity as they come near the boundary between the two series of rocks. The existence of hornfelses at the contact of the rocks of the Lainici-Păiuș series with the Șușița granitoid had been also pointed out in this region by other researchers. The researches carried out by the author permitted a detailed study of these phenomena and, thus, one could point out three types of schistous hornfelses with petrographic characteristic features and specific parageneses, their stratigraphic ratios and their dependence on the presence of the Șușița-Sadu granitoid. After formation, the hornfelses, as well as the whole series, underwent a strong cataclasis accompanied by the circulation of the metamorphosed fluids, there occurring their lamination and the alteration of the instable minerals under the new thermodynamic condition.

By field and microscopic researches schistous hornfelses with garnet and schistous hornfelses with biotite could be distinguished. Three intercalations of schistous hornfelses with hornblende have been identified nearby the contact with the Șușita-Sadu granitoid in the zone of the garnet schistous hornfelses.

Schistous hornfelses with garnet form an aureole around the contact with the southern granitoids. They follow this contact even in some details such as the cross fault to the general trending of the contact. This fact proves that the dislocation carried out under the circumstance of the granitoid emplacement. From the mineralogic composition we particularly notice garnet (sporadically or maximum 4%) and porphyroblastic biotite (commonly 5...8%) with an oblique or transversal disposition to the foliation. This type of hornfelses was found up to distances of 1.1 km from the contact with the granitoid. The distance is comprised within the maximum limit of 1/10 of the granitoid intrusion thickness (13 km) at which a temperature of at least 500 °C (according to Jäger, 1957) at a depth of about 3,000 m can be developed.

The schistous hornfelses with biotite form a continuous band around the schistous hornfelses with garnet and the contact with the granitoid body as well. The significant elements which differentiate biotite of hornfelses from the other rocks of the series are: porphyroblastic character, non-linear disposition, high content (usually minimum 4%), frequency of sagonite inclusions, scarcity of sericite associated with biotite. The schistous hornfelses with biotite have been identified up to a distance of about 1.7 km at the contact with the granitoid. At this distance (below 1/5 of the body thickness) temperature can reach over 400°C, where the formation of these hornfelses begins.

Phenomena of Thermal Contact Connected with the Reci Dykes

The Reci pegmatitic dykes, encompassed at the northern part of the Lainici-Păiuș series, replaced at a temperature (about 650°C) lower than the Șușita-Sadu granitoid and having bodies of smaller sizes, gave rise to modest thermal contact phenomena which are limited to the increase of the crystallinity degree of the limestones from the upperpart of the series.

d) Rocks of Diaphthoritic Metamorphism

In the basement of the Lainici-Păiuș series, in the Alunul valley and at its upper part, the presence of diaphthoritic rocks with amphiboles, phyllites with actinolite and garnet respectively, with a fine lepidogranoblastic texture and a schistous structure, can be noticed (Pl. III, Fig. 3). They are closely connected with the tectonic zones next to the Tulișa dynamo-metamorphosed series and to the Păiuș-Polatiștea fault at the upper part of the series and pointed out by a strong retrograde process.

e) Migmatites, Pegmatitic Aplitic and Quartz Veins

The processes of metasomatic feldspathization and granitization, with the formation of migmatites in the Lainici-Păiuș series, have been recognized by previous researches. A characterization of these phenomena and an attempt of morphological and genetical identification for a part of migmatites, pegmatites and aplites are presented in this paper. Within the Lainici-Păiuș series they occupy a surface of about 30%. Their density is noteworthy south of the Reci dykes and north of the contact with the Șușita-Sadu granitoid.

These zones probably define the main migmatization sources: the activity connected with the stage of "migmatization accompanied by pegmatites" (de Sitter, 1964) — therefore syntectonically with the tectonomagmatic cycle during which the Lainici-Păiuș series arose — the activity connected with the magmatism which led to the replacement of the Reci dykes — therefore the postmetamorphic activity in connection with the Baikalian magmatism which replaced the Șușita-Sadu granitic massif. From the composition and morphology point of view, there have been identified pegmatitic and granodioritic migmatites, quartz-dioritic and granitic aplites (according to their frequency) migmatites, as well as stratiform, dictyonitic, stromatitic and flebitic migmatites.



f) Cataclastic Metamorphism in the Lainici-Păiuș Series

The very old Lainici-Păiuș series underwent deep transformations during at least 3 tectonic cycles marked by the particular frequency of the breccification and tectonic millonitization zones. One of the main zones is found along the old Păiuș-Polatiștea fault where a strong crushing of the walls, as well as of the ascending eruptive material, has taken place. The cataclasis products are various : blocks and fragments of pegmatitic granitoids of the Reci type or Drăgășan orthoamphibolites, Reci granogneisses, quartz-micaceous schists, blocks of limestones, quartz, pelites with numerous slickensides. The width of the crushing zone is variable, from some dm, in the Sadu lui Sin valley and the Tapul crown, to some tens of meters, in the Vătușelul and Polatiștea valley. The maximum width reaches about 100 m. Other 4 important zones have been found southwards.

g) Chemism of the Rocks

Six chemical analyses of quartz-micaceous schists, quartzites, tufitogene schist, schistous hornfelses with biotite and hornblende have been performed. In the chemical study of the rocks other analyses have been taken into account and the Niggli parameters (Fig. 2), Barth's standard cell, the ACF-A'KF parameters (Figs. 3,4,5) (Winkler, 1965), and the ACFM parameters according to Semenenko (Fig. 6) have been calculated. From the study of the chemism, there resulted the polygenetic nature of the premetamorphic material, as well as the level at which it has been formed. One may notice the presence of sedimentary and eruptive rocks. They are either subgraywackes or marly-sandy schists and rarely graywackes rich in magnesian minerals of a volcanic origin (tuffites). The metamorphism study (see ACF-A'KF diagram) is the lower one which, according to Winkler, corresponds to the biotite-actinote and hornblende-actinote zones.

h) Stratigraphy of the Lainici-Păiuș Series

The basement of the series may be considered the place where schistous hornfelses with garnet (eventually hornblende) occur (lithologic columns, Figs. 7,8,9).

The stratigraphic succession of the series could be determined after the petrochemical studies, the mineralogical composition and the analysis of the polymetamorphic phenomena. Thus, two complexes have been separated : the lower terrigenous complex and the terrigenous tufitogene complex at the upper part of the series which also comprises the horizons of volcanogenic rocks. An important fault separates the two complexes.

i) Tectonics of the Lainici-Păiuș Series and Genetical Considerations

By their mineralogical composition, the crystalline structure, the stratigraphic character and chemistry, the rocks pertaining to this series build geosyncline deposits. They arose in the South Carpathians geosyncline, being metamorphosed during a Lower Precambrian Cycle (Pavelescu, 1967). The detritic sedimentary material formed in the shelf zone. Products of the metamorphosed basic volcanism appear at the upper part of the series. The whole series ends with deposits of the lagunar sedimentary regime, limestones and graphitic rocks.

The metamorphism degree of the Lainici-Păiuș series initially corresponded to the hornblende zone. However, due to some retrograde phenomena, especially after the replacement of the granitoids of the region and after the postmagmatic migmatization phenomena, as well as under the effect of numerous tectonic movements, the present stage reached the level of the biotite-actinote zone and partly that of the hornblende-zoisite one.

The tectonics of the series is dominated by two major structural elements trending ENE-WSW, the Păiuș-Polatiștea fault, northwards, and the Rafaila-Sadu fault, southwards. A succession of parallel secondary faults, descending southwards, divided the occupied zone of this series. The second system of faults trending N-S, of Baikalian age, crossing the first system, have been generated by the replacement of the Șușita-Sadu granitoid. The detailed tectonics points out a monocline structure trending NE-SW and a NW falling system. Several microfolds with a southern vergence have grafted on this structure. The complex tec-

tonics dominated; a part of the relief of the region, valleys and saddles being settled along some faults or systems of cracks.

2. Tulișa Series

The Tulișa series represents a newer sedimentary series. It has been metamorphosed at a low level (chloritoid zone) and has a well-marked dynamic character.

In the investigated region, it is made up of two compartments: southwards, a sheet of 150.....400 m wide, trending ENE—WSW with a narrowing tendency eastwards, and, northwards, at the boundary of the researched area, a small calcareous massif plated over the Drăgășan orthoamphibolites.

a) The Tulișa Series Rocks

This series — strongly cataclased after its formation — is made up of metaconglomerates and micrometaconglomerates, graphitic quartzites, chlorito-quartzitic schists with chloritoid, quartzitic-graphitic schists with chloritoid, graphitic phyllites, etc. Several veins of white quartz irregularly crosses the formation. The northern compartment is made up entirely of weak crystallized limestones.

Metaconglomerates, usually found in the basement of the series, are made up of elements of 5...40 cm with quartz, Şuștița type granodiorites, quartzitic schists of the Lainici-Păiuș series. Cement is formed of graphitic micaceous quartzitic schistous material, weakly cohesive in the superficial zones, but very hard at the lower levels. Graphitic quartzites have an intermediary position and they are made up, besides quartz, of small percentages of white micas, chlorite and chloritoid. Chloritoid schists, determined (for the first time) in the Alunul valley, occupy, together with graphitic phyllites, the upper part of the series. Chloritoid as radiar aggregates, bundles and prisms, oblique and transversally elongated on schistosity, may occupy up to 68% of the rock volume (Pl. IV, Figs. 1,2,3). Crystalline limestones, as thin plates and weakly folded plaquettes, form the Sapa massif of the northern compartment. The chromatic analysis indicated the dolomite presence up to 4.4 %.

b) Stratigraphic and Tectonic Considerations

The Tulișa series is made up of two compartments, both of them being tectonically and stratigraphically distinct. The northern compartment, made up exclusively of weakly metamorphosed limestones, is transgressively and unconformably situated over the Drăgășan complex orthoamphibolites. The smooth tectonic structure forms a large syncline whose southern flank inclines 55° NW. Its assigning to the Tulișa series is given according to the map, scale 1 : 200,000, of the Geological Institute, being situated at the boundary of the investigated region. The southern compartment bears the traces of some intense tectonic movements. It has a synclinal form and is found in the Lainici-Păiuș crystalline along some faults striking ENE—WSW, with a dip of 50—70°. The sediments of this compartment present a littoral detritic facies, beginning with conglomerates.

As regards the age when they have been metamorphosed, we agree with Pavelescu and Marcus (1967) who confer the lower strata of metaconglomerates with elements of Baikalian granitoids to the Lower Paleozoic. We also agree with Pavelescu (1953) and Semacă (1963) who have conferred the Upper Carboniferous age to the horizons at the basement of which displacements of the upper pile have taken place. The planing and plucking of this series, as small synclinal sheets in the Lainici-Păiuș series, take place during a later tectonic cycle — probable Alpine — with a well-marked dynamic character.

The tectonic faulting undergone by the southern compartment as well as the abundance of graphitic phyllites carried out a splitting and a deep alteration of the rocks up to their argilization. Thus, considerable deposits of deluvial material have formed; together with altered phyllites, they offer the possibility of its utilisation as a weakly permeable building material within the core of a rockfill dam as it is shown in the second part of the work.



3. Drăgșan Series. Orthoamphibolites Complex (Metamorphosed Basic Eruptive Rocks)

The orthoamphibolites complex from the basement of the series is found on the northern boundary of the investigated region. It has been investigated along a sheet trending E-W, limited southwards by the Lainici-Păiuș series and the Păiuș-Polatiștea fault.

a) Rocks of the Orthoamphibolites Complex

The investigated zone pertains to the southernmost part of the series and comprises the base of the orthoamphibolites lower complex. It is made up (according to frequency) of metagabbros, quartziferous metadiorites, quartziferous metagabbros, migmatites and tufitogene rocks, hornblendites, metaplagioclasites subordinately (Pl. V, Figs. 1,2,3,4).

The main minerals, common hornblende and plagioclase, are strongly transformed. The former is chloritized and colourless, the latter is saussuritized, so that the secondary minerals — sericite, zoisite, epidote, chlorite, hydroxides, etc. — are well represented. In case of metagabbros and quartziferous metadiorites, quartz reaches 10%, 28% respectively. The crystalline texture is grain-like or microporphyric (in the rocks with a completely transformed plagioclase), nematoblastic or porphyroblastic (hornblende porphyroblasts within the sericite-zoisite mass) and granoblastic-porphyroblast, in places. Weakly oriented, massive or weakly schistous structures are quite frequently noticed.

Intercalations of tufitogene rocks, similar to those encountered at the upper part of the Lainici-Păiuș series, are found among the magmatogenic rocks. Their mineralogical composition is similar, as it results from the projection on Q,Af,P diagram. This fact may indicate that the weak volcanic activity at the end of the sedimentation phase of the Lainici-Păiuș intermittently continued during the replacement of the Drăgșan orthoamphibolites as well. The intercalations of tufitogene schists mark the level of metamorphism of the entire complex. According to the hornblende-actinote-zoisite association, this level tallies with a low stage of metamorphism corresponding to the hornblende-zoisite zone (Winkler, 1970). This is, however, similar to that of the Lainici-Păiuș series, both of them being metamorphosed during the same cycle.

b) Classification of Rocks from the Lower Horizons of the Drăgșan Orthoamphibolites Complex

Classification of rocks from the basement of the amphibolitic complex in Q,Af,P ternary diagram, according to their mineralogical composition, is presented in figure 10.

c) Tectonic Considerations on the Basal Part of the Drăgșan Orthoamphibolites Complex

The Drăgșan series, in the northern part of the investigated region, is separated from the Lainici-Păiuș series by the Păiuș-Polatiștea structural fault. Along this fault, dipping 57°—70° northwards, the Drăgșan series is found in a superior tectonic position as compared to the Lainici series situated immediately southwards.

The Polatiștea fault imprints the tectonic style in the investigated sector. A secondary fault, north of the previous one, is trending after similar directions, having a northern dip. The cataclasis effect which has affected the basal part of the orthoamphibolites complex is noticed both macroscopically and microscopically.

From the microtectonical researches carried out by Pavelescu et al. (1964) in the Jiu valley, as well as from the researches accomplished by the author (ch. III A₁) in the Sadu valley (Georgeescu, 1969; Georgeescu and Dumitrescu, 1971) and from the comparative analysis of the rocks trending from the basement of the Drăgșan orthoamphibolites, it results that the lower part of the Drăgșan series underwent the influence of the same tectonic cycle during which the Lainici-Păiuș series had been metamorphosed. Hence, it resulted the orientation of the metagabbro and metadiorite banks to NNE, NE (similar to the Lainici-Păiuș series) and dips of 50°—70° northwards.

The metamorphism of the original series took place in a low stage which did not exceed the level of the hornblende-zoisite subzone (according to tufitogene intercalations); its texture

and structure being kept to a large extent. The main minerals of this zone, especially hornblende and plagioclase, have not as yet reached the equilibrium conditions. At present they are distinguished by important secondary transformations.

B) ERUPTIVE FORMATIONS

1. Șușita-Sadu Granitoid

The Lainici-Păiuș series is limited southwards by the Șușita granitoid body which is called here „Șușita-Sadu” due to its specific aspects. It constitutes the prolongation of the Șușita massif which appears on the southern part of the Vulcan Mt. and continues north-eastwards up to the Căpățina Mt. Thus, it represents the greatest granodioritic pluton of the Danubian Autochthon, with the great axis of about 55 km. The ENE–WSW trending of the axis is similar to that of the main regional structural elements. The Sadu valley is the river which opens this body on the greatest length (about 14 km) of its northern zone.

a) Rocks of the Șușita-Sadu Granitoid

The Șușita–Sadu granitoid occupies the southern part of the investigated region. In this zone, the massif rocks form a large compositional and structural variety. There are found granites, adamellites, granodiorites, tonalites, quartziferous diorites and diorites from the structural viewpoint almost each petrographic variety is found in the tectonic zones. Granodiorites are most widespread; they are followed by quartziferous diorites which are not so much spread. The other types occur subordinately. The diorite quartziferous ones have a high frequency in the marginal zone, although they can be more rarely found in the rest of the massif. In this zone, an intercalation of micaschists of the Lainici-Păiuș series was found in the Sadu valley.

The rocks are disposed as banks or plates, often separated by sheets of schistous millo-nitized rock of a millimetric thickness, this fact indicating the movements undergone after consolidation.

Granodiorites and granodioritic granogneisses (Pl. VI, Figs. 1,2,3) contain quartz and oligoclase, as main minerals, which can reach maximum 75 % of the volume. Quartz with xenomorphic outlines having lenticular, elongated or weakly rounded forms reaches the gneissic facies. Basic orthoclase is strongly to totally sericitized and cataclasized. Potassic feldspar is represented by microcline (very rarely orthose) sometimes formed relying on plagioclase. Albite (schachbrettalbit) often appears as newformation around the plagioclase grains and more rarely around the microcline. Biotite (3–5 %) and sometimes hornblende are present, too.

The emplacement of the future Sădișoara high dam is found in the granodioritic granogneisses, which are very hard rocks, and in the schistous granitoids as well.

Diorite-quartziferous gneisses (Pl. VI, Fig. 4) are similar as regards their texture and structure, and they are different as regards the mineralogical composition. Plagioclase increases its content to the detriment of quartz and microcline (the latter being very rarely found in quartziferous diorites). Sericitization is more stressed, it being more basic (andesine-labrador). The secondary albite is still often found pointing out the albitization processes within the whole investigated massif. Amphiboles (hornblende, actinote, tremolite) are growing, too. In the Sadu valley they are also found as tremolitic asbestos associated with hydrothermal quartz, sometimes in the presence of tremolites and in connection with the tectonic or schistous zones of the magmatic body.

Granites and granitic gneisses differ only through the high proportion of potassic feldspar and the presence of acid oligoclase.

Schistous granitoids and cataclasites accompany the intensely tectonized zones. The texture is microcrystalline or very fine grained. Their texture in the massif (outcrop) appears as very fissured and wedged thin scales. Such zones with schistous granitoids are mainly found in the marginal zone of the massif.

Metasomatic granogneisses “dents à cheval” are sometimes noticed at the contact with the Lainici-Păiuș series. Gneisses have pressed microfolds. The potassic feldspar phenoblasts up to 2 cm transversally crosses the foliation.



b) The Intercalations of the Lainici-Păiuș Series

These intercalations in the Șușița-Sadu granitoid are noticed at the Runcu confluence with the Sadu valley on a thickness of 40–80 m. They consist of biotitic micaschists with millonitized quartzfeldspathic lenses caught into a system of concordant faults. The intercalations probably represent relicts of the Lainici—Păiuș series still not digested by the plutonic mass.

c) Inner Tectonics of the Granitoid

The contact of the Șușița-Sadu granitoid with the Lainici—Păiuș series located northwards takes place after an important fault trending ENE—WSW with a dip of 65°—80° NW; compared to it, the crystalline series has a superior position than the granitoid. This fault, called in the present work Rafaila—Sadu, could be traced on a distance of about 7 km. It makes angles of 5°—25° with the foliation direction of the two formations. Nearby the fault, in the Lainici—Păiuș series, an increase of the foliation dip is noticed. This fact presumes that the partly crystallized plutonic mass gave rise, in its ascending movement, to a slightly straightening of the strata of the adjacent crystalline. The fault is marked by breccification within the crystalline and by a band of schistous gneisses and cataclasites in thin plates, within the eruptive. A system of numerous parallel secondary faults, south of the main fault, cross the northern zone of the massif and are accompanied by schistous gneisses (indicated on the map).

Two faults crossing the granitoid axis break out the main fault: one, on the left slope of the Paltin crown, on about 3 km and, the other one — less important—at the confluence of Sadu lui Sin with the Voisân brook. The faults are striking N—S to NNE—SSW crossing the primary structure and affect both the granitoid body and the crystalline series.

Rafaila-Sadu fault, the system of faults parallel to it, as well as the transversal ones are the result of the tectonic pressure at which the magmatic body have been subjected at its replacement during and after its consolidation. The secondary faults trending E—W are scarcely southwards. An important fault may be noticed at the confluence of the Sadu river with the Sădișoara brook along which the intercalation of micaschists of the Lainici—Păiuș series, located nearby the emplacement of the future dam, are still preserved. We presume that during earlier phases the lithogene magma pierced towards the upper parts of the earth's crust along some preexistent faults which it gradually opened.

The orientation of the foliation in the Șușița-Sadu granitoid constituted the object of microtectonic studies which are presented in details in chapter III of the present work. We mention the presence of a main maximum with a ENE trending and a northern dip, similar to that found in the Lainici—Păiuș series. It indicates a state of tectonic efforts preexistent as regards the direction during the time of the granitoid consolidation.

d) Chemism of the Șușița-Sadu Granitoid Rocks, the Reci Dykes and the Related Massifs (Figs. 11—16)

Three chemical analyses of the Șușița granitoid (gneissis granodiorites and quartziferous epidiorite) in the Sadu valley and five analyses of the Reci dykes (granitic pegmatites and granogneiss) have been carried out in order to know the nature of the granitic rocks of the investigated region. Four analyses from the Șușița massif and the Vulcan Mt communicated by M a n o l e s c u (1937), one by B u j o r (1913) from the Tismana granite as well the Niggli parameters determined by P a v e l e s c u and M e r c u ș for the Parâng and Tismana granitoids have been also studied for comparison. The study have been carried out according to the Niggli method (parameters, ternary diagrams, alkalinity, differentiation diagram), CIPW norm, Zavaritzki method, Barth cell, and the ionic result. The projection of the Niggli parameters on the ternary diagrams indicates that the rocks analysed by us and by other authors are to a large extent of a magmatic origin and only partly of a sedimentary one. The presence of the rocks with composition similar to that of the sedimentary rocks both in the Șușița—Sadu granitoid and in the Reci dykes indicates the participation of the lithogene material on the composition of the magmatic material which has led to the formation of these bodies. From the position of the drawing places, one can notice the high frequency in the marginal zones of the massif and the compositions resembling the sedimentary rocks.

The granodioritic, rapakwitic and leuco-quartz-dioritic magmatic types for the Șușita-Sadu granitoid are similar to those found by Manolescu in central and marginal zones. For the Reci dykes, the magmatic types are aplite-engadinite-granitic ones similar to those established by Manolescu for the aplite-pegmatitic injections in the Șușita-Sadu massif.

The differentiation diagram (Fig. 15) correlating the studied and related granodiorites appears as a differentiation zonal diagram from the less acid tonalitic facies to the high acid aplite-pegmatitic ones of a common magmatic basin of a lithogene origin. The geochemical study according to other methods confirms the above mentioned observations sometimes pointing out albitization phenomena.

e) Origin of the Șușita-Sadu Granitoid

The mineralogical composition, the tectonic texture and the chemistry of rocks permit some conclusions on the origin of the granitic massif in the Sadu valley. The first conclusion refers to the magmatic origin of the granitoid which results from the mineralogical composition characteristic of the deep-seated magmatic rocks and especially of its variation mode. The presence of the four main types of granitoid rocks, a certain displacement of the more basic ones towards the marginal zone and the relative uniformity within the same type are different to be presumed in case of some metasomatic granitoids.

The tectonic texture also pleads in favour of the magmatic-lithogene origin. The relationship of this massif with the Lainici-Păiuș series takes place after an important fault wherein the crystalline has an upper position. The dislocation has a trending parallel to the main surfaces and regional tectonic axes including the axis of granitoids from this region, as well. Transversal faults of tension, typical of the large plutonic masses, affect the granitoid body. The presence of three textural facies — massive inside, gneissic schistous outside — as well as rare intercalations of crystalline schists have been pointed out within the massif. Such a tectonic texture is usually incompatible with a metasomatic origin.

The presence of the thermal contact aureole in the crystalline series with the formation of hornfelses corresponding to temperatures rising in accordance with the closeness to the contact is also due to an important magmatic mass of a lithogene nature.

Temperature of the granodioritic mass is appreciated at 710°–730°C according to the mineralogic composition, the reaction of contact with the crystalline schists and the plagioclase type.

2. Reci Complex

The Reci complex is constituted of eruptive and metamorphic rocks located within the Reci massif at the northern boundary of the Lainici-Păiuș series. It is made up of dykes of granitic pegmatites, aplites, microgranites, migmatites and intercalations of crystalline schists. The Reci massif is located at the northern part of the investigated region, south of the Mindra crown.

The studies carried out previously indicated that in this region there was a granitic body without melanocrate minerals, alkaline facies of a small depth, different from the granites of the Parfing type.

a) Geology of the Reci Massif

Our researches, benefitting by a more recent topographic basis, could decipher in details the characteristics of these magmatic bodies. They pointed out the existence of two subparallel dykes having a pegmatite-granitic composition intruded into the Lainici-Păiuș series at its northern boundary along some foliation planes. These dykes are connected with the Păiuș-Polatiștea fault, pierced by them at surface, which separates the two crystalline series of the autochthon — the Lainici-Păiuș series southwards and the Drăgășan series northwards. Blocks of pegmatites and granites are found within the breccia of this fault.

A ruptural surface with a northern dip separates the complex from the Lainici-Păiuș series. The E–W orientation of the dykes, parallel to the Păiuș fault intruded by several ramifications, presumes that they have filled a former direction of the fault and after this replacement the fault being activated cut a new tangential position. A migmatization of the rocks of the



Lainici-Păiuș series and of the Drăgășan orthoamphibolites took place during the same phase. The presence of some intercalations of crystalline limestones and graphitous schists (Fig. 17), as well as of some quartz veins may be noticed within and at the southern boundaries of the complex. This schematically suggested image is complicated by numerous faults.

b) Facial Aspects in the Reci Complex

The field research, as well as the microscopic studies, pointed out the presence of three distinct facies: massive-pegmatoid, massive-marginal-microgranular and gneissic-schistous.

The massive facies is characterized by the presence of pegmatoid and phanerocrystalline textures and massive or weakly oriented structures within the Reci dykes. Leucogranite banks up to some meters thick, separated by very thin intercalations of amphibolites-bearing incacaceous schists, relicts of the Lainici-Păiuș series, are noticed in the outcrop.

The microgranular facies (marginal, aplitic) is pointed out by the presence of microgranular, echiangular, saccharoid textures of the aplitic type. The textures are massive and oriented. The outcrop texture appear as plates and banks. This facies especially develops on the marginal zones representing a low temperature facies with a rapid cooling of the material. The gneissic-schistous facies has an important development within the Reci complex. It comprises the rocks with gneissic or schistous structure originating in the Lainici-Păiuș series which have undergone the effect of a more or less migmatized metasomatic metamorphism.

c) Rocks of the Reci Complex

In this work, the rocks are presented within the mentioned facies which also offer the first genetical indications. Intercalations of carbonatic rocks are presented, as well. The massive facies comprises granitic and granodioritic alkaline (potassic) pegmatites and alkaline granites, and the microgranular-marginal facies comprises granitic and granodioritic aplites and microgranites (Pl. VII, Figs. 2,3,4 ; Pl. VIII, Figs. 1,2,3). Their mineralogical composition, similar as regards the nature of the minerals, differs by proportions, structure and certain microphysiographic aspects. Quartz and feldspars usually appear as millimetric crystals affected by fissures filled with secondary quartz. The microcline is nearly habitual sometimes occurring in graphitous textures. Albite frequently presents prisms which do not exceed 2 mm, forms of sechachbrett — albite-perthitic edifices in microcline or crowns around oligoclase mostly indicating a sodium metasomatism. The polysynthetic fine twinned oligoclase indicates a content of 12—20% An. The white micas are present in proportion of 0—6%. Actinote, common hornblende, biotite, pennine, epidote-zoisite, tourmaline, etc. more rarely occur.

Sericitized gneisses with amphiboles, quartzitic schists with tufitogene actinote, quartzito-micaceous or epidotic schists, migmatites, etc. — all of them encountered in the terrigene tufitogene upper complex of the Lainici-Păiuș series — are found in the gneissic-schistous facies. Tourmaline (hexagonal outlines) has been found in some tufitogene schists south and north of the southern dyke and topaz (prismatic, transversal on foliation) has been found on the Reciu II valley. Tourmaline and topaz, boron-bearing and fluor-bearing minerals respectively, generated at a very high pressure, constitute indicators typical of some pneumatolysis phenomena which have taken place at the formation of the Reci dykes. Four quartz veins cut the complex.

On the SE part of the Reci peak, as well as east of the summit, one may notice intercalations of variable thicknesses (up to 20 m) of crystalline limestones in plates associated with graphitous phyllites similar as regards the composition to those from the upper limit of the Lainici-Păiuș series.

d) Chemism of the Rocks of the Reci Dyke

The chemism of these rocks has been analysed at the same time with that of the Șușița-Sadu granitoid. We shall point out some significant conclusions.

The chemical composition is similar to that of the pegmatite-aplite injections of the Șușița and Tismana granitoid. Some terms having Si parameters 550 seem to indicate a subsequent enrichment in silica. Niggli differentiation diagram may constitute the extension of the differentiation diagrams of the Șușița and Paring granitoids for more acid facies of the pegmatitic-aplitic type.

e) Tectonics of the Reci Complex

The Păiuș-Polatiștea fault — the northern limit of the complex — is the main tectonic element of the complex.

The two dykes slightly convergent eastwards approximately trend ENE—WSW along some faults with a dip of 50°—60° northwards. The faults conjugate eastwards wedging the two dykes and anastomose with the Păiuș fault. The southernmost dislocation separates the complex from the Lainici-Păiuș series.

A second system of faults trending NW—SW which cross-break the dykes formed during a more recent, probably Alpine, tectonic cycle. The planing of some limestone scales of the Lainici series along some preexistent faults (Figs. 17,18) takes place during this cycle, too.

This complicated tectonics had as effect numerous modifications in the texture of granitic pegmatite banks and of the gneissic-schistous rocks of the whole complex.

f) Genetical Considerations on the Reci Dykes

The eruptive origin of these bodies is confirmed by the following observations: the tectonic contacts with the surrounding rocks, the mineralogical compositions comprising some accessory minerals as tourmaline and topaz (in the surrounding rocks) typical of the pegmatitic rocks consolidated at high pressure, the chemical composition corresponding to aplite-granitic magmas, the presence of the massive and marginal microgranular facies, the parallel position close to the Păiuș-Polatiștea old fault, the elongated form and the small thickness specific to the hypabyssal and vein-like eruptions.

The chemical-mineralogical composition and the very acid aplite-granitic magmatic type attests a magmatic product of a late phase having a lower temperature. Its temperature of formation varies within very large limits.

The crystallizations, wherein the graphic structures of quartz and microcline of the massive facies arise, probably took place at about 650°C, during the geophase C of Fersman's graphic granites. It follows the pegmatoid geophase between 600°—500°C during which muscovite and the accessory minerals of tourmaline and topaz are separated (Pl. VIII).

The cycle of metasomatic transformations both autometamorphosed and in the surrounding rocks begins after these first phases and partly simultaneously with them. This cycle appears as sodium metasomatism. According to Morey's experiences, we place this phase at a temperature of about 500°C. It also corresponds to Fersman's pneumatolitic geophase (500°—400°) with the albite formation. Later, at temperatures under 300°C, after the formation of a new system of faults, hydrothermal quartz veins and the chalcedony deposition formed from the mesothermal solutions which had circulated on these new free ways.

The depth of formation of the Reci dykes is of minimum 500 m if we refer to the experiences mentioned by Morey.

C) SEDIMENTARY FORMATIONS

Sarmatian

The Sarmatian deposits limit the investigated region south-westwards. They are transgressively and unconformably disposed over the granitoid rocks. The contact line has been traced on a length of about 7 km from the Jiu valley, at about 400 m upstream the Sadu valley outlet. The Sarmatian begins with polygenous weakly cemented conglomerates and yellow sandy clays covered by a parcel of about 300—400 m thick of weakly cemented sandy gravels with intercalations of marly clays. The polygenous conglomerates are made up of granodiorites, tonalites, and granogneisses. The parcel of gravels presents relatively frequent intercalations of coarse sands with gravel and more rarely violet-blue or slightly yellowish marly clays, argillaceous sands. The thickness of the intercalations of marly clays is of about 2 m and rarely thicker.

The presence of the Sarmatian deposits made up of gravels, sands with intercalations of clays along the middle course of the Sadu valley at about 2.0 km of the emplacement of the future dam from Sădișoara offer the possibility to use them in the body of a dam of local materials, as it is shown in the second part of this work.



The contact of the Sarmatian with the Șușița-Sadu granitoid presents some peculiarities (Figs. 19, 20). Although it produces after a surface of transgression, it presents certain unevenness resulting from contrar faults within the granitoid mass. The situation suggests the presence of a system of faults in steps which go down towards the Carpathian foredeep covered by Mio-Pliocene transgression.

III. TECTONIC, MICROTECTONICS AND EVOLUTION OF REGION FORMATION

A) MICROTTECTONIC AND STRUCTURAL PETROLOGY STUDIES

The microtectonic observations have been carried out on some relative homogeneous sectors along the Sadu valley and the Reci massif in the main geological formation, namely: the granitic pegmatitic Reci dykes, the crystalline schists of the Lainici-Păiuș series and Șușița granitoid from the confluence of the Sadu valley and Voiașan (Figs. 21–25).

The synthesizing of the microtectonic observations of the region points out the general similarity of the microtectonic characteristics of the eruptive (frequently laminated) and metamorphic formations, fact which indicates the formation of their final outlining as a result of the same states of tectonic efforts. The main maximums of the foliation poles have a close spatial position corresponding both to the tectono-magmatic primary fissures and to the tectono-metamorphic ones. Some secondary tectonic dislocations with the formation of quartz veins or slidings and microfaults develop against the general microtectonic background, often by the taking back of different systems of fissures. The formation of valleys and saddles in the region are favoured and oriented by microtectonic elements, some valleys developing after the transversal fissures ac(Q), schistosity and lamination ab(s) or after both systems.

Structural Petrological Observations (Figs. 26–31) carried out on samples of the Șușița-Sadu granitoid point out the complex character of B tectonite towards R tectonite of the gneissic facies texture of the Șușița-Sadu granitoid. The structural petrological diagrams correlate in quite general lines with the microtectonic ones from the same zone. A diagram on quartz orientation within a microboudine of the Tulișa series metaconglomerates indicates different characters reflecting another period of metamorphism.

B) REGIONAL TECTONICS, MAGMATISM AND EVOLUTION OF REGION FORMATION

The investigated region belongs to the Paring tectonic unit of the Danubian Autochthon. The main tectonic element of this unit is the Păiuș-Polatiștea fault which separates two subunits with different technical and petrographical characters: Mindra summit, northwards, and Sadu-Bumbești subunit, southwards. These two subunits are different by the nature of the crystalline basement, the character of the magmatism, the lithologic nature of the upper epimetamorphic series, the relative position against the Păiuș fault which separates them. Both of them formed within the Carpathian geosyncline whose consolidation had begun since the Lower Precambrian. The geosyncline structure was finished during four struc-to-genetical cycles (Pavelescu, Marcus, 1967).

The first cycle had been considered by the previous researches in the region as belonging to the Lower Precambrian (Pavelescu et al., 1967, 1969) and had been accompanied by a mafic initialitic magmatism represented by the lower complex of the Drăgsan orthoamphibolites (Mindra summit). The metamorphism of the Lainici-Păiuș detrial series takes place during this cycle, too. An important dislocation — the Păiuș-Polatiștea fault — appeared between the two magmatic and metamorphic series, successively consolidated.

The Lainici-Păiuș series, whose sedimentation began during the Lower Precambrian within a shelf zone of the Carpathian eugeosyncline, is noticed as a terrigenous, quartz-arkozian series formed relying on some very old granitoid nuclei. Towards the middle and upper parts of the pile the argillaceous-marly sandy-aleuritic-pelitic sediments which led to the formation of quartzitic-micaceous-chloritic schists become more abundant. Towards the upper part of the series, in the terrigenous-tuffaceous complex, effusions of basic tuffs occur, as well. In this cycle, the synorogenic sialic magmatism is made up of a sequence of vein bodies injec-



tions concorded by a quartz-feldspathic material which produced the migmatization of metamorphites.

The postorogenic phase is accompanied by the formation of a sequence of parallel secondary step-like faults decreasing southwards. Along one of these faults, namely the Rafaila-Sadu fault, the Şuşa-Sadu granitoid has been emplaced.

The second tectono-magmatic cycle belongs to the Baikalian. In the Paring tectonic unit, it has not the phases of the initial magmatism as well the folding phase, but is represented by ample manifestations of the lithogene sialic, synorogenic, paulopostkinematic and tardoerogenic magmatism. Among these, the granitoid bodies of the investigated region — Şuşa-Sadu and the Reci dykes — have a paulo-postkinematic character and lateorogenic one, respectively. The antecaledonian orogenesis (Pavelescu, 1967) for the granitoids of the Danubian Autochthon is justified as they are found reworked within the conglomerates of the Tulisa series basement (Lower Paleozoic).

The late-Baikalian age of the Şuşa-Sadu granitoid is also ascertained by the absolute geochronology (Soroiu et al., 1966) which determined 520 m.y.

The Păiuş-Polatiștea fault also constituted the penetration way towards the surface of the Reci pegmatitic dykes. By their petrographic, structural and chemical characters, the Reci dykes constitute a late magmatic manifestation of a magmatic basin common to the granitoids of the region. The penetration of the eastern elongation of the Şuşa-Sadu magmatic body into the Păiuş-Polatiștea fault constitute an important proof of the connection between the two bodies.

The third orogenic cycle is represented in this region only by the Tulisa detritogenous epimetamorphic series. This series, with a stressed dynamic character, forms in the Alunul valley zone a synclinal sheet of 400 m maximum width striking ENE-WSW. The tectonic phase, during which the metamorphism of this series sediments has taken place, belongs to the Lower Paleozoic (Pavelescu, Marcus, 1967).

The Alpine cycle is the last cycle which influenced the structure of this region. It produced the filling of the syncline with weakly metamorphosed rocks of the Tulisa series and reactivated all the fault systems formed during previous cycles — the Păiuş-Polatiștea fault, the system of longitudinal faults of the Lainici-Păiuş series, the Rafaila-Sadu fault and the longitudinal faults inside the granitoid, the faults crosscutting the granitoid axes multiplied in the Alunul valley zone. The last one has as a result a strong disturbance of the Tulisa syncline sheet, as well as its continuity in the Lainici-Păiuş series in the adjacent zone in the Alunul valley.

Analysing the main tectonic elements developed during the four structogenetic cycles one may notice that the geosyncline of the Central South Carpathians formed under a state of tectonic effort which dominated as direction north-southwards in all the tectonic cycles but which changed its sense. The pushing took place from north southwards in the first Lower Precambrian cycle, during the emplacement and folding of the Drăgăşan series and the folding of the Lainici-Păiuş series. As a reaction, in the following Baikalian cycle, due to the emplacement of important pericentral granitoid masses from the southern part of the geosyncline, the pushing took place from south northwards. The general reaction of this tension within the northern block results in a strong stress striking N-S which develops during the following cycles and reaches the paroxysmic maximum in the Alpine cycle.

The microtectonic studies carried out in this region ascertain the presence of this stress traces within all the formations, both the older and the more recent ones (Tulisa series).

The same stress produced the parallelisms of the major tectonic lines of the Paring unit on close alignments trending ENE-WSW, namely (beginning from the south) : the axis of the Şuşa-Sadu granitoid, Molidviş-Gilort, the Rafaila-Sadu and the Păiuş-Polatiștea faults, the axis of the initial magmatites represented by the Drăgăşan orthoamphibolites, the axis of the Mîndra-Gilcescu granitoid, the Jiu românesc fault, the dominant foliation in all the series of this unit. This tectonic character also dominated the magmatism developed in this region (Georgescu, Dumofte, 1970).



Part Two

Special Regard on the Designing of the Hydrotechnical Constructions

A) INTRODUCTION, DISPOSING SCHEME

Regional geological and tectonic investigations allowed to obtain new data regarding the possibilities of designing and carrying out of the hydrotechnical and hydroenergetical disposing of the Sadu valley. The Jiu river basin has a deficit of the water flows during the droughty periods as a result of the industrial development. Favourable possibilities of accumulation in the basin are quite limited due to the existence of localities along the main valleys as well as the agricultural fields which would flood.

The studies elaborated by the Institute of Hydroenergetical Survey and Designs plan the disposing of the Sadu river by two variants of scheme, both of them advocating the carrying out of an accumulation in the Sadu valley and the collection of the Jiu river in the Iscroni profile. The first variant comprises the gravitational derivation of the Jiu river through head race in the Sădișoara lake. The second variant plans the carrying out of an accumulation with a larger retention level and with a pompe station at the Jiu river. In both situations a head race restores the water of the Sădișoara lake in the Jiu river at its confluence with the Sadu river, the achieved falling having been energetically used.

The study elaborated by the Institute of Hydroenergetical Survey and Designs (1965) recommends the gravitational derivation of the Jiu river and the carrying out of an arch concrete dam of 94 m height.

B) GEOLOGY OF THE REGION

The geology of the region has been studied in details in the first part of this work. Further on we shall point out only those elements which may be connected with the designing zone. The investigated region is made up of seven formations presented from the north southwards, namely: the complex of the Drăgsan amphibolites, the Reci complex, the Lainici-Păiuș crystalline schists, the phyllite and metaconglomerate complex of the Tulișa series, the Șușița-Sadu granitoid, the Sarmatian gravelsandy sediments and the Quaternary deposits.

The Drăgsan orthoamphibolites located at the northern boundary of the investigated area are very and extra hard rocks disposed as banks and plates with a dip (50° — 60°) towards SW.

The Reci complex located immediately southwards but with a limited development (about 1 km) comprises (in its constitution) granitic pegmatite banks with intercalations of crystalline schists.

The Lainici-Păiuș crystalline schists are made up of quartzites, quartz-micaceous schists, migmatites, paragneisses, micaceous schists disposed as plates, plaquettes or packets with transitions from one type of rock to another.

These three formations will be pierced on about 2/3 of the length of the future Jiu (Iscroni)—Sadu head race along its downstream part. The third of the upstream is out of the investigated area.

The Șușița-Sadu granitoid forms the largest part of the southern zone of the investigated area. Within the rocks of this massif there will be located: the future dam of Sădișoara, the storage lake (a small part within the Lainici crystalline, too), the Sădișoara-Jiu head race and the power station. The massif is made up of granitoids, quartziferous diorites and related rocks which appear in three different facies: massive, gneissic and schistous.

The main tectonic surfaces are the Păiuș-Polatiștea structural fault pierced by the future Jiu-Sadu head race, the Rafaila-Sadu fault which pierces the future storage lake at the confluence of the Alunul brook with the Sadu river, the Sădișoara fault which will be partly flooded along the Sădișoara valley if the accumulation exceeds 550,00 m, the fault of the „crystalline” which crosses the right part of the designed dam of Sădișoara limiting its height.



C) THE HIGH DAM OF SĂDİŞOARA

Along the middle course of the Sadu river (module flow 1.9 m³/s) between the Căneli and Sădăoara brooks, the valley forms a level with a relatively reduced slope (5.5%) and then enters narrow gorges. At the entrance into the georges, downstream the confluence with the Sădăoara brook, the geomorphology of the valley permits the location of a high dam. This valley sector has been chosen within the studies carried out by IHSD for the designing of an arch dam of 94 m high. It corresponds to the scheme variant with gravitational derivation. In the present work it is also noticed the possibility of a higher dam (about 138 m) made up of local materials and with an increased volume of accumulation as a result of the identification during the regional geological studies of some reserves of impermeable argillized material and of some gravel deposits not far from the emplacement of the dam.

1. The Concrete Dam

a) Geological Situation and Methods of Field Investigations

The dam is located in the zone of the gneissic and schistous facies of the Șușita-Sadu granitoid. The rocks which form this zone are granodioritic granogneisses, porphyroid cataclasites and, subordinately, intercalations of micaschists and lamellar chloritous phyllites on the right slope.

Granogneisses, which occupy the lower half of the left slope and occur as intercalations on the right slope, are very hard rocks, disposed as banks or plates. Porphyroid cataclasites occupy important parts of the right slope and the upper half of the left bank and are separated into plaquettes and very fissured plates which are often schistous, hard and very hard. Due to their hardness and weak alteration at the basement level, the above rocks create favourable conditions for the emplacement of the dam.

At the upper part of the emplacement on the right slope there is an intercalation of biotitic micaschists insinuated along an important fault which limits the height of the dam. Another intercalation of smaller sizes (about 4 m) has been found at the lower boundary of the upper third of the dam.

The carried out exploration drillings established a variable value of the rock permeability with high values in the upper part of the slopes (15 Lugeons). The attempts of compressibility on large surfaces established values for the elasticity module comprised between 15,000 and 100,000 kg/cm² and values of the deformation module of 10,000—70,000 kg/cm³, the highest value corresponding to the major bed and to the lower third of the slopes.

b) Microtectonic Studies of the Emplacement

The detailed study of the microtectonics of the supporting rocky massifs proves to be a necessary method for the determination of the zones capable of displacements as regards the dams. In case of the Sădăoara dam, we made this study by observations and measurements on the lamination schistosity of the granitoid, as well as fissurations, faults and microfaults (Figs. 32—36). The observations have been carried out for each independent slope, both at surface and underground in the zone of the dam emplacement. Thus, there have been elaborated the B synthetical tectogram (Fig. 32), tectograms for each slope and separately for underground works on both slopes (Fig. S₁s). The microtectonic studies pointed out the formation of slopes and valleys of blocks, banks and plates of rock adjacent according to three main systems of faults. These three systems are made up of the S lamination foliation, Q(ac) fissuration and the diagonal fissure. The analysis of the position of the three systems upper limits as well as the position of the dam axes permit several conclusions regarding the conditions of stability of the works and the measures of treatment of the supporting body. The tectograms obtained from the underground works indicate a simpler microtectonic structure pointed out by the existence of the upper limit of the S lamination and Q fissuration. This fact points out that most of the diagonal fissures are due to the gravitational effects or thermal strains which occur at surface. It results as an important conclusion that here the dam will have to be founded at the depth where a great part of the system of diagonal fissures disappear. The tectograms worked at this depth would have to show, in comparison with those drawn up before



the beginning of the excavation work, the disappearance or decreasing of the secondary maximums (excepting the tectonic zones).

The dam axis is transversally oriented along the S foliation. The direction of the valley makes angles of 15° to 30° C with the pole of S foliation of the two slopes. The right and central parts of the dam are approximately parallel to the S foliation of the rock. The left side in the upper half of the dam is transversal to the S foliation, but parallel to the Q(ac) fissuration. The strain direction in the dam is oriented at the head of the strata on the right slope and the central part and transversally to the strata in the upper part of the left slope. Hence, it results that more important rock settlements are expected especially in the upper half of the right slope. The establishing of the main systems of fissuration, of the major tectonic elements and of the water infiltration ways allows the explanation of the directions of the possible sliding surfaces which have to constitute the fundamental data of the calculation schemes of checking the stability of the supporting dam massif.

In calculations, the water subpressure in fissures will be considered as a fundamental condition. To exemplify it in case of the Sădăoara arch dam we indicate, in two figures (Figs. 37, 38), the position of some foliation surfaces from the before mentioned tectograms which may separate, according to Londe (1968), rock tetrahedral prisms susceptible at displacements. There obviously results from these schemes that one of the main ways of increasing the stability of the arch dam basement is the achieving of a foundation depth suitable for the structure of the supporting massif.

The presence of these foliation plans as well as of other similar ones which will result from the checking calculations of stability, points to the conclusion that the surfaces on which the shearing parameters are to be determined must be surfaces of faults and fissures as much as possible close to the natural situation.

(c) Outcrop Rock Structure and Its Importance in Hydrotechnical Constructions

The engineering-geological studies present the stony rocks using the classical petrographic terminology completed with the alteration and fissuration state. However, more often than not the constructors are not acquainted with the present petrographic classifications, and the three alteration states usually mentioned (intense, medium, reduced) do not mirror these factors which influence directly the resistance and behaviour of the rock. A sericitization of feldspars or an oxidation of the melanocrate minerals, even in a proportion of 60%, may decrease the mechanic resistance of the rock only to a little extent if the state of crystalline aggregation is not sensibly modified.

For these reasons, as most of the stony rocks present at least a dominant system of foliation, it is suggested the introduction, the completion of the technical-geological denomination, of the „outcrop rock structure” notion as a mode of rock disposition in outcrops, excavations or underground works. The main terms of the above mentioned notion refer to the rock dispositions as banks or plates, plaquettes, sheets, breccious, earthly (Table 29).

From table 29, one may notice, as regards the foundation of the dams, that the structure as thick or thin banks, welded or tangential ones, is favourable for the foundation of all types of dams. In case of the separation of the banks by sheets or argillized material or of the tectonic dislocations presence, a compulsory checking of the massif stability according to the separation surfaces is imposed. The structure as plates or plaquettes is generally favourable for the location of all types of dams, on condition that they must not be intercalated or separated by argillized material or affected by important tectonic surfaces. The checking calculation of the massif stability is necessary in case of this structure, too. The structure in sheets or the breccious one is generally unfavourable to the location of arch concrete dams (if it is not welded) but it is favourable to the types of dams of local materials. The earthly structure will be recommended only to the foundation of the dams of gravel or clay and to a certain extent, of rockfill dams.

It is for certain that the outcrop rock structure replaces neither the geological study of the emplacement, enclosing in the geological and tectonical situation of the region nor the geological and microtectonical study of the emplacement. However, its specification must complete the studies for the determination of the foundation or emplacement conditions of the dams.



TABLE 29
Types of Outcrop Rock Structure

		Outcrop Rock Structure									
		Thick banks	Banks	Thin banks	Thick plates	Plates	Thin plates	Plaquettes	Sheets	Breccious	Earthy
Structure thickness, cm	200	100...200	50...100	20...50	20...50		1...10	0.5...1	0.1...0.5	—	—
State of adherence on the foliation surfaces							welded, tangential, separated by fresh faces, by argillized material, by lamellar material, by plaquettes, etc.				
State of folding		parallel, undulatory					parallel, undulatory, folded, quite folded, wavy				
State of fissuration		weakly fissured, fissurated, quite fissurated, fragmented, sealy, crushed, detrital, friable					compact, crushed, detrital, friable				



The utilization of the outcrop rock structure proves to be of the same interest in the construction of galleries, tunnels, underground power stations, mining of the quarries, disposition of the grout and drainage holes, anchorage consolidations and, generally, in any excavations in stony rocks.

For exemplification we present in figure 39 and figure 40 representative fragments of outcrop rock structure in the uncoverings and excavation carried out in the axis of the Sădișoara arch concrete dam, and in plate XIV we show the structure in profile of the Sădișoara—Jiu head race.

d) Drainage of the Rock Foundation

The impermeability of the rock foundation for the decrease of water infiltrations and pressure in fissures will be achieved by a grout curtain. However, due to many systems of fissures as well as to the presence of some fine fissures which are impossible to be closed by concrete grouting, there is the possibility of an insufficient working of the watertight diaphragm.

As a result, it will be created an important pressure of water in the fissures of the supporting massif accompanied by a decrease of the inner strength at the shearing-friction strains. For these reasons, for the rock treatment, in the projection of the dam¹³, there have been included, besides the measures of consolidation-impermeousness by grouting, the systematic drainage of the rock foundation by a drainage continuous screen (Pl. XIII). The importance of the measure constituted the object of one of the author's works in 1963¹⁴. Sădișoara dam represents the first arch dam projected in S.R.R. (1965) having a drainage screen. After 1965, most of the dams designed in IHSD, special drainages by hole drillings have been planned.

e) Behaviour of the Supporting Massif in Exploitation

Some destructions of high dams caused by the loss of stability of the foundation massif as well as the tendency in the world technique to use as much as possible the supporting capacity of the foundation rock, make necessary a strict control of the supporting rock behaviour. Today, it is given a higher attention to the concrete superstructure of the dam in comparison with the measurement of the properties of the foundation massif, especially under the effect of increased pressures (lake and dam) and growing of water pressure in fissures due to the lake pressure.

These reasons have led to the inclusion, since 1965¹⁵, in the project of the Sădișoara dam of a system of devices of measure and control of the supporting massif among which some are also used in the technique of checking the concrete body. Due to the completions done so far it may be adapted to other emplacements or types of dams.

The points and sectors which have to be checked at the arch or gravity dams are the following : tectonic dislocations, limits between types of rocks with different competence, important fissures and cracks not closed at the foundation level, rock massifs from the dam flanks, as well as plans capable of shifting which have been considered in the schemes of checking calculation of the supporting massif stability. The observations will be achieved with a special attention, besides the dam foundation, in the zones upstream and downstream the dam.

In case of the Sădișoara dam the checking points are concentrated especially on : the three dislocation zones, the crystalline fault on the right side above the foundation limits, the dislocations from 545 height, on the right side accompanied by lamellar phyllites, the dislocation from 525 height, on the left side, the ac fissuration on the right side with a dip towards the valley or vertically, the diagonal fissuration with a dip towards the valley, the ac fissuration with a dip upstream or vertically on the left side, the diagonal fissuration with a dip towards the valley on the same slope.

The devices and appurtenances which are to be used for these observations (Fig.41), most of them according to the model applied to the control of the concrete dam, consist of : teledefrometers put on the fault from 545 height, on the right side, and the fault from 525 height, on the left side, as well as on the following main ac cracks on both sides ; telepressometers put on the above mentioned flanks in order to measure the differential pressure between the flanks ; hole drillings filled out with mark tubing allow the checking of the possible depth of tubing

¹³ Op. cit. pct. 6.

¹⁴ Op. cit. pct. 8.

¹⁵ Op. cit. pct. 6.

narrowing down by the removal of the rock blocks pierced by the bore holes using a cylinder controller; piezometric bore holes.

A special attention will be paid to the "crystalline fault" from the upper part of the right slope, above the dam limits. In this tectonic zone, there has been carried out an exploratory gallery which will have to be changed into a checking gallery, concreted and equipped with telepressmetric devices and piezometric drillings. The periodic control and checking of the coating of this gallery, as well as of other measure devices will possibly render the intimation, now and then, of all occurrences of efforts or dangerous deformations of the rock massif carrying out suitable measures of the exploitation organization. At the same time, it will permit a further loading, by the project, up to the efficient supporting capacity of the foundation rock.

2. Rockfill or Local Material Dam

The regional geological studies pointed out the existence of some dusty, sandy, deluvial deposits formed relying on micaceous schists (phyllites) of the Tulișa series, as well as thick strata of Sarmation sandy gravel with clay intercalations. Both of them are found as important amounts near the Sadu valley gorges (Pl. IX).

The presence of these materials as well as the nature of the slopes of the valley made up of very hard rocks as thick banks, gives the possibility of carrying out a rockfill dam (eventually gravel), with a core of argillized material. This possibility is of an economic interest as the concrete dam is limited as regards the height and lake volume due to the geological situation.

a) Emplacement of the Dam

The emplacement of the dam of local materials has its axis at about 250 m downstream that of the concrete dam (confluence with the Sădișoara brook) (Pl. IX). Thus, it benefits by a large basin upstream and by narrow gorges in the emplacement zone.

The more favourable geological situation of the emplacement of the rockfill dam is due, on the one hand, to the absence of the system of faults accompanied by kaolinization zones and intercalations of lamellar schists on the right side, and, on the other hand, to its position at the boundary of the zone schistous granodiorites and cataclasites on the left side. In the dam axis and under downstream side of the dam, massive granogneisses and granodiorites as thick banks are found, thus there is no limitation of the dam height. The morphology of the valley and especially the reserves of impervious material for the core are those which condition this height.

A dam height of about 136 m (Figs. 42,45) with a volume of the impervious core of about 740,000 m³ corresponds to the volume of impervious material which may be worked in the Alunul and Prislop valleys.

The capacity curve of the lake indicates for this height a stored volume of about 100 millions m³, that is with about 70 millions m³ more than the lake volume achieved by the concrete dam (retain level with 42 m lower).

b) Building Materials

Rockfills. Immediately downstream the dam (about 1.3 km) the situation is favourable for the opening of a rockfill quarry in very hard and hard rocks. The rock has an outcrop rock structure as parallel banks of 1–3 m thick and compact, weakly welded plates of 20–50 cm thick with rare intercalations of more schistous rocks. The working front may be opened at various levels up to the maximum height of about 200 m above the Sadu valley thalweg. The dip of the slope ranges between 1 : 1.25–1 : 1.75. The deluvial layer is absent or has small thicknesses.

The reserves of rockfills considerably exceed 5.50 millions m³, being obtained from the front of about 600 m long and 200 m deep.

The impervious material for the core. The sources of material are constituted of the deluvial cover of argillaceous schists of the Tulișa series (about 5 km distance) and of the argillaceous intercalations (about 2 km distance) of the Sarmation gravel deposits of the Prislop and Șarpe valleys (Pl. IX, annex 3).



The first source is found as a strip of cca 400 m wide, crossing the Alunul valley, which covers the slopes and goes on westwards to the Jiu valley. It covers mostly the weakly metamorphosed sediments of the Tulișa, series, on account of which they have formed, made up at surface of micaceous (phyllites), lamellar, graphitinous schists with rare intercalations of quartzitic schists and conglomerates.

By alteration processes, deposits of sandy argillaceous material mixed with small fragments of quartz, spread on important surfaces, have resulted.

The granulometric curve of the sampled material is indicated in figure 43, being pointed out by a small dip (the coefficient of unevenness $n = 67$). This fact confers a low permeability although the grain content with a smaller diameter of 0.005 mm is of only 4% and grains over 5 mm of 200...30%.

The geotechnical characteristics as well as those of compaction determined in laboratory for earth dams of the Institute of Hydroenergetical Survey and Designs are presented in table 30.

From this table one may notice the very low permeability of the material especially after reaching a dry volumetric weight of at least 1.90 t/m³. The angle of friction has a high value (23°) due to the presence of sandy and gravel fraction in proportion of about 80 %. This volume gives the possibility that the material, partly ammended, to be used as a sealing element of the dam.

The compaction parameters (Fig. 44) have also favourable values.

The later studies will have to check and specify, on the natural material obtained from various zones of the quarry, the granulosity, the lowest volumetric weight and the necessary mechanic work to obtain a permeability coefficient of 10^{-5} cm/s or a smaller one.

The working thickness of the deluvial layers ranges from 1.5 to 2.5 m after openings noticed along secondary valleys and slopes.

The reserves of material from C class reach, in this emplacement, about 660,000 m³. They will be checked and specified by exploration works.

A second source of argillaceous material of less importance is found in the Prislop valley in zones occupied by the Sarmatian formations. These formations are constituted of gravels with intercalations of marly clays of 1.50—2.50 m thick. The marine marly clays present a high plasticity and degree of impermeability. As the gravels will be worked for the inverse filter of the nucleus, the clay intercalations will be used in the impervious core. The use of clays will have to be done in a mixture with equal parts of gravels, by a simultaneous working.

By mixture with gravel, a volume of argillaceous material of about 100,000 m³, which may be placed in the nucleus axis, is obtained.

Inverse filters. The inverse filters will be obtained from the Sarmatian gravels from the quarry for the second source of impervious material. The deposits are constituted of gravels and sandy gravels with the maximum grain up to 150 m, alternating with rare intercalations of marls and clays. The layers have 3—5 m thicknesses and they often reach over 10 m thus being opened in fronts of some hundred meters length.

The presence of the impervious material from the Alunul quarry with a very wide granulation range will make necessary an inverse filter with an extended granulation. The Bureau of Reclamation Criteria provide for the filter stratum the following:

$$F_{15} = 0.24 - 0.8 \text{ mm}; F_{50} = 12 - 58 \text{ mm}$$

The filter granulometric range is figured in the diagram of figure 43. It is noticed that the first layer may be obtained from the quarry without a previous selection.

c) Dam Profile

In figure 45 it is indicated a type profile of the Sădișoara dam, corresponding to the reserves of determined materials, similar to that of the Vidra (Lotru) dam of close heights.

D) STORAGE LAKE

The Sădișoara storage lake occupies about 2.5 km in case of the concrete dam and 5.0 km upstream the emplacement of the rockfill dam. According to the capacity curve, its volume is of 30 mil m³ in case of the concrete dam and of about 100 mil m³ in case of the rockfill dam,



Imperviousness of the basin. In the lake basin the bed rock is made up of weakly permeable rocks and may constitute the impervious bed of a future storage lake.

The regional tectonic studies pointed out the presence of some zones of dislocations partly crossing the future zone of the lake. One of these zones is found at the confluence of the Alunul stream with the Sadu river (see Plate IX, annex 2,3). It continues westwards, exceeding the Jiu valley at the difference of level of about 200 m. The hydraulic connection with the future lake is not as yet possible due, on the one hand, to the fact that the fault resulted after the movement of a granodioritic eruptive mass in consolidation, and, on the other hand, to the fault which after its formation had been broken out by other cross faults of tension.

Another tectonic zone crosses north-southwards the easternmost part of the lake, along the Sădișoara valley. The minimum height where the future storage is intersected does not influence the lake at the height from the present project; it influences only the variant with a rockfill dam. The fault strikes southwards in the Prislop valley, therefore downstream the dam. The possibility of some water infiltrations along the fault, although not excluded, are less probable due to the existent breccified and semipermeable very altered material in the fault zone. However, in this zone in the Sădișoara valley it is to be carried out a watertight diaphragm crossing 150–200 m.

E) SĂDIȘOARA–JIU DEVIATION

The water stored in the Sădișoara lake will be led through a head race in the electric power station located in the Jiu valley. For the itinerary of the gallery it is indicated to be chosen the right side of the Sadu river for the following reasons: the emplacement of the inlet on the other side would have to be done in the Sădișoara stream valley nearby the confluence; the presence downstream of the Prislop valley with a deep profile of erosion; gravels and Sarmatian sands appear towards the Jiu valley; the emplacement of the power station on the Jiu valley on the left bank of the Sadu river is entirely unfavourable.

The chosen itinerary, on the right side, with a total length of 4.870 m, takes into account the geological structure as it results from the regional studies.

After exceeding the dam zone, the gallery has almost along all its length about 3.000 m in very and extra hard rocks. Special supports will have to be done on about 15% of length (650 m).

The K_0 (elastic strength) and f (coef. falling arch) geotechnical coefficients, as it results from the profile of plate XIV, have values of 800 km/cm³ and 10 on 62% from length (3.045 m).

F) JIU-SADU DERIVATION (THE SECTION OF THE SADU RIVER BASIN)

The Jiu (Iscronei)–Sadu head race aims at the derivation of the Jiu river in the future Sădișoara storage, regulating and using hydroenergetically the stored flow in the Sadu valley.

The gallery will cross upstream the Reci massif a complex of „orthoamphibolites” constituted of very and extra hard metagabbros and metadiorites as thick banks and welded, weakly fissurated subparallel plates. The K_0 coefficient of elastic resistance of these rocks usually exceeds the value $K_0 = 800$ kg/cm³.

In front of the Polatiștea stream, the gallery will cross the Păiuș-Polatiștea fault accompanied by a large zone of breccification and millonitization which, in some places, reaches 100–150 m width. Below the Reci massif two dykes of granitic pegmatites, with a thickness of 150 m and 200 m respectively, made up of very hard rocks in weakly welded, fissurated banks of 1–2 m, will be crossed.

South of the Reci massif, the gallery will have trend approximately N–S along the right upper part of the Alunul valley. The left upper part is affected by numerous parallel faults trending N–S and by large zones of breccification. The right crown is constituted of weakly welded plate quartzites, quartz-micaceous schists (plaquettes or undulatory sheets) and numerous migmatite groutings as welded plates.



In the outlet zone, the gallery will cross the lamellar graphitous phyllites and metaconglomerate blocks of the Tulișa series. The formation is strongly disturbed by old tectonic movements which gave rise to numerous millonitzations and favoured the formation (argillization) of phyllites. On this section, where there are expected important pressures from rapid decompressions, anchors and strong supports of the punch type with reinforcement lattice are necessary. The final covering will have to consider the presence of softer rocks with an elastic resistivity below 150 kg/cm^3 and a coefficient of the falling arch $f = 1-2$.



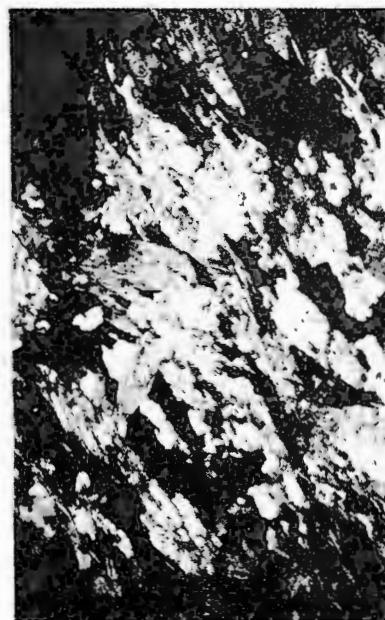
PLANŞA I

- Fig. 1. — řist cuar itic micaceu (pennin secundar transversal pe  istoziitate). Nicoli =, 40 ×. Culmea dreapt  Alunul. Seria de Lainici-P iu . Micaceous quartzitic schist (secondary pennine transversal on schistosity). N =, 40 ×. Alunul right crown. Lainici-P iu  series.
- Fig. 2. — řist cuartitic micaceu (pennin secundar transversal pe  istoziitate). Nicoli +, 40 ×. Culmea dreapt  Alunul. Seria de Lainici-P iu . Micaceous quartzitic schist (secondary pennine transversal on schistosity). N +, 40 ×. Alunul right crown. Lainici-P iu  series.
- Fig. 3. — Amfibolite biotitice. Nicoli +, 40 ×. Valea Alunul superior. Seria de Lainici-P iu . Biotitic amphibolites N +, 40 ×. Upper Alunul valley. Lainici-P iu  series.
- Fig. 4. — Amfibolite tufogene levigate, cloritizate. Nicoli +, 40 ×. Valea Alunul superior. Seria de Lainici-P iu . Elutriated, chloritized tufogene amphibolites. N. +, 40 ×. Upper Alunul valley. Lainici-P iu  series.

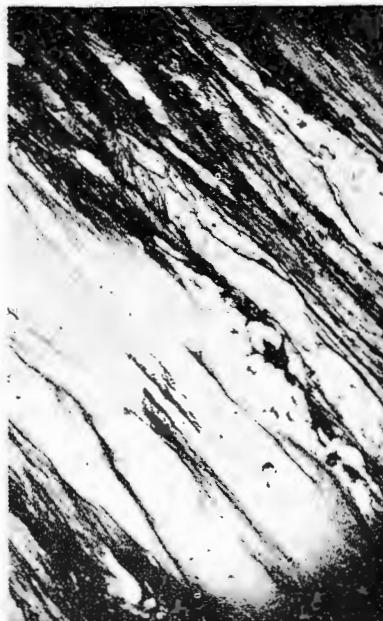




2



4



1



3

Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.

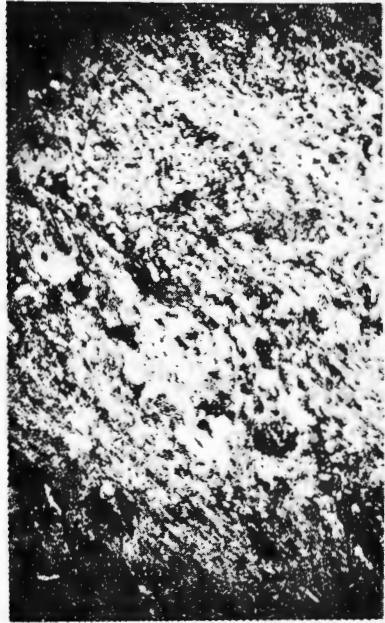
PLANŞA II

- Fig. 1. — Sist tufitogen cu hornblendă. Nicoli \pm , 40 \times . Culmea Vătușel. Seria de Lainici-Păiuș.
Tufitogenic schist with hornblende. N \pm , 40 \times . Vătușel crown. Lainici-Păiuș series.
- Fig. 2. — Corneeană-sistoasă cu hornblendă. Nicoli \mp , 40 \times . Valea Căneli inferioară. Seria de Lainici-Păiuș,
Schistous hornfels with hornblende. N \mp , 40 \times . Lower Căneli Valley. Lainici—Păiuș series.
- Fig. 3. — Corneeană sistoasă cuarțitică cu gramat și biotit. Nicoli \vdash , 40 \times . Valea Sadu confluența
cu valea Voîșanu. Seria de Lainici-Păiuș.
Quartzitic schistous hornfels with garnet and biotite. N \vdash , 40 \times . Sadu valley
at the confluence with the Voîșanu valley. Lainici-Păiuș series.
- Fig. 4. — Corneeană sistoasă cuarțitică cu granat și biotit. Nicoli $=$, 40 \times . Valea Sadu confluența
cu valea Voîșanu. Seria de Lainici-Păiuș.
Quartzitic schistous hornfels with garnet and biotite. N $=$, 40 \times . Sadu valley
at the confluence with the Voîșanu valley. Lainici-Păiuș series.

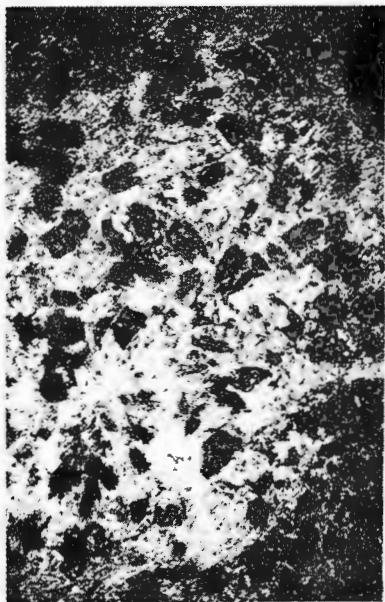


M. GEORGESCU. Studii geologice în valea Sădului-construcții hidrotehnice.

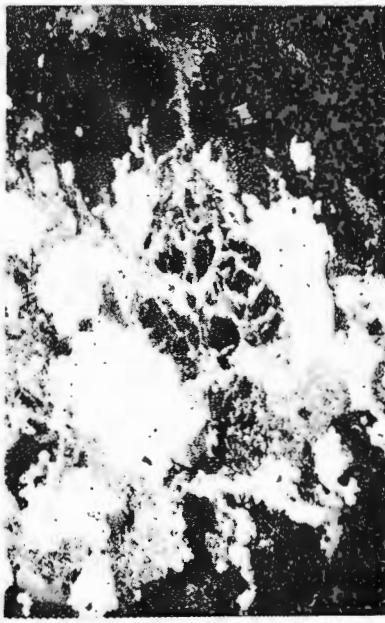
Pl. II.



1



2



3



4

Studii tehnice și economice, serie F, nr. 9.

PLANŞA III

Fig. 1. — Corneeană šistoasă cuarțitică cu granat și biotit cloritizat. Nicoli +, 40 ×. Valea Sadu lui Sin. Seria de Lainici-Păiuș.

Quartzitic schistous hornfels with garnet and chloritized biotite. N +, 40 ×. Sadu lui Sin valley. Lainici-Păiuș series.

Fig. 2. — Corneeană šistoasă cu biotit. Nicoli +, 40 ×. Valea Căneli mijlocie. Seria de Lainici-Păiuș.

Schistous hornfels with biotite. N +, 40 x. Middle Căneli valley. Lainici-Păiuș series.

Fig. 3. — Diaftorite superioare cu granat. Nicoli +, 40×. Valea Vătușel. Seria de Lainici-Păiuș.

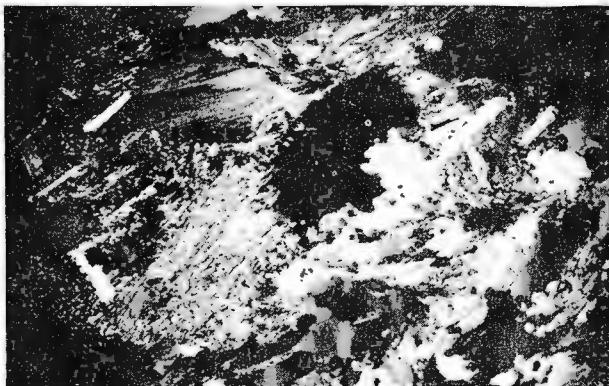
Upper diaphthorites with garnet. N +, 40 x. Vătușel valley. Lainici-Păiuș series.



M. GEORGESCU. Studii geologice în valea Sadului-construcții hidrotehnice.
Pl. III.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.



Institutul Geologic al României

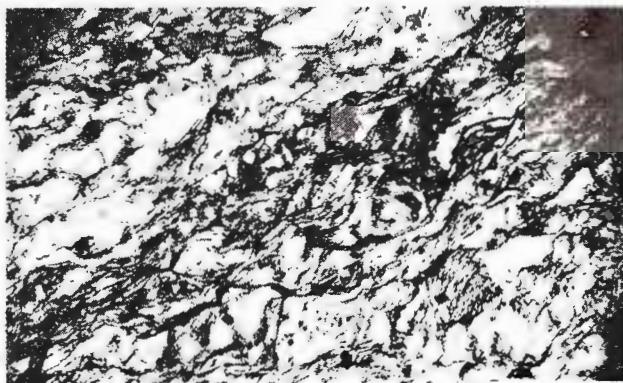
PLANŞA IV

- Fig. 1. — Cuarțite blastodetritive cu cloritoid. Nicoli = , 40 x. Valea Alunul-șaua Alunului. Seria de Tulișa.
Blastodetritic quartzites with chloritoid. N = , 40 x. Alunul Valley-Alunul saddle. Tulișa series.
- Fig. 2. — Șist cloritoidic (64%). Nicoli +, 40 x. Valea Alunul mijlociu. Seria de Tulișa. Chlоритoid schist (64%). N +, 40 x. Middle Alunul valley. Tulișa series.
- Fig. 3. — Șist cloritoidic. Nicoli +, 40 x. Fâșia de sud, aval șaua Alunului. Seria de Tulișa. Chloritoid schist. N +, 40 x. The southern strip, downstream the Alunul saddle. Tulișa series.

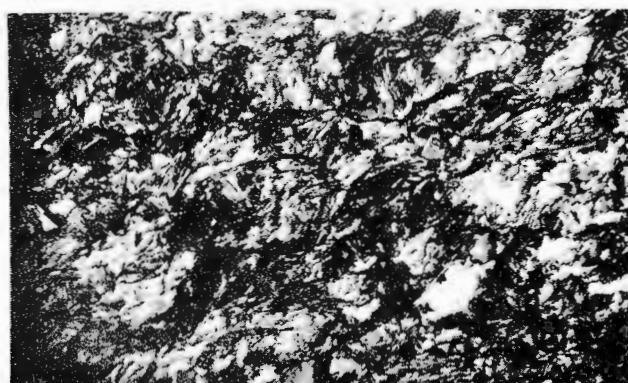


Institutul Geologic al României

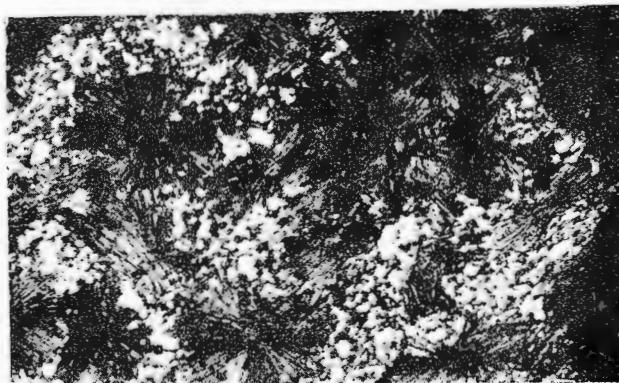
M. GEORGESCU Studii geologice în valea Sadului-construcții hidrotehnice.
Pl. IV.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.

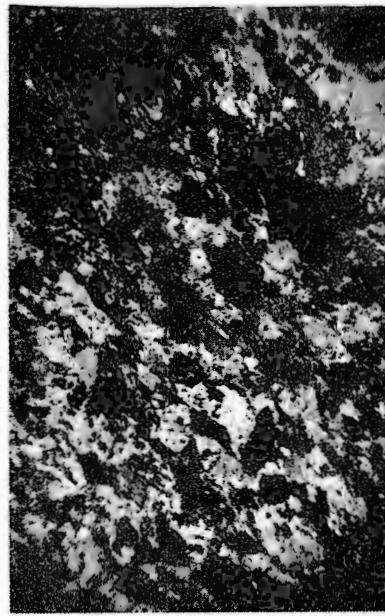


Institutul Geologic al României

PLANŞA V

- Fig. 1. — Metagabbrou sericitizat. Nicoli +, 16 ×. Piriul Şurupata Mică. Seria de Drăgşan, complexul ortoamfibolitelor.
Sericitized metagabbro. N+, 16 ×. Şurupata Mică brook. Drăgşan series, orthoamfibolite complex.
- Fig. 2. — Metadiorite cuarțifere. Nicoli +, 40 ×. Masivul Sapa, partea inferioară. Seria de Drăgşan, complexul ortoamfibolitelor.
Quartziferous metadiorites. N+, 40 x. Sapa massif, lower part. Drăgşan series, orthoamfibolite complex.
- Fig. 3. — řist sedimentogen-tufogen (tufit) cu hornblendă. Nicoli +, 40 ×. Jarul Prislopelor. Seria de Drăgşan, complexul ortoamfibolitelor.
Sedimentogene-tufogene schist (tuffite) with hornblende. N +, 40 ×. Jarul Prislopelor. Drăgşan series, orthoamfibolite complex.
- Fig. 4. — Pătură de cuarț fin (culoare albă) la contactul filon pegmatitic-metagabbrou (de culoare cenușie); cuarțul alb pătrunde intre cristalele de hornblendă, iar plagioclazul este reținut. Seria de Drăgşan, complexul ortoamfibolitelor.
Fine quartz cover (white colour) at the contact of pegmatitic vein with gabbro (grey colour); the white quartz pierces among the hornblende crystals but plagioclase is kept. Drăgşan series, orthoamfibolite complex.

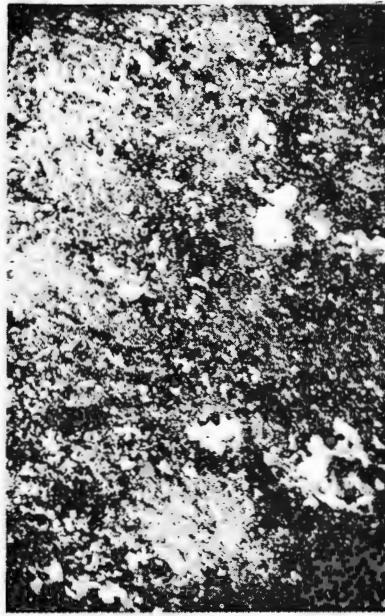




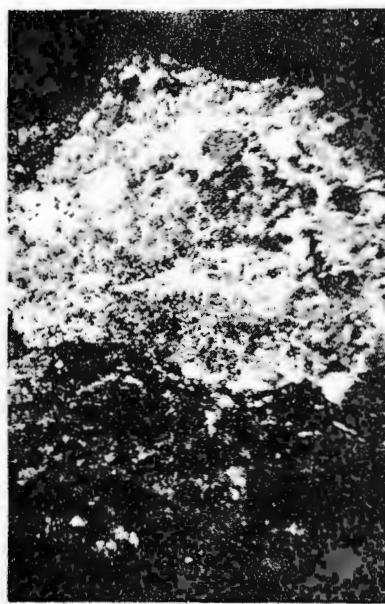
1



2



3



4

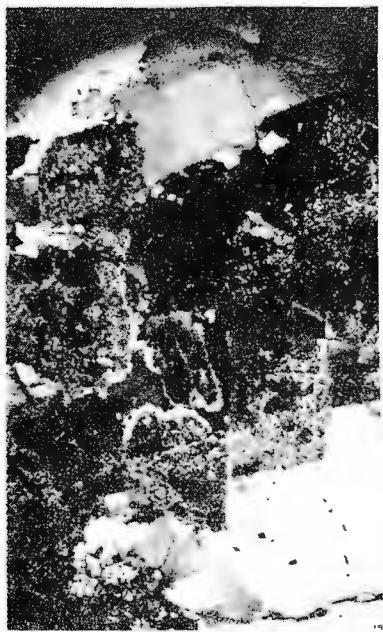
PLANŞA VI

- Fig. 1. — Granodiorit sericitizat albitizat. Microclinizarea plagioclazului urmată de albitizarea ambelor minerale. Nicoli +, 40 × . Cheile Sadului aval de pârâul Sădișoara. Granitoidul Șușița-Sadu.
Sericitized albitized granodiorite. Plagioclase microclinization followed by the albitization of both minerals. N +, 40 × . Sadu gorges, downstream the Sădișoara brook. Șușița-Sadu granitoid.
- Fig. 2. — Granodiorit cu asbestos tremolitic în zonă tectonică. Nicoli +, 40 × . Valea Sadului aval pârâul Alunul. Granitoidul Șușița-Sadu.
Granodiorite with tremolitic asbestos in tectonic zone. N +, 40 × . Sadu valley downstream the Alunul brook. Șușița-Sadu granitoid.
- Fig. 3. — Granognais granodioritic sericitizat. Nicoli +, 16. × . Culmea dreaptă pârâul Căneli inferior. Granitoidul Șușița-Sadu.
Sericitized granodioritic granogneiss. N +, 16 × . Right crown of the Lower Căneli brook. Șușița-Sadu granodiorite.
- Fig. 4. — Diorit cuartifer sericitizat. Nicoli +, 16 × . Pârâul Crucii superior. Granitoidul Șușița-Sadu.
Sericitized quartziferous diorite. N +, 16 × . Upper Crucii brook. Șușița-Sadu granitoid.

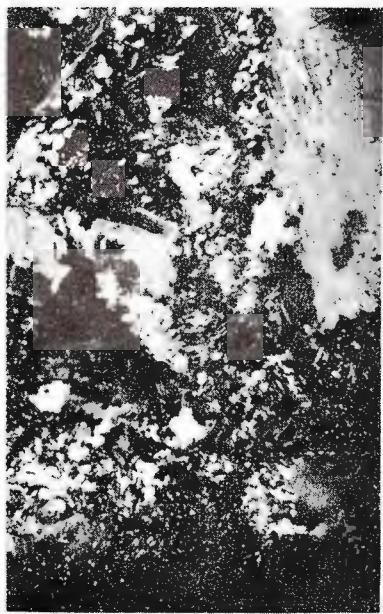


M. GEORGESCU. Studii geologice în valea Sadului-construcții hidrotehnice.

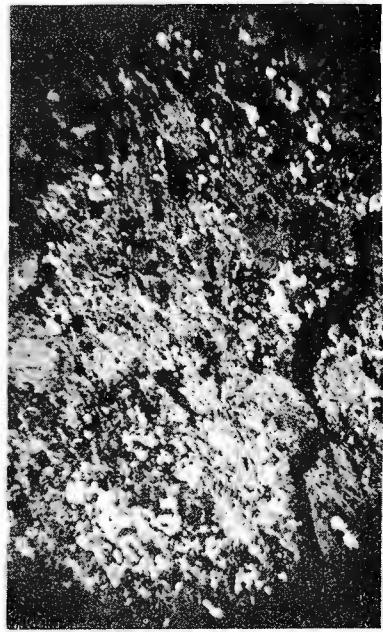
Pl. VI.



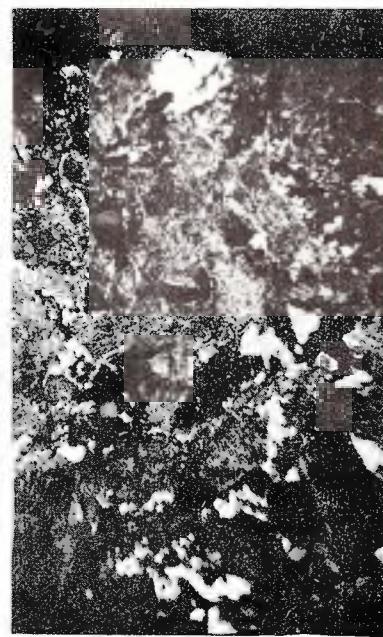
1



2



3



4

Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.

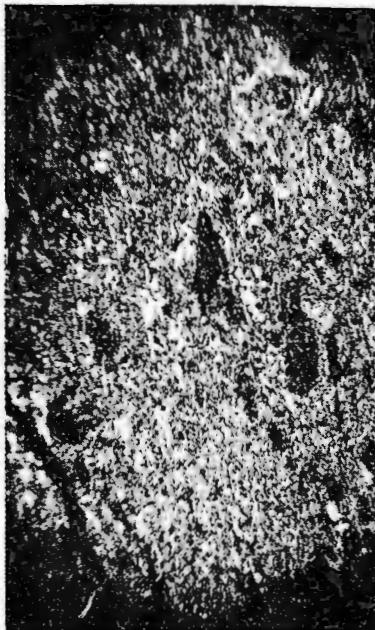
PLANŞA VII

- Fig. 1. — Granitoid şistos în zonă tectonică. Nicoli +, 16 ×. Valea Cireşului. Granitoidul Şuşiţa-Sadu.
Schistous granitoid in tectonic zone. N +, 16 x . The Cireş valley. Şuşiţa-Sadu granitoid.
- Fig. 2. — Dyke-ul sudic de Reci. Schachbrett albite format pe seama plagioclazului în pegmatite granitice. Nicoli +, 40 × . Masivul Reci culmea dreaptă Câneli.
Southern Reci dyke. Schachbrett albite made up relying on plagioclase in granitic pegmatites. N + , 40 × . Reci massif, Câneli right crown.
- Fig. 3. — Dyke-ul sudic de Reci. Microclin în pegmatite granitice. Nicoli +, 40 × . Valea Reci, faţa sud.
Southern Reci dyke. Microcline in granitic pegmatites. N+ . 40× , Reci valley, southern part.
- Fig. 4. — Dyke-ul sudic de Reci. Aplit granodioritic. Nicoli +, 40× . Masiv Reci culmea spre Prisloape.
Southern Reci dyke. Granodioritic aplite. N+, 40 x . Reci Massif, the crown towards Prisloape.

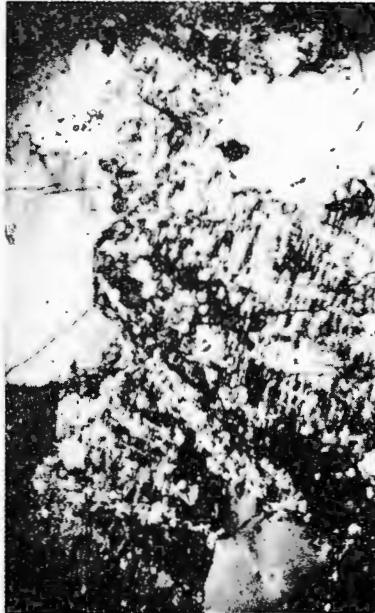


M. GEORGESCU. Studii geologice în valea Sadului-construcții hidrotehnice.

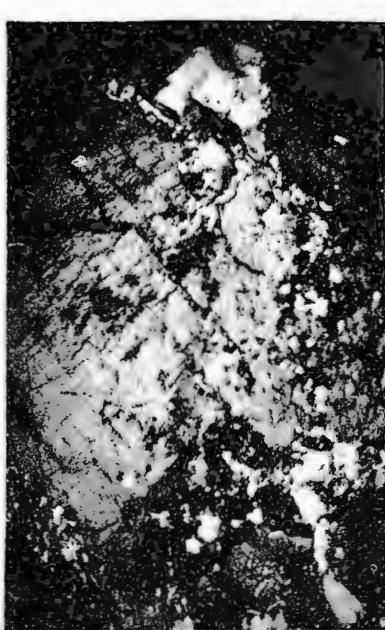
Pl. VII.



1



2



3



4

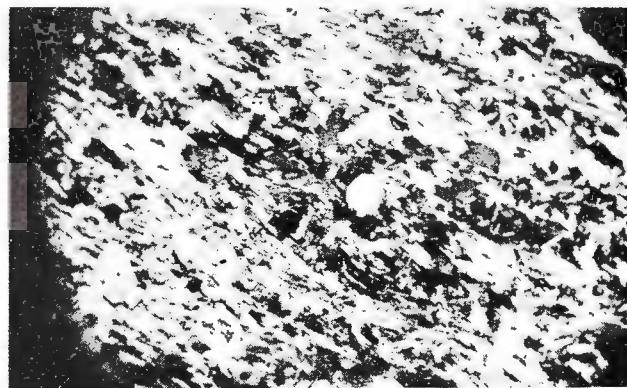
Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.

PLANŞA VIII

- Fig. 1. — Complexul de Roci. řist micaceu cuarþitic cu turmalină. Nicoli +, 80 ×. Izvorul pîriului Reciu II.
The Reci complex. Micaceous quartzitic schist with tourmaline. N +, 80 ×.
Spring of the Reciu II brook.
- Fig. 2. — Complexul de Reci. řist cuarþitic micaceu cu amfiboli și topaz. Nicoli +, 16 ×.
Izvorul pîriului Reciu II.
The Reci complex. Micaceous quartzitic schist with amphiboles and topaz. N +, 16 ×.
Spring of the Reciu II brook.
- Fig. 3. — Complexul de Reci. řist cuarþitic micaceu cu amfiboli și topaz. Nicoli =, 16 ×.
Izvorul pîriului Reciu II.
The Reci complex. Micaceous quartzitic schist with amphiboles and topaz. N =, 16 ×.
Spring of the Reciu II brook.



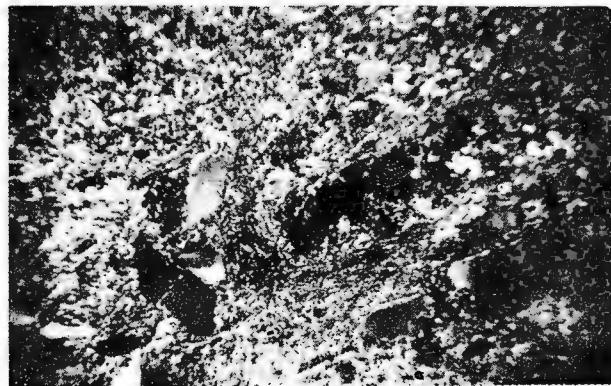
M. GEORGESCU. Studii geologice în valea Sadului-construcții hidrotehnice.
Pl. VIII.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria F, nr. 9.



Institutul Geologic al României

EXPLANATION OF PLATES

Plate IX - 1

Geological map between the Sadu valley (Gorj) and the Reci massif. Annex 1, Reci—Alunul—Voișanu Zone.

Plate IX - 2

Geological map between the Sadu valley (Gorj) and the Reci massif. Annex 2, Alunul—Sadu—Scurta Zone.

Plate IX - 3

Geological map between the Sadu valley (Gorj) and the Reci massif. Annex 3, Alunul—Scurta—Sădișoara—Jiu Zone.

Plate X

Legend of the geological map and profiles, and of the stratigraphic column.

Sedimentary formations. Quaternary. 1, a) alluvia in the major bed, terraces (t); b) dejection cones; c) stabilized earth slidings. Sarmatian. 2, yellow gravels and sands with thin intercalations of clays or friable sandstones. Magmatogene formations (granitoids). The Reci complex : Baikalian/tardeorogene magmatism : 3, granites and granodiorites sometimes with intercalations (scales) of crystalline limestones as plates; pegmatitic facies ; 4, granitic and granodioritic aplites, microgranodiorites and granites sometimes with intercalations of crystalline limestones as plates; aplitic facies (micrograined, marginal); 5, gneisses and granogneisses, sometimes sericitized with amphiboles (a) with intercalations of schists; gneissic, schistous facies. The Șușița—Sadu granitoid : Baikalian Paulo—post—Kinematic magmatism : 6, massive-sericitized ± biotitic, cataclased granites; 7, granites in gneissic facies ; 8, massive, sericitized, zoisitized granodiorites with biotite ± amphiboles; 9, very sericitized granodiorites in gneissic facies (granogneisses); 10, sericitized, zoisitized, quartziferous diorites with amphiboles; 11, sericitized quartziferous diorites in gneissic facies ; 12, sericitized, saussuritized diorites with amphiboles; 13, diorites in gneissic facies ; 14, schistous granodiorites with intercalations of porphyroidic cataclasites in tectonic zones. Metamorphic formations. Regional metamorphism products. Chloritoid zone. The Tulișa series : 15, weakly crystalline limestones as thin plates; 16, quartzites and microconglomeratic ± chloritoid quartzites (cld); 17, metaconglomerates and micrometáconglomerates ± chloritoid (cld); 18, chloritoidic rocks or rocks with chloritoid, chloritoidic schists with quartz ± chlorite ± graphite, schists with chloritoid; 19, micaceous—quartzitic schists with graphite or graphitic schists. Biotite-actionate zone. The Lainici—Păiuș series. The terrigene complex. 20, micaceous quartzitic schists ± intercalations, quartzites, quartz-arkosian schists (micaschists), schists with porphyroblasts of albite (ab) or microcline (mc) and schists with quartz lenses; 21, micaceous quartzites ± intercalations of arkosian quartzitic schists ± intercalations of schists. 22, quartzitic paragneisses ± arkozian ± intercalations of psamitic schists ± intercalations of schists; 23, crystalline limestones ± muscovite (cipolines) ± actinote, sometimes with graphitic schists (gf) in the basis; 24, sedimentogene-tufogene green rocks, quartzito-sericite tuffite schists with actinote ± albite porphyroblasts. The terrigene-tufitogene complex. Hornblende-zoisite zone. The Lainici—Păiuș series : 25, amp ibolites; 26, amphibolic gneisses or gneisses with amphiboles (hb); 27, schists with amphiboles; 28, tufogene amphibolites; 29, sedimentogene-tufogene amphibolic rocks (tuffites), (micaschists and schists with amphiboles, topaz (to) in the Reci zone). Diaphthoritic metamorphism products : 30, diaphthorized schists and gneisses ± amp iboles ± biotitized and chloritized garnet ± actinotized, chloritized amphiboles. Contact rocks. The Lainici—Păiuș series. Garnet-hornblende zone: 31, schistous hornfelses with hornblende; 32, schistous hornfelses with garnet, quartzites, gneisses. Biotite zone : 33, schistous hornfelses with biotite, schists, quartzites, gneisses; 34, crystalline graphitic ± limestones with graphitic schists in the basis (the Reci complex). Metasomatic metamorphism : 35, „Dents a cheval” granogneisses; 36, millonitized micaschists with quartz-feldspathic lenses (intercalations in the Șușița—Sadu granitoid). Metamorphosed eruptive rocks. The Drăgsan amphibolites complex. Metamorphosed initialitic magmatism. Lower Precambrian : 37, quartziferous metadiorites, quartziferous saussuritized metagabbros ± intercalations of migmatites and tufitogene rocks; 38, metadiorites, plagioclases ± intercalations of migmatites and tufitogene rocks; 39, saussuritized metagabbros ± migmatites intercalations and tufitogene rocks; 40, sedimentogene-tufogene greenschists. Cataclastic (diastrophic) metamorphism products : 41, breccified tectonic zone ; 42, cataclasites, cataclasites with graphite (the Tulișa series). Syn- and post-tectonic migmatites. Syntectonic migmatites : 43, heterogeneous + laminated migmatites ± thin intercalations of schists, dictionites (d), stromalites (s), of the granitic (γ) type, granodiorites ($\gamma\alpha$), dioritic quartziferous (γq). Post-tectonic migmatites : 44, stratiform ± laminated migmatites with intercalations of schists. Vein rocks : 45, pegmatites (π), aplites (σ), post-tectonic pegmoaplites; 46, veins of hydrothermal quartz. Series of geological formations : 47, the Tulișa series; 48, the Reci complex; 49, the Șușița—Sadu granitoid; 50, the Lainici—Păiuș series; 51, the Drăgsan orthoamphibolites complex; 52, Sădișoara storage dam. Other signs : 53, A I alpine faults of the Ist order; 54, B I Baikalian faults of the Ind order; 55, a B I ante-Baikalian faults of the Ist order; 56, baikalian faults of the IIInd order (B), alpine (A), or undated ones; 57, B A Baikalian faults reactivated during the alpine cycle; 58, undated secondary faults; 59, geological limits; 60, basinal transgressive formation; 61, limit of the thermal zone with garnet; 62, limit of the thermal zone with biotite; 63, 42° direction and dip of the foliation; 64, direction and dip of the lineation.

Plate XI

Stratigraphical column.

Plate XII

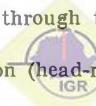
Geological profiles between the Reci—Prisloape massif and the Sadu valley.

Plate XIII

Sădișoara dam. Profile through the drainage screen.

Plate XIV

Sădișoara—Jiu derivation (head-race). Longitudinal profile.

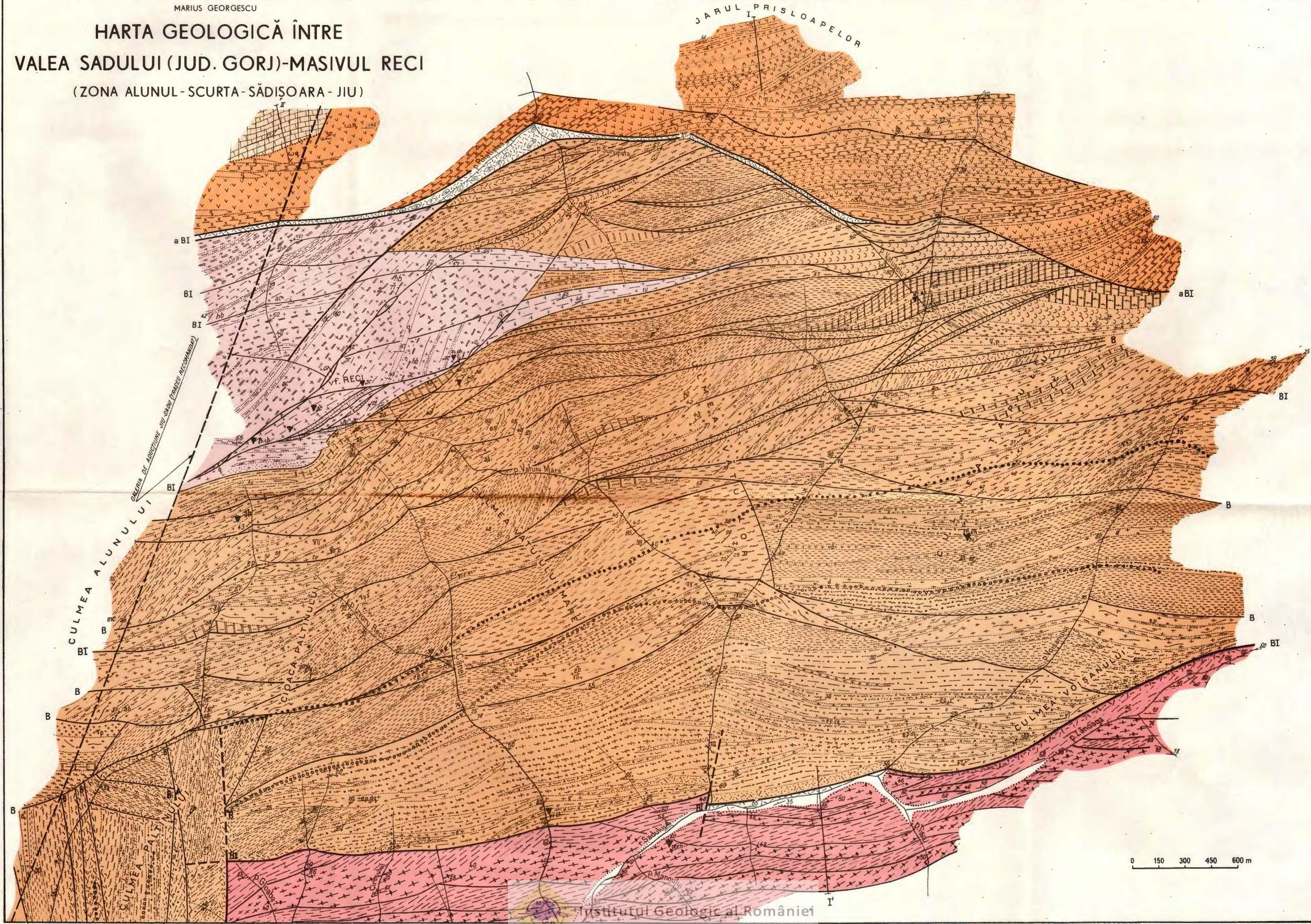


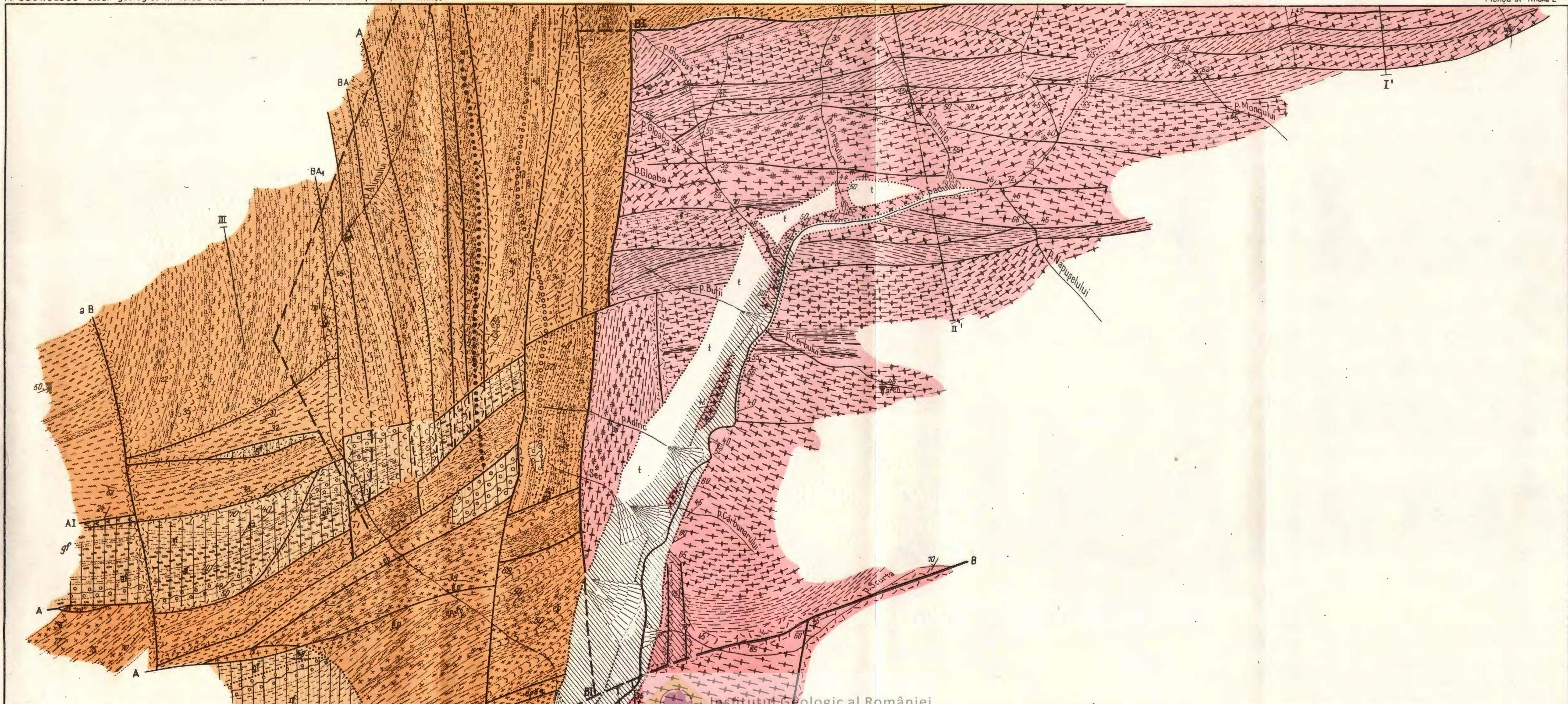
MARIUS GEORGESCU

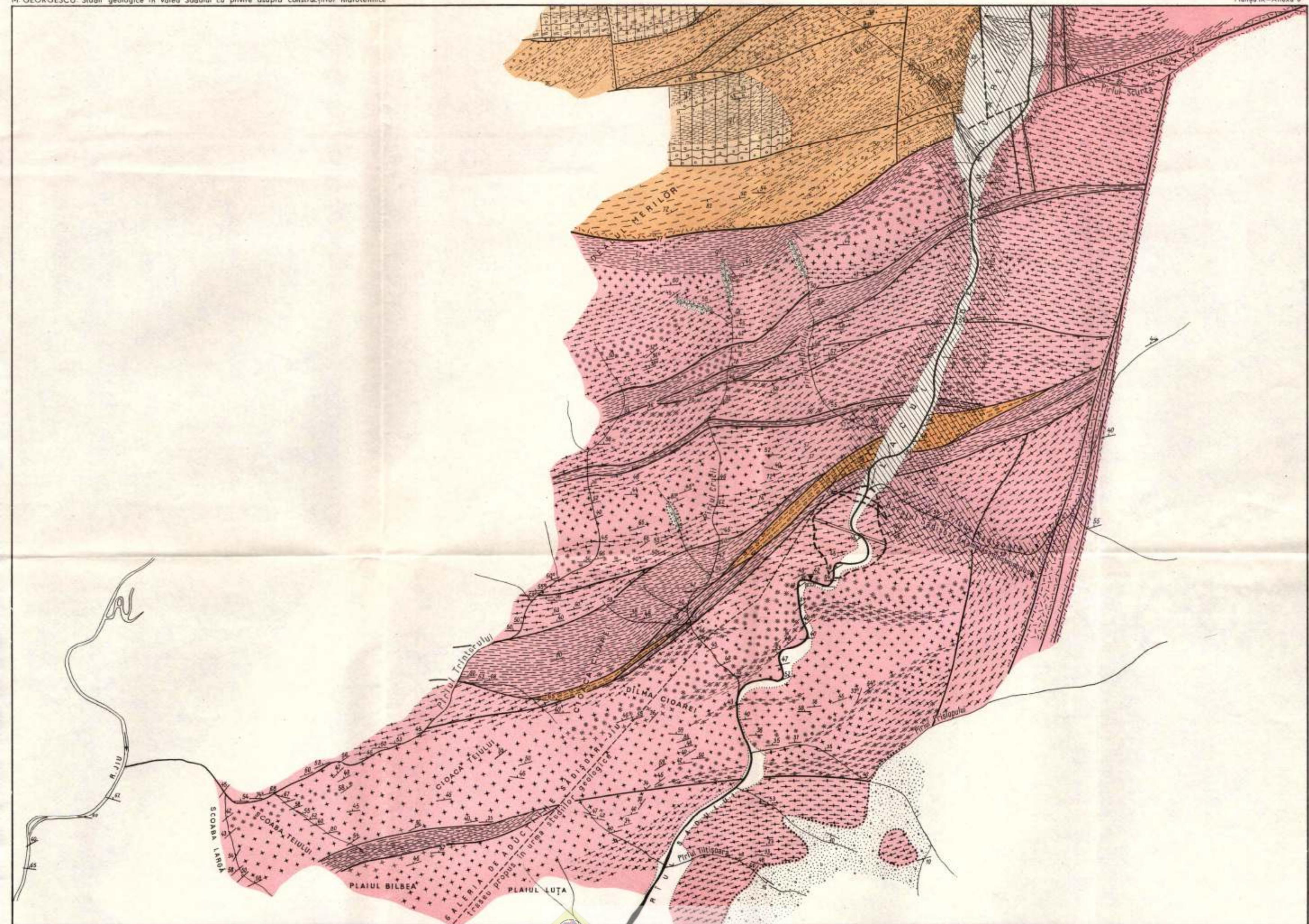
HARTA GEOLOGICĂ ÎNTR-

VALEA SADULUI (JUD. GORJ)-MASIVUL RECI

(ZONA ALUNUL-SCURTA-SĂDISOARA-JIU)







L E G E N D A

FORMATIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR 1

a. Aluvii în albia majoră, terase (t); b. Conuri de dejecție; c. Alunecări de teren stabilizate

SARMAȚIAN 2

Pietrișuri și nisipuri galbene, cu intercalații subțiri de argile sau gresii friabile

FORMATIUNI MAGMATOGENE (GRANITOIDE)
COMPLEXUL DE RECI

MAGMATISM BAICALIAN TARDEOGENIC	3	Granite și granodiorite uneori cu intercalații (solzi) de calcare cristaline în plăci - facies pegmatitic
	4	Aplitic granitice și granodioritice, microgranodiorite și granite uneori cu intercalații de coloane cristaline în plăci facies aplitic (micro-grăunțos, marginal)
	5	Gnaisse și granognaise, sericitizate uneori cu amfiboli (a) cu intercalații de șisturi - facies gnaisic, șistos

GRANITOIDUL DE ȘUȘIȚA - SADU

MAGMATISM BAICALIAN PAULO - POSTCINEMATIC	6	Granite masive, sericitizate ± biotitice, cataclazate
	7	Granite în facies gnaisic
	8	Granodiorite masive, cu biotit ± amfiboli sericitizate, zoizitizate
	9	Granodiorite în facies gnaisic (granognaise) foarte sericitizate
	10	Diorite cuartifere cu amfiboli sericitizate, zoizitizate
	11	Diorite cuartifere în facies gnaisic sericitizate
	12	Diorite cu amfiboli, sericitizate, saussurizate
	13	Diorite în facies gnaisic
	14	Granitoide șistoase în zone tectonice, cu intercalații de cataclazite porfirioide

FORMATIUNI METAMORFICE

PRODUSE ALE METAMORFISMULUI REGIONAL

ZONA CU CLORITOID SERIA DE TULIȘA	15	Calcare slab cristaline în plăci subțiri
	16	Cuarțite și cuarțite microconglomeratice ± cloritoid (cld)
	17	Metaconglomerate și microconglomerate ± cloritoid (cld)
	18	Roci cloritoidice sau cu cloritoid, șisturi cloritoidice cu cuarț ± clorit ± grafit, șisturi cu cloritoid
	19	Șisturi micacee cuarțifice cu grafit sau grafitoase

ZONA CU BIOTIT - ACTINOT SERIA DE LAINICI - PAIUS	20	Șisturi cuarțifice micacee ± intercalații cuarțite, șisturi cuarțito-arciozene (micașisturi) șisturi cu porfiroblaste de albă (ab) sau microclin (mc) și șisturi cu lentile de cuarț
	21	Cuarțite micacee ± intercalații de șisturi, cuarțite arciozene ± intercalații de șisturi
	22	Paragnaise cuarțifice ± arciozene ± intercalații de șisturi, gnaisse psamitice ± intercalații de șisturi
	23	Calcare cristaline ± muscovit (cipoline) ± actinot, uneori cu șisturi grafitoase (gf) în bază
	24	Roci verzi sedimentogen - tufogene (tufite - șisturi cuarțito-sericitice cu actinot ± porfiroblaste de albă)

ZONA CU HORNBLENDĂ-ZOIZIT SERIA DE LAINICI - PAIUS	25	Amfibolite
	26	Gnaisse amfibolice sau cu amfiboli (hb)
	27	Șisturi cu amfiboli
	28	Amfibolite tufogene
	29	Roci amfibolice sedimentogen - tufogene (tufite), (micașisturi și șisturi cu amfiboli, cu topaz (tu) în z. Reci)

PRODUSE ALE METAMORFISMULUI DIAFORITIC

30 Șisturi și gnaisse diaforizate ± amfiboli ± granat biotitizat și și cloritizat ± amfiboli actinotizați cloritizați

ROCI DE CONTACT

ZONA CU GRANAT + HORNBLENDĂ SERIA DE LAINICI - PAIUS	31	Corneene șistoase cu hornblendă
	32	Corneene șistoase cu granat - șisturi, cuarțite, gnaisse
	33	Corneene șistoase cu biotit - șisturi, cuarțite, gnaisse
	34	Calcare cristaline ± grafitoase cu șisturi grafitoase în bază (complexul de Reci)

FORMATIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR 1

a. Aluvii în albia majoră, terase (t); b. Conuri de dejecție; c. Alunecări de teren stabilizate

SARMAȚIAN 2

Pietrișuri și nisipuri galbene, cu intercalații subțiri de argile sau gresii friabile

METAMORFISM METASOMATIC

35 Granognaise dents à cheval

36 Micașisturi cu lentile cuarț - feldspatice, milonitizate (intercalații în granitoidul Șușita - Sadu).

ROCI ERUPTIVE METAMORFOZATE
COMPLEXUL AMFIBOLITELOR DE DRĂGĂȘAN

MAGMATISM INITIALIC MEIAMUKHOVAI PRECAMBRIAN INFERIOR	37	Metadiorite cuarțifere, metagabbrouri cuarțifere, saussurizate, ± intercalații migmatite și roci tufitogene
	38	Metadiorite, plagioclazite ± intercalații migmatite și roci tufitogene
	39	Metagabbrouri saussurizate ± intercalații migmatite și roci tufitogene
	40	Șisturi verzi sedimentogen - tufragene

PRODUSE ALE METAMORFISMULUI CATACLASTIC (DIASTROFIC)

41 Zonă tectonică brecifiată

42 Cataclazite, cataclazite cu grafit (gf) - (seria de Tulișa)

MIGMATITE SIN- și POSTTECTONICE
MIGMATITE SINTECTONICE

43 Migmatite heterogene ± laminate ± intercalații subțiri de șisturi; dictionite (d), stromatite (s), de tip granitic ȳ, granodiorite ȳd, cuarț dioritic ȳq.

MIGMATITE POSTTECTONICE

44 Migmatite stratiforme ± laminate, cu intercalații de șisturi

ROCI FILONIENE

45 Pegmatite ȳ, aplite ȳ, pegmaaplite posttectonice

46 Filoane de cuarț hidrotermal

SERII ȘI FORMATIUNI GEOLOGICE

47 Seria de Tulișa

48 Complexul de Reci

49 Granitoidul de Șușita - Sadu

50 Seria de Lainici - Păiuș

51 Complexul ortoamfibolitelor de Drăgășan

52 Lacul de acumulare Șădișoara

ALTE SEMNE

53 Falii de ordinul I alpine

54 Falii de ordinul I baicaliene

55 Falii de ordinul II; baicaliene (B), alpine (A), sau nedatare

56 Falii de ordinul III, baicaliene (B), alpine (A), sau nedatare

57 BA Falii baicaliene reluate în ciclul alpin

58 Falii secundare nedatare

59 Limite geologice

60 Bază de formăjune transgresivă

61 Limita zonei termice cu granat

62 Limita zonei termice cu biotit

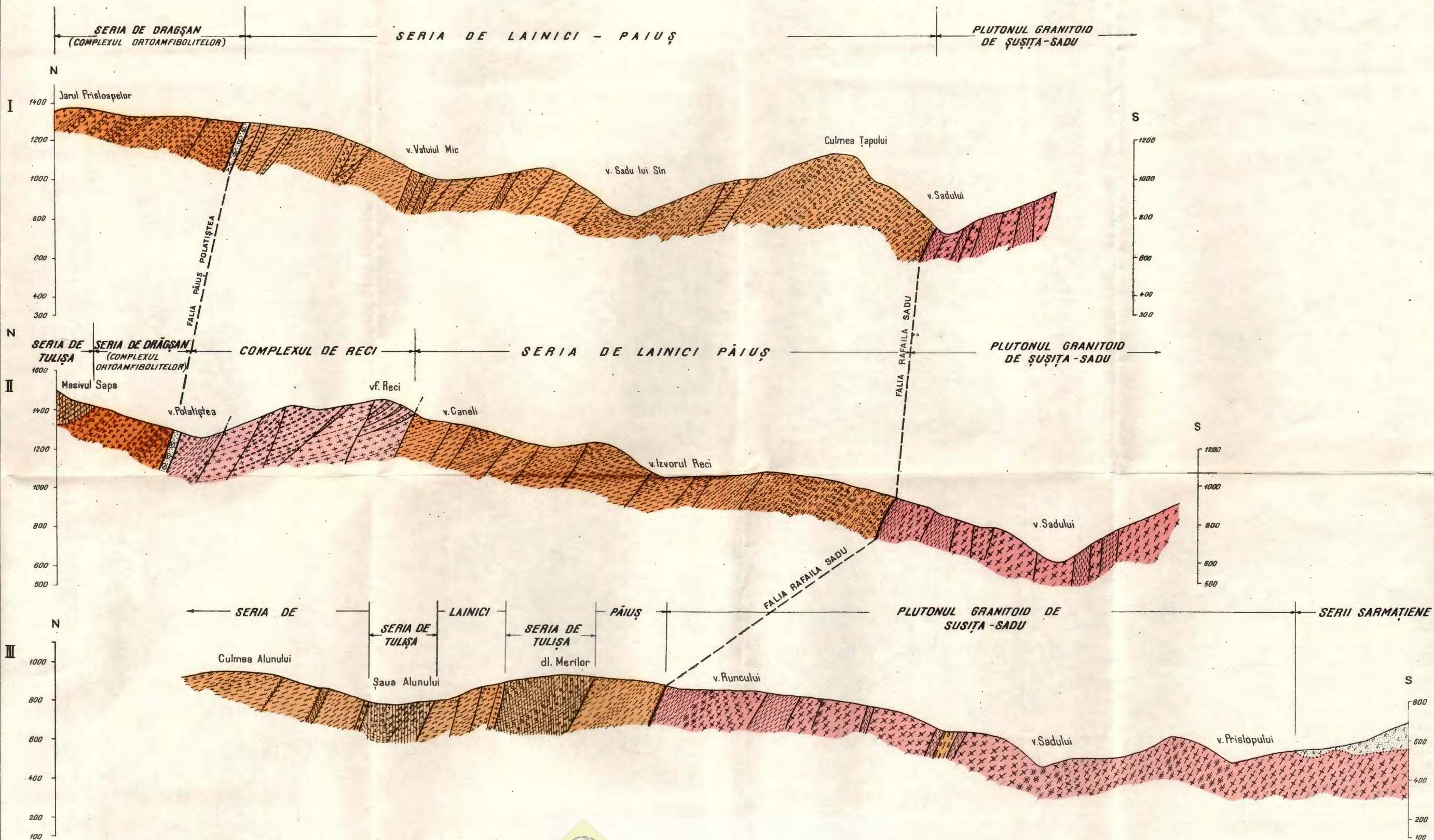
63 42° Direcția și inclinarea foliației

64 → Direcția și inclinarea lineației

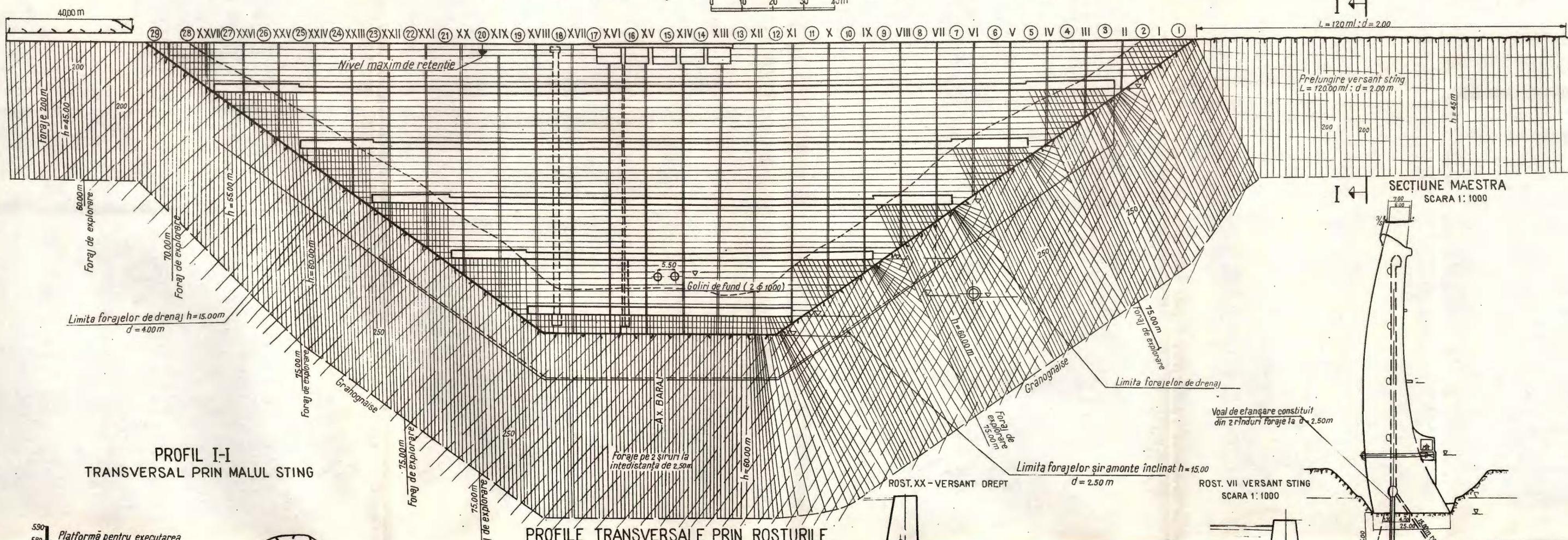
COLOANA STRATIGRAFICĂ

SISTEM ETAJ	CONSTITUȚIE PETROGRAFICĂ	GROSIME m.	CARACTERE LITO-STRATIGRAFICE
FORMATIUNI SEDIMENTARE			
CUATERNAR NEOGEN SARMA- TIAN		0-5 150	Grohotișuri, eluvii, deluvii de pantă Pietrișuri și nisipuri galbene cu intercalării subțiri de argile și gresii friabile
FORMATIUNI CRISTALINE ȘI ERUPTIVE			
PALEOZOIC PROTEROZOIC SUPERIOR-CAMBRIAN PROTEROZOIC INFERIOR-MEDIU PROTEROZOIC INFERIOR		250 800 >3500 2200 1000	<p>SERIA DE TULIŞA Calcare slab cristaline în plăci subțiri - COMPARTIMENTUL SUPERIOR - Roci cloritoide sau cu cloritoid, sisturi cloritoide cu cuart ± clorit ± grafit, sisturi cu cloritoid Metaconglomerate și microconglomerate ± cloritoid (cld) Cuartite și cuartite microconglomeratice ± cloritoid (cld) Sisturi micacee cuartitice cu grafit sau grafitoase</p> <p>COMPLEXUL DE RECI Aplite granitice și granodioritice, microgranodiorite și microgranite uneori cu intercalării subțiri de calcare în plăci și sisturi - facies aplitic, microgranițos, marginal - Granite și granodiorite uneori cu intercalării de sisturi sau calcare în plăci - facies pegmatitic - Gneise și paragneise migmatice sericitizate, uneori cu amfiboli (a) cu intercalării de sisturi</p> <p>Calcare cristaline (intercalării subțiri din seria de Lainici-Păiuș, uneori cipolinice sau cu sisturi grafitoase în bază ± actinot)</p> <p>PLUTONUL GRANITOID DE ȘUȘIȚA-SADU Granodiorite în facies gneasic (granogneise) foarte sericitizate</p> <p>Diorite cuartifere în facies gneasic sericitizate</p> <p>Granodiorite masive cu biotit ± amfiboli, sericitizate, zoizitizate</p> <p>Granite în facies gneasic sericitizate ± biotitice, cataclazate</p> <p>Granite masive</p> <p>Granitoide sistoase în zone tectonice, cu intercalării de cataclazite porfiroide</p> <p>Intercalații de micașisturi cu lentele cuarț-feldspatice, milonitizate din seria de Lainici-Păiuș</p> <p>Granodiorite gneasice</p> <p>Diorite cuartifere cu amfiboli masive, sericitizate, zoizitizate</p> <p>Diorite cu amfiboli masive sericitizate, saussurizate</p> <p>Granodiorite gneasice</p> <p>Granitoide sistoase</p> <p>FALIA RAFAILA-SADU</p> <p>SERIA DE LAINICI-PĂIUȘ (ZONA METAMORFICĂ CU BIOTIT-ACTINOT) Calcare cristaline ± muscovit (cipoline), ± actinot, frecvent cu sisturi grafitoase (gf) în bază - Granogneise dents à chevel (metamorfism metasomatic) (d) COMPLEXUL TERIGEN-TUFITOGEN Sisturi micacee Amfibolite tufragene (subzonă cu hornblendă) Diatectite superioare (sisturi, gneise) cu granat Sisturi cu amfiboli tufragene (tufite) cu topaz (to) în zona Reci (subzona cu hornblendă) Gneise amfibolice sau cu amfiboli (hb) (subzona cu hornblendă) Amfibolite (subzona cu hornblendă) Migmatite COMPLEXUL-TERIGEN Brecie Roci verzi sedimentogen-tufogen (tufite, sisturi cuarțito-sericitice cu actinot ± porfiroblaste de albit) Filoane pegmatitice (g), aplitice (d), pegmoaplitice Filoane de cuart hidrotermal (q) Migmatite heterogene, sintectonice ± laminare cu intercalării subțiri de sisturi, dictionite (d), stromatite (s), de tip granitic (g), granodioritic (gd), cuarțdioritic (dq) nerecunoscute Diatectite inferioare (sisturi cuarțito-micacee ± amfiboli) Sisturi cuarțito-micacee ± intercalării de cuarțite, micașisturi, sisturi cu lentele de albit (ab), microclin (mc) sau lentele de cuarț (q) Paragneise cuarțito ± arcozien ± intercalării de sisturi, gneise psamitice Migmatite stratiforme ± laminare de tip granodioritic (gd) posttectonice Cuarțite micacee</p> <p>ZONA TERMICĂ CU BIOTIT Corneene sistoase cu mice porfiroblastice - sisturi, gneise, cuarțite</p> <p>ZONA TERMICĂ CU GRANAT Corneene sistoase cu granat - sisturi, gneise, cuarțite</p> <p>Corneene cuarțito slab sistoase cu hornblendă Zona brecifiată, cataclazite</p> <p>FALIA PĂIUȘ-POLATISTEA</p> <p>SERIA DE DRĂGŞAN-COMPLEXUL ORTOAMFIBOLITELOR Sisturi verzi sedimentogen-tufogen (tufite)</p> <p>Metadiorite cuarțifere, metagabbrouri cuarțifere, saussurizate ± intercalării de migmatite și roci tufogenice</p> <p>Metadiorite, plagioclazite (p) ± intercalării de migmatite și roci tufogenice</p> <p>Metagabbrouri saussurizate ± intercalării de migmatite și roci tufogenice</p>

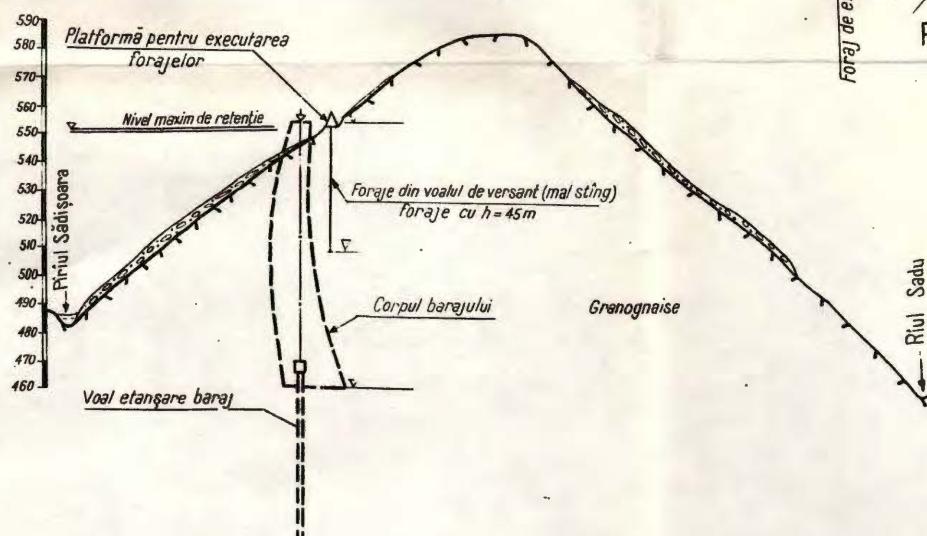
PROFILE GEOLOGICE ÎNTRE MASIVUL RECI-PRISLOAPE ȘI VALEA SADULUI



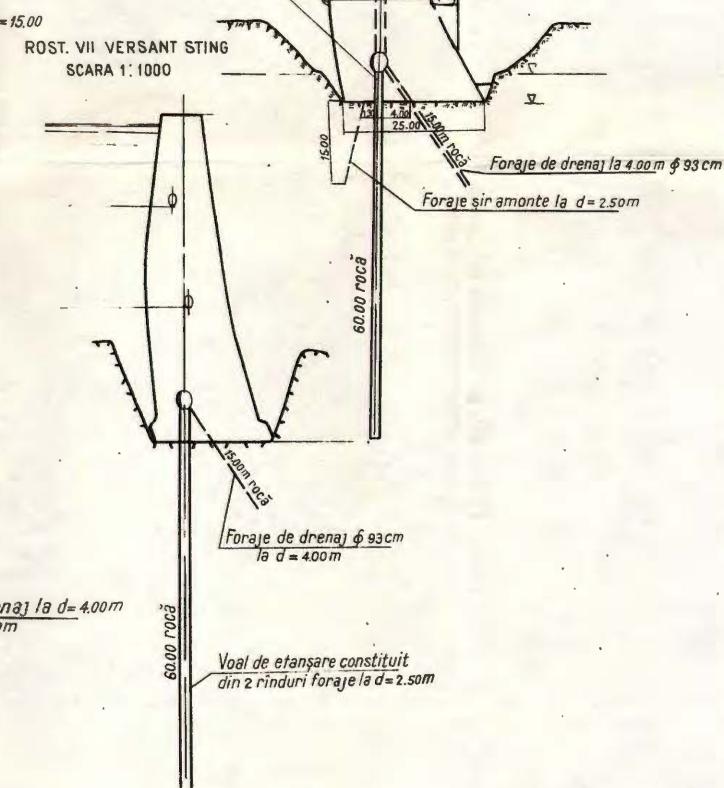
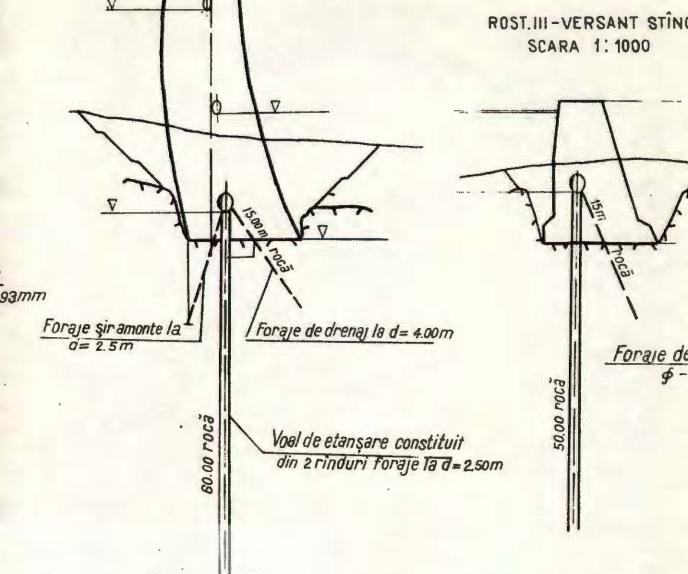
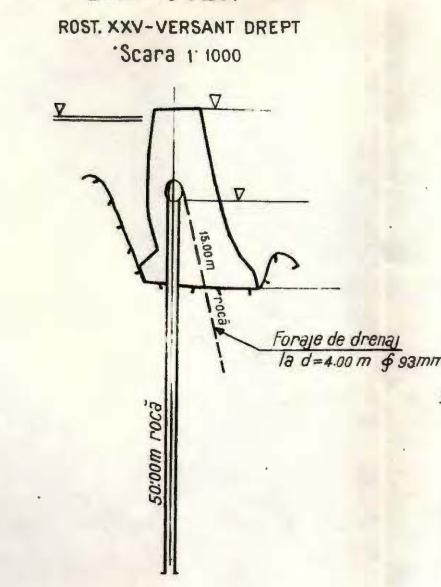
PROFIL DESFASURAT PRIN ECRANUL DE DRENAJ

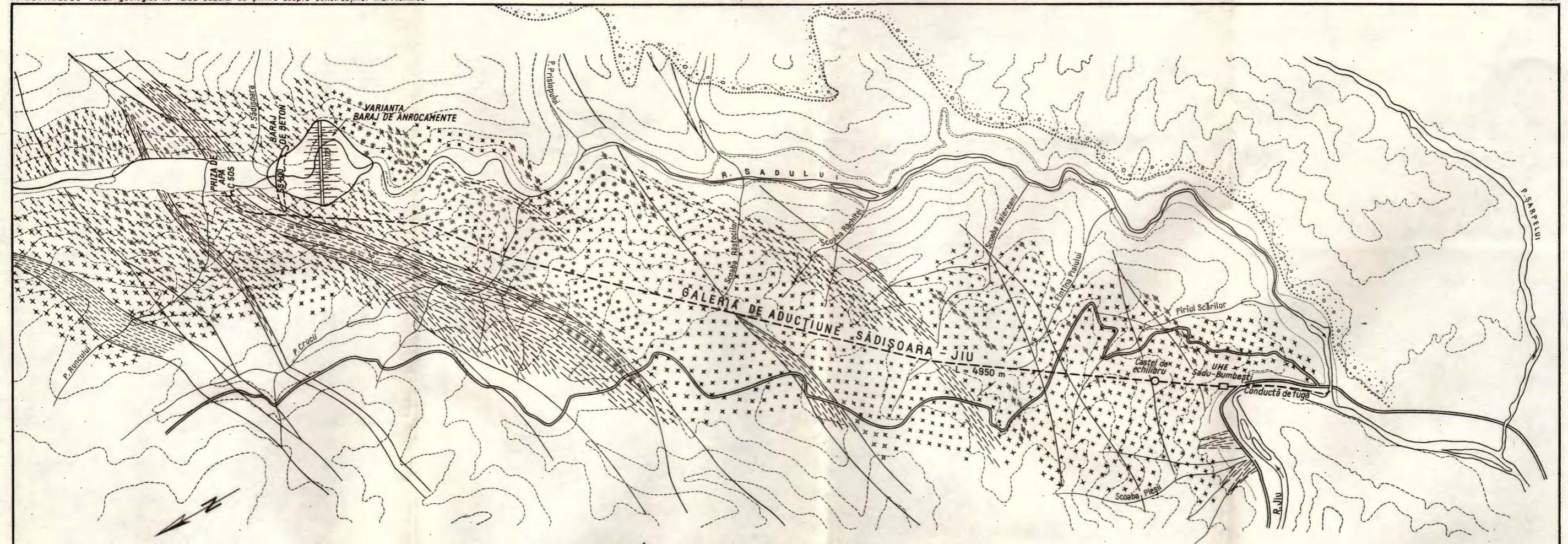


PROFIL I-I TRANSVERSAL PRIN MALUL STIN

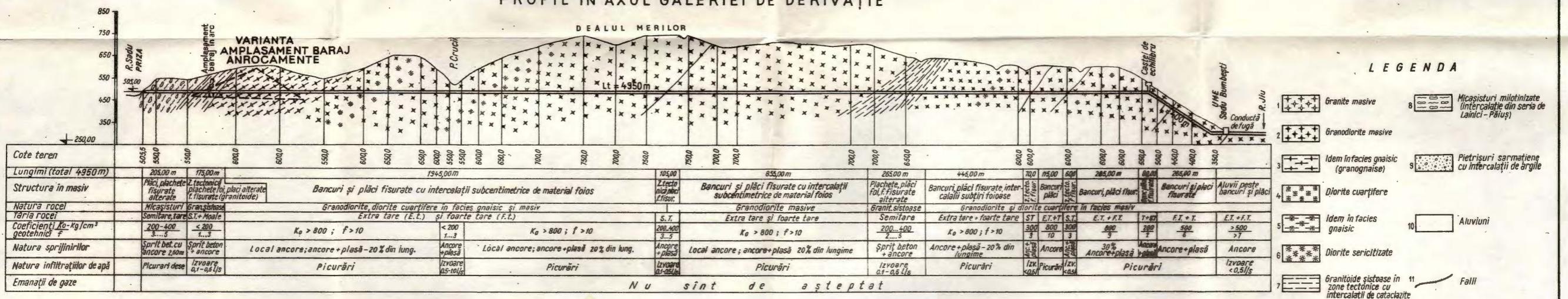


PROFILE TRANSVERSALE PRIN ROSTURII BARAJULUI





PROFIL ÎN AXUL GALERIEI DE DERIVATIE



Tehnoredactor; GEORGETA BORLEA
Traducători; ADRIANA NĂSTASE, MARIANA BORCOS
Illustrația : V. NITU

Dat la cules ; octombrie 1974. Bun de tipar ; ian. 1975. Tiraj ; 900 ex. Hirtie
scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar ; 11,5. Com. 444. Pentru biblioteci
indicele de clasificare ; 55(058).

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația” Str. Brezoianu
nr. 23-25, București.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolului
revine în exclusivitate autorului**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României