

I.G

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL
COMITETULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIV
PARTEA I-a

#916

BUCUREŞTI

1964



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

**ANUARUL
COMITETULUI GEOLOGIC**

VOL. XXXIV

Partea I-a



BUCUREŞTI
1964



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
AL. CODARCEA. Realizările științelor geologice în Republica Populară Română în anii regimului de democrație populară	5
AL. CODARCEA. Les réalisations des sciences géologiques en Roumanie sous le régime de démocratie populaire	21
M. PAUCĂ. Bazinul neogen al Silvaniei	39
M. PAUCĂ. Neogene Basin of Silvania (Abstract)	39
M. PAUCĂ. Das jungtertiäre Silvania-Becken (Zusammenfassung)	103
L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN, FL. KRÄUTNER. Structura și stratigrafia sîsturilor cristaline din regiunea Ruschița (Poiana Ruscă)	1964
L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN, FL. KRÄUTNER. Structure and Stratigraphy of the Crystalline Schists in Ruschița Region (Abstract)	115
L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN, FL. KRÄUTNER. Struktur und Petrographie der kristallinen Schiefer aus der Umgebung von Ruschița (Poiana Ruscă) (Zusammenfassung)	1964
GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Studiu comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei și Bazinul Petroșeni	149
GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Comparative Study of the Burdigalian Fauna from the Transylvania Basin and Petroșeni Basin (Abstract)	159
GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Etude comparative sur la faune burdigaliennes du Bassin Transylvain et du Bassin de Petroșeni (Résumé)	159
DESSILA-CODARCEA MARCELA. Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristaloiliene din Carpații meridionali centrali (regiunea Răsinari—Cisnădioara—Sadu)	191
DESSILA-CODARCEA MARCELA. On the Stratigraphy, the Genesis and the Structure of Crystalline Formations in Central Southern Carpathians (Răsinari—Cisnădioara—Sadu Region) (Abstract)	195
DESSILA-CODARCEA MARCELA. Considérations sur la stratigraphie, la genèse et la structure des formations cristallophyliennes des Carpates méridionales centrales (région de Răsinari—Cisnădioara—Sadu) (Résumé)	211
V. MUTIHAC. Zona Tulcea și poziția acesteia în cadrul structural al Dobrogei	215
V. MUTIHAC. The Tulcea Zone and its Position in the Structural Pattern of Dobrogea.	215
V. MUTIHAC. Géologie de la zone de Tulcea et sa position dans la structure de la Dobrogea (Résumé).	255
DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contribuții la cunoașterea distribuției unor elemente minore în andezitele din munții Gurghiu și Harghita	265



DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contributions to the Knowledge of the Distribution of some Minor Elements in the Andesites of the Gurghiu and Harghita Mountains (Abstract)	265
DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contributions à la connaissance de certains éléments mineurs dans les andésites des Monts Gurghiu et Harghita (Résumé)	277
H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FARCĂSAN. Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic	279
H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FARCĂSAN. Geology and Petrography of the Northern Part of the Semenic Mountains (Abstract)	279
H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FARCĂSAN. Géologie et pétrographie de la partie septentrionale des Monts Semenic (Résumé)	323



REALIZĂRILE ȘTIINȚELOR GEOLOGICE
ÎN REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ
ÎN ANII REGIMULUI DE DEMOCRAȚIE POPULARĂ
DE
ACAD. PROF. AL. CODARCEA
Președintele Comitetului Geologic

Poporul nostru sărbătorește în acest an cea de-a XX-a aniversare a eliberării patriei noastre de sub jugul fascist.

Sub îndrumarea înțeleaptă a Partidului Muncitoresc Român, poporul nostru a păsit pe calea desăvîrșirii construirii socialismului. Tara noastră este în plină înflorire, cu o industrie în puternică dezvoltare și cu o agricultură avansată. S-a ridicat nivelul cultural și de trai al poporului nostru.

Dezvoltarea continuă și în ritm din ce în ce mai rapid a industrializării țării este înlesnită, în măsură din ce în ce mai mare de existența în subsolul patriei noastre a bogatelor zăcăminte de feluri de substanțe minerale utile. Această dezvoltare cere ca bază, tot mai mult, propriile resurse miniere.

Căutarea și punerea în evidență a acestor zăcăminte este sarcina geologilor și a celorlalți luerători care activează în strânsă legătură cu ei în multilaterală activitate geologică.

Partidul și guvernul republicii noastre au acordat, de la început și în permanentă, un sprijin puternic activității geologice în toate formele ei de manifestare. Ca urmare, activitatea geologică de cercetare a structurii subsolului patriei noastre și a bogățiilor ei miniere a luat o dezvoltare nemaîntîlnită pînă astăzi. S-a făcut un progres remarcabil în cunoașterea constituției geologice a țării și s-au descoperit numeroase și bogate zăcăminte de substanțe minerale utile, care au fost puse la dispoziția industriei noastre socialistă în plin avînt.

Activitatea geologică în țara noastră are o vechime de peste un veac. Dar numai în al optulea deceniu al secolului trecut, în cadrul „Bioului Geologic” de la București, s-au organizat primele cercetări geologice de



ansamblu a teritoriului țării, având ca urmare tipărirea primei hărți geologice la scara 1/171.800.

Un progres în dezvoltarea geologiei în România și în formarea școlii geologice românești 1-a constituit înființarea, în 1960, a Institutului Geologic al României care a avut un rol însemnat în studierea geologiei țării noastre. Au fost studiate probleme de stratigrafie, petrografie și tectonică, precum și unele probleme cu caracter practic legate de bogățiile subsolului. Rezultatele acestor studii sunt cuprinse în publicațiile Institutului Geologic și în primele hărți de ansamblu la scări mici privind geologia, hidrografia, repartitia vegetației, debitele și forțele hidraulice, zăcăminte și rezervele unor substanțe minerale utile, solurile și zonele de vegetație naturală, climă și apă freatică, precum și în publicațiile Academiei, ale Societății Române de geologie și ale Universităților din București, Iași și Cluj.

Aceste realizări importante se datorează muncii fără pregeu a unui mănuchi de oameni de știință progresiști animați de un patriotism luminat, care prin lucrările lor valoroase au făcut cunoscută și peste hotare, școala geologică românească.

Figurile ilustre ale geologilor din perioada de formare a școlii geologice române sunt reprezentate prin profesorii GRIGORE COBILCESCU, PETRE PONI și VASILE BUTUREANU de la Universitatea din Iași și GREGORIU ȘTEFĂNESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, SAVA ATHANASIU, GHEORGHE MUNTEANU-MURGOCI și LUDOVIC MRAZEC de la Universitatea din București. Cei mai mulți dintre aceștia au colaborat și în activitatea Biroului geologic și a Institutului Geologic.

Geologii români au avut însă de luptat cu multe greutăți în condițiile regimului burghezo-moșieresc din cauza lipsei de sprijin a guvernărilor din trecut care nu au arătat nici un interes pentru dezvoltarea geologiei practice pe linie de stat.

Bogățiile subsolului erau puse la dispoziția societăților capitaliste în cea mai mare parte străine și care și-au concentrat lucrările în zone ușor accesibile care să asigure o rentabilitate imediată și ridicată, exploatajând bogățiile subsolului în mod prădalnic, fără a urmări o cercetare sistematică a resurselor subsolului, neavând interesul de a dezvolta industria la noi în țară. Ca urmare, lucrările geologice de prospectare și explorare au rămas în urmă. Nu se cunoștea potențialul minier al țării și nu se puteau prevedea perspectivele ei economice, din care cauză țara noastră era, înainte de eliberare, o țară înapoiată din punct de vedere industrial.

Odată cu instaurarea regimului de democrație populară, și în special după naționalizarea din 1948, în avîntul general de lichidare a înapoierii economice și culturale a României, moștenită de la regimul burghezo-moșieresc, și de transformare a țării noastre într-o țară industrial-agrарă înaintată, partidul clasei muncitoare a trecut la înfăptuirea unei politici geologice noi care să constituie una din pîrghiile importante ale construirii socialismului.



În cadrul acestei politici, partidul a creat Comitetul Geologic, pe care l-a dotat cu cele mai moderne aparate și utilaje în scopul descoperirii și conturării rezervelor de substanțe minerale utile necesare industrializării țării precum și a cercetării solurilor și a apelor subterane, în legătură cu sarcinile transformării socialiste a agriculturii.

Prin sprijinul permanent acordat de partid și guvern, Comitetul Geologic a devenit o puternică instituție de cercetare geologică complexă a subsolului, extinzându-și această activitate și în unele ramuri, abordate pentru prima oară în țara noastră, cum ar fi: geochemia, hidrogeologia geologiei tehnice.

Totodată au fost înființate organizații geologice la ministeriale cu profil extractiv, precum și servicii și sectoare geologice la exploataările miniere și schelele de petrol. S-au organizat, atât în cadrul Comitetului Geologic cît și la principalele ministerie și organe centrale cu activitate geologică, puternice întreprinderi de foraj și miniere, înzestrate cu o bogată bază materială.

De asemenea, Academia R.P.R. a înscris încă de la început, printre preocupările ei de frunte promovarea științelor geologice, creînd în anul 1955 o secție de științe geologice și geografice căreia i-a încredințat și un institut de cercetări.

Pentru asigurarea cu cadre de specialitate a noilor organizații și instituții geologice create și care să răspundă cu toată competența la creșterea rezervelor de substanțe minerale utile, s-au organizat facultăți de geologie în cadrul universităților și institutelor tehnice superioare, din care au ieșit cadre noi bine pregătite în toate disciplinele științelor geologice și a celor înrudite, cum sunt geofizica, geologia tehnica, hidrogeologia, geochemia și altele.

De unde, înainte de 23 August 1944, în vechiul Institut Geologie, în învățămîntul superior și în cîteva întreprinderi capitaliste extractive lucrau abia cîteva zeci de geologi, astăzi numărul geologilor cu studii superioare se apropie de 2.000, din care majoritatea lucrează în cadrul organizațiilor geologice din Comitetul Geologic. Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei, Ministerul Minelor și Energiei Electrice.

În aceste condiții noi de organizare și dotare, avînd la îndemînă utilaje și aparate de cercetare și de explorare pe teren și în laborator și folosind cele mai noi metode de lucru, munca geologilor români a devenit mai eficientă, iar rezultatele n-au întîrziat a se arăta.

Cu elan nestăvilit, prin munca lor plină de abnegație, în mijlocul naturii, în mine și schele, și în laboratoare, folosind bogata experiență acumulată de către înaintașii lor și inspirîndu-se din vastul patrimoniul al științelor geologice, geologii români au contribuit la creșterea puternică a potențialului de materii prime minerale al patriei noastre și sunt solicitați să acorde asistență geologică și în alte țări.

Această realizare nu ar fi fost posibilă fără aportul însemnat adus de munca entuziastă a geologilor tineri, crescuți în anii puterii populare sub îndrumarea atentă și devotată a geologilor mai vîrstnici.



Activitatea geologică din ultimii 20 ani s-a desfășurat în domenii foarte variate, devenind complexă și multilaterală, de la preocupările teoretice cele mai generale pînă la aplicațiile practice cele mai detaliate, legate strîns de explorarea și exploatarea rațională a celor mai variate feluri de substanțe minerale utile.

* * *

Cunoașterea detaliată a structurii geologice a țării și reprezentarea cartografică corectă a formațiunilor geologice constituie baza oricărei activități de valorificare a bogățiilor solului și subsolului.

O justă planificare și o bună orientare a lucrărilor geologice de orice fel executate cu scopul descoperirii, conturării, cunoașterii detaliate a zăcămintelor de substanțe minerale utile în vederea unei exploatari raționale a lor, precum și orice lucrare privind fundarea marilor construcții sociale se bazează pe hărți geologice, hidrogeologice și geotehnice în care se oglindeste în mod fidel alcătuirea geologică a subsolului și condițiile hidrogeologice de primă importanță pentru orice lucrare în subteran.

Odată cu înființarea Comitetului Geologic în țara noastră s-a dat un impuls puternic elaborării de hărți geologice de ansamblu și a celor de detaliu ale regiunilor mai puțin cunoscute ale țării.

Este locul aici de a menționa în primul rînd apariția hărții geologice a R.P.R. la scara 1 : 500.000, realizată de Comitetul Geologic în colaborare cu Academia R.P.R., o operă geologică de o deosebită valoare, care sintetizează o imensă muncă depusă de geologii noștri în decurs de peste 30 de ani și care, grație sprijinului puternic primit din partea partidului și guvernului, a putut fi dusă la bun sfîrșit în cîstea celei de a XV-a aniversări a eliberării patriei noastre.

Această hartă întrunește atît calitatea de a fi o operă științifică de înaltă concepție geologică, prezentată în cele mai reușite condiții de execuție, cît și aceea a utilității economice constituind o prețioasă bază pentru orientarea lucrărilor geologice legate de valorificarea bogățiilor subsolului.

Afără de aceasta s-au elaborat hărți de ansamblu, geologice, tectonice, litofaciale, geofizice și hidrogeologice, care servesc pentru orientarea lucrărilor de cercetare geologică și minieră și pentru fundamentarea marilor construcții.

Studiul stratigrafiei, petrografiei și tectonicii marilor unități geologice ale țării noastre a făcut progrese importante. Prin cunoașterea detaliată a poziției stratigrafice și a compozitiei litofaciale a formațiunilor purtătoare de substanțe minerale utile și prin cunoașterea tectonicii de ansamblu și de detaliu a regiunilor și zonelor de perspectivă, au fost fundamentate științifice lucrările de explorare făcute pentru descoperirea zăcămintelor de substanțe minerale utile.

În cercetarea unităților cristaline din Carpați s-a introdus, ca metodă de cercetare, studiu complex al formațiunilor metamorfice pentru elucidarea stratigrafiei și litologiei lor premetamorfice, mai ales în faciesurile mai slab metamorfozate. S-a reușit astfel să se descopere în unele calcaro-



cristaline urme de alge și de microspori de vîrstă precambriană, ceea ce permite să se întrevadă posibilitatea de a se face diviziuni de vîrstă în masivele metamorfice.

Prin această metodă s-a putut defini și urmări complexul de strate purtătoare de minereu de fier în Poiana Rusă, ceea ce a înlesnit mult orientarea lucrărilor de explorare prin foraje și minerit pentru descoperirea de zăcăminte noi de minereu de fier la Teliuc, Ghelar și Ruschița.

Asemenea studii geologice complexe de mare detaliu se execută și în masivele cristaline din munții Carpaților orientali, pentru justă îndrumare a lucrărilor de prospectare și explorare pentru minereuri de metale neferoase, cupru, zinc, plumb și alte elemente asociate cu ele.

S-a descifrat structura masivului alcalin de la Ditrău, interesant pentru sienitele sale nefelinice care pot constitui în viitor o bază de materii prime.

Au fost studiate lacolitele de roci gabbroide cu concentrații de magnetită titanovano-vanadiferă din munții Drocei și masivele de roci banatitice din partea de vest a țării cu apariții de filoane de cuart cu molibdenit și skarne cu minereuri de fier și metale neferoase, în special cupru.

În partea de sud a Banatului, în vechea regiune minieră, lucrările geologice de prospectare și explorare prin galerii și sonde au pus în evidență un important zăcămînt de minereu de cupru în zona de apariție a maselor eruptive banatitice.

Manifestările vulcanice din perioada terțiară din partea de nord a țării au făcut obiectul unor studii foarte avansate. S-a stabilit succesiunea în timp a diferitelor faze de erupții din munții Călimani și din munții Băii Mari, făcindu-se corelația cu fazele de formare a filoanelor de minereuri hidrotermale.

Cercetări complexe se execută în munții Apuseni pentru mai aprofunda cunoaștere a structurii geologice a zonelor purtătoare de mineralizații auro-argentifere. Au fost obținute prețioase indicații privind zonele de extindere a acestor mineralizații în profunzime.

În ce privește formațiunile sedimentare în care se întâlnesc felurite zăcăminte de substanțe minerale utile (bauxite, cărbuni, petrol, gaze), s-a efectuat o muncă intensivă în vederea orizontării stratigrafice și a caracterizării lor litofaciale. S-a adâncit cunoașterea stratigrafiei terenurilor paleozoice (permiene și carbonifere) din munții Apuseni și Banat și mai ales a formațiunilor mesozoice ale munților Pădurea Craiului, ale munților Apuseni și ale zonelor sinclinale mesozoice din Banat și Carpații meridionali.

Progrese mari s-au făcut de asemenea în orizontarea formațiunilor flișului cretacic-paleogen al Carpaților orientali și în special a șisturilor negre, pe baza găsirii unei faune de amoniți în aceste formațiuni, considerate pînă acum ca lipsite de urme organice, ceea ce a ajutat mult și la o mai bună înțelegere a tectonicii destul de complicate a acestor formațiuni.

O preocupare susținută a geologilor stratigrafi o constituie studiile sedimentologice referitoare la sursele de alimentare cu material detritic al geosinclinalului flișului în diferite perioade geologice și direcția de



transport a paleocurenților care au determinat diferențierea faciesurilor litologice în cuprinsul zonei geosinchinale cretacic-paleogene a Carpaților orientali, de care se leagă distribuirea în spațiu a formațiunilor favorabile pentru înmagazinarea hidrocarburilor.

Problemele stratigrafiei și tectonicii Neogenului continuă să fie o preocupare de seamă a geologilor. Studiul terenurilor Neogenului arată adesea clar caracterul de transgresiune, cu invadarea unui relief scufundat al formațiunilor mai vechi, scoțind în evidență o marcată disarmonie structurală care pune probleme noi explorării terenurilor cu perspective petrolifere.

S-au făcut cercetări amănunte pentru caracterizarea microfaunistică a limitei Cretacic superior — Paleogen, precum și pentru stabilirea unei stratigrafii detaliate a Cretacicului inferior și mediu.

Rezultate interesante privind structura de mare adâncime a zonelor depresionare și a platformelor din fața Carpaților, au fost obținute prin prospecții geofizice cît și prin numeroase foraje adânci executate în anii puterii populare, în special pentru explorarea bazinelor cu perspective petrolifere și gazeifere.

Astfel, forajele executate în Cîmpia Română au arătat continuarea platformei prebalcanice, dinspre Dunăre pînă la paralela nord Craiova—nord București, constituită din depozite cuaternare, pliocene, sarmatiene și tortoniene, transgresive pe un soclu de formațiuni marnoase și calcaroase mesozoice. Este interesant de semnalat că în seria mesozoică a platformei, au fost identificate în afara de depozitele cretacice cunoscute pînă acum și depozite jurasică, triasice și chiar paleozoice, carbonifere și siluriene, iar pe teritoriul Dobrogei de Sud au fost întîlnite sisturi cu graptoliți. Spre nord, scufundarea fundamentalului se face mai accentuat, trecîndu-se apoi la zona depresionară propriu-zisă a fosei precarpaticie.

În Podișul Moldovenesc s-a atins cristalinul de tip podolic în partea de nord (la Todireni) acoperit de transgresiunea siluriană purtătoare de ape puternic mineralizate (la Iași).

În partea de sud a Moldovei, s-a pus în evidență continuarea nord-vestică a munților hercinici ai Dobrogei de nord-vest, îneacă în depozitele triasice și jurasică.

Între prelungirea masivului dobrogean, în scufundare spre nord-vest și marginea sudică a platformei podolice, a fost pusă în evidență depresiunea mesozoică a Bîrladului, care apare ca o ramificație a depresiunii precarpaticie.

În Bazinul Transilvaniei, sondele adânci au atins un mare bombard cristalin în zona centrală a bazinului, indicînd prin aceasta o compartimentare a bazinului Transilvaniei în bazine secundare.

Din numeroasele foraje pentru apă au apărut date noi referitoare la stratigrafia Cuaternarului, care are pe alocuri grosimi de sute de metri.

În domeniul disciplinelor, mineralogie și geo chimie, sunt de relevat studiile de geotermometria cuarțului din formațiunile hidrotermale, studiile de analiză structurală a rocilor granitoide, studiile de răspîndire a unor elemente chimice în formațiunile cristaline și sedimentare din diferitele



părți ale țării și studiile statistiche geochimice privind repartiția elementelor chimice majore în diferitele tipuri de minereuri de mangan din Carpații orientali și meridionali, din care s-au putut trage concluzii privind unitatea lor genetică. De asemenea s-a umărit studiul geochimic al calcarelor și dolomitelor din Carpații orientali. O atenție susținută se acordă studiului geochimic și calcografic al zăcămintelor de minereuri hidrotermale, legate de erupțiile vulcanice din nordul țării, urmărindu-se descifrarea legilor formării lor.

* * *

Un avînt cu totul remarcabil au luat luerările de prospecțiuni geologice, geofizice, geochimice, hidrogeologice, în scopul stabilirii zonelor purtătoare de acumulări de substanțe minerale utile. Ele au servit la îndrumarea și localizarea luerărilor de explorare și de exploatare menite să descoreze, să contureze și să pună în valoare noi bogății miniere în subsolul țării noastre.

Un loc deosebit în activitatea de prospecțiune a bogățiilor minerale îl ocupă prospecțiunile geofizice, cărora li se datorează unele din marile noastre succese de ordin economic și științific, ca urmare a progreselor realizate în acest sector, atât din punctul de vedere al utilajului, cît și al tehnicii de lucru și de interpretare și prelucrare a datelor de teren. În acest sector, conducerea partidului și guvernului țării cunoșcind marea lor importanță au acordat un foarte larg sprijin pentru dotarea și dezvoltarea cercetărilor de teren.

Principalele metode ale geofizicii aplicate — seismometria, gravimetria, electrometria, magnetometria și radiometria — s-au dezvoltat în țara noastră în ultimii ani în proporții cu adevărat remarcabile.

Astfel, în sectorul prospecțiunilor seismice, au apărut și au fost puse în funcțiune numeroase stații complexe moderne de înregistrare care au atacat cu deosebit succes unele din problemele structurale complicate ridicate de geologia regiunilor noastre petrolifere.

Este semnificativ din acest punct de vedere creșterea vertiginosă a numărului de aparate în funcțiune, în special aparatura de tip portabil și cu posibilități de cercetare sensibil crescute, ceea ce a permis efectuarea de luerări în suprafete cu morfologie și geologie complicată.

Printre metodele de lucru cele mai moderne care au fost recent introduse cu deosebit succes în seismometria românească cităm: metoda corelației undelor refractate, metoda seismosondajelor spațiale de masă, metoda receptiei direcționale reglabilă și valorificarea undelor difracțiate de accidentele tectonice.

De asemenea ca tehnică de lucru s-a introdus gruparea punctelor de explozie și a geofoanelor.

Prospecțiunea seismică joacă un rol tot mai însemnat în descoperirea structurilor sedimentare și are la activul său o serie de importante succese omologate de industria petrolului și gazelor.

În sectorul gravimetriei, aparatul greoi, demodat și numeric insuficient din trecut, a fost complet înlocuit prin gravimetre moderne cu



mare sensibilitate care asigură pe lîngă o bună precizie a măsurătorilor o înaltă productivitate a muncii de teren.

Prospecțiunea gravimetrică a obținut rezultate deosebit de interesante în localizarea masivelor de sare, în rezolvarea unor probleme tectonice și în detalierea unor structuri cu perspective de a conține importante acumulări de substanțe minerale utile. Descoperirea sau conturarea unor importante masive de sare în cuprinsul subsolului țării noastre și a acumulărilor de sare asociate cu săruri de potasiu în zona miocenă din Depresiunea Precarpatică din Moldova sînt datorite prospecțiunii gravimetrice. În genere, diagnosticul de prezență a sării pe baza existenței minelor gravimetrice a fost aproape întotdeauna confirmat de datele de foraj.

În domeniul prospecțiunilor magnetice, numeroase variometre moderne puse astăzi la dispozitia cercetărilor pentru minereuri feroase și pentru ridicarea hărții magnetice a R.P.R. au dat acestui important sector — altădată complet neglijat — toată însemnatatea ce i se cuvine în economia națională.

Prospecțiunile magnetice au fost folosite cu succes la identificarea și conturarea zonelor mineralizate cu magnetit și a unor zăcăminte de mangan cu mici cantități de magnetită dispersată în ele.

O dezvoltare însemnată a luat în ultima vreme aeromagnetometria. Este în curs ridicarea aeromagnetică a întregului teritoriu al țării.

În prospecțiunea electrică, potențiometrele și stațiile moderne de mare putere, cu înregistrarea fotografică au renovat complet vechea noastră aparatură electrometrică; cu ajutorul lor se execută astăzi sondaje și cartări electrice cu linii de emisie pînă la 20 km, mărindu-se astfel considerabil puterea de investigație față de tot ce s-a realizat anterior în România.

Prospecțiunile electrice pentru petrol efectuate prin metoda sondajelor electrice verticale, au confirmat în genere concluziile prospecțiunii seismice cu privire la existența structurilor sedimentare petrolier de tip nou din anumite unități geologice majore. În sectorul minier au fost obținute unele rezultate pozitive prin aplicarea metodei polarizației naturale la zăcăminte de sulfuri complexe în unele zone din Carpații orientali. Recent a fost introdusă cu bune rezultate aparatura electromagnetică modernă pentru măsurarea fazei și amplitudinii în curent alternativ, precum și metoda polarizației provocate pentru detectarea mineralizațiilor conductoare disperse.

În sfîrșit, pentru prospectarea acumulărilor de substanțe minerale utile din subsolul patriei noastre dispunem astăzi de aparatură radiometrică perfectionată, emanometre, diverse tipuri de radiometre, aparată de laborator, prin a căror utilizare pe scară largă pe teren și în laboratoare este posibilă o inventariere mult lărgită a bogățiilor minerale ale subsolului țării noastre.

Demnă de relevat este dezvoltarea marcată de extinderea măsurătorilor geofizice în cercetarea forajelor execute pentru punerea în evidență a acumulărilor de substanțe minerale utile.

Aceste măsurători constituie astăzi mijloace de investigație și de control extrem de valoroase pentru cunoașterea prin foraje a prezenței



substăncelor minerale utile situate la adîncime. Ele stau la baza grăbirii ritmului de executare a lucrărilor geologice prin foraje, la reducerea importantă a costurilor acestora, devenind în măsură tot mai mare instrumente de interpretare cantitativă a zonelor interesante din punct de vedere al conținutului în substanțe minerale utile. Un progres deosebit a înregistrat tehnica măsurătorilor electrice și, mai ales, nucleare, în special, pentru petrol și gaze. Se dezvoltă continuu preocupările pentru identificarea și aprecierea cantitativă și a celorlalte substanțe minerale utile, cărbunii și minereurile.

Din punct de vedere organizatoric, prin sprijinul larg al partidului și guvernului au fost create și s-au dezvoltat puternice servicii de geofizică, dotate cu utilaj modern de prospecțiune seismică și gravimetrică, magnetică, electrometrică și radiometrică, care au contribuit în mare măsură la avântul actual al industriei noastre petrolieră și miniere.

În sfîrșit, între cuceririle de ordin științific, descoperirea unor trăsături importante ale geologiei de adîncime și în particular a unor accidente tectonice de mare amplitudine — cum este de exemplu linia Cipădava—Canara din Dobrogea, delimitarea ramei vestice și sudice a platformei moldo-podolice, definirea structurii fracturate în stil de mozaic a platformei moecizice, precum și punerea în evidență a ridicării fundamentului în bazinul Transilvaniei, intră de asemenea în tabloul rezultatelor geofizice.

* * *

Vastă și multilaterală este munca înfăptuită de geologii, geofizicienii, geochemiștii și toți specialiștii care se ocupă de problemele geologicoco-miniere, în țara noastră. Ei au cercetat cu mijloacele cele mai bune zonele de răspindire probabilă a diverselor substanțe minerale utile în tot cuprinsul țării, zone care au fost stabilite după o aprofundată analiză științifică a tuturor faptelor de observație și a tuturor rezultatelor geologice acumulate de geologia românească.

Cu această ocazie s-au revizuit și verificat toate provinciile genetice geologice cu perspective miniere ale României.

Ca urmare, explorarea geologică prin lucrări de foraj cu sonde și sondeze și prin lucrări miniere a cunoscut o dezvoltare intensă necunoscută încă la noi, iar rezultatele economice au fost din cele mai îmbucurătoare.

Așa de exemplu, în domeniul combustibililor minerali lichizi și gazoși, geologii din industria de petrol, în strînsă colaborare cu geologii Comitetului Geologic, au inventariat structurile posibil petrolifere și gazeifere și au stabilit împreună programele de prospectare și explorare a marilor unități structurale.

În felul acesta, ei au condus munca de descoperire a rezervelor de petrol ale zonei flișului paleogen, ale zonei mio-pliocene din depresiunea subcarpatică, ale depresiunilor intramontane și ale zonelor de platformă din Moldova și Cîmpia Română.

La aceste descoperiri au ajutat în mod foarte eficace geofizicienii, prin prospecțiuni gravimetrică și seismice; lor se datorează, de altfel, în



mare parte detectarea structurilor petrolifere bogate din Oltenia și Muntenia de Vest.

Lucrările de explorare, mult intensificate față de trecut, au dus la valorificarea petrolului în multe regiuni din țară, printre care cităm pe cele mai importante cum sunt Ticleni și Bălteni, în Oltenia, Pitești, Șuța Seacă în Muntenia de Vest și Moinești—Tazlău în Moldova.

Exploatarea rațională a zăcămintelor de hidrocarburi și recuperarea cît mai completă a rezervelor, au constituit, pe lîngă munca de descooperire, o importantă sarcină dată de partid în anii puterii populare, cînd au fost create condițiile optime pentru rezolvarea cu succes a problemelor puse. Cercetarea condițiilor de zăcămint ale petrolului și gazelor a fost urmărită de specialiștii Ministerului Industriei Petrolului și Chimiei și de la catedrele de specialitate din Institutul de Petrol, Gaze și Geologie.

Prin procedee moderne se repun în exploatare vechile zăcăminte părăsite și se mărește debitul stratelor petrolifere mai slab permeabile. În acest domeniu se aplică larg metodele de intensificare a fluxului prin diverse tratamente, fisurare hidraulică a stratelor, în vederea măririi căilor de acces a hidrocarburilor spre găurile de sonde și metodele de recuperare secundară a țățeiului din zăcăminte, folosind injecția de apă extraconturală sau de gaze, în zona capului de gaze.

În felul acesta, în anii din urmă, producția de țăței s-a mărit față de trecut și s-a pus în valoare una din cele mai importante bogății ale țării mult căutată ca materie primă minerală de bază pentru industriile noastre. De asemenea, s-au pus în evidență cîmpuri de gaze naturale în Bazinul Transilvaniei prin prospecțiuni geofizice care au ajutat în mod foarte eficient prospecțiunile geologice de suprafață și lucrările de explorare prin sonde.

În ceea ce privește comunitățile minerali solizi, prospecțiunile geologice ajutate în unele cazuri de prospecțiuni geofizice, au reușit să delimitizeze întinse regiuni purtătoare de cărbuni energetici în formațiunile pliocene și miocene din Oltenia, Muntenia, Transilvania și Banat, precum și zone importante de cărbuni cocsificabili în bazinile oligocene ale Transilvaniei și în zonele liasice din Banat.

În acest domeniu geologii noștri au dat un puternic sprijin industriei miniere carbonifere, prin numeroase lucrări de explorare făcute cu bune rezultate în unele bazine de cărbuni în exploatare, ajutînd în felul acesta la lucrările de sistematizare a multor mine de cărbuni din Transilvania, Banat, Muntenia și Moldova. Menționăm numai minele de cărbuni din Transilvania de nord-vest de pe marginea Bazinului panonic, minele din regiunea Brașov, minele de la Petroșani, Anina și din Muntenia, ca de exemplu mina de la Filipești, și cele din Moldova, de la Comănești. Afără de aceasta au fost descoperite foarte importante rezerve de cărbuni în Oltenia, între Olt și Jiu, la Rovinari pe Jiu, în bazinul Motrului, în Transilvania, în regiunea Baraolt—Vîrghiș și în Banat în bazinul Mehadii, ca să nu cităm de cele mai importante. În urma acestor explorări au rezultat rezerve importante de cărbuni și s-au deschis mine noi, cum este de exemplu mina Rovinari, care exploatează cărbunii în cariere, mina de la Vîrghiș și altele.



Prin prospecțiuni geologice și mai ales geofizice gravimetrice, s-au identificat importante anomalii corespunzătoare la foarte mari zăcăminte de sare în Miocenul depresiunilor intracarpatici și extracarpatici, din Ardeal, Moldova, Muntenia și Oltenia. Astfel au fost explorate mai toate zăcămintele mai importante și s-au descoperit noi masive de sare, ale căror rezerve sunt practic inepuizabile. Cităm numai masivul de la Slătioarele de lîngă Pitești, a cărui rezervă întrece un miliard de tone și cele de la Mercheașa, în Ardeal. O atenție deosebită s-a acordat căutării de zăcăminte de săruri de potasiu și de magneziu cerute pentru îngrășaminte chimice. Reluind cercetările în zona miocenă din Moldova, s-a evidențiat prezența sărurilor de potasiu în formațiunile acestei mari unități structurale.

Printr-o muncă susținută, cu metode complexe de prospecțiuni, geologii, geofizicienii și geochemiștii noștri au dat țării noi și importante bogății metaliferi.

Mărirea rezervelor de minereu de fier, fiind una din problemele principale ale industriei noastre grele, s-au făcut eforturi continui și susținute pentru descoperirea de noi zăcăminte de fier în masivul Poiana Rusă, actualmente cel mai important rezervor de minereuri de fier în exploatare al țării.

Tot în șisturi cristaline, într-un complex de cuarțite, s-a pus în evidență prin prospecțiuni geofizice și prin sondaje, un mare zăcămînt de minereu sărac de fier în Dobrogea, lîngă Constanța, situat însă la o adîncime mare.

Lucrările detaliate de prospecțiune și explorare din formațiunile de contact metasomatic de la Oena de Fier, din zona intruziunilor banatitice, au pus în evidență importante rezerve de minereuri de fier necesare combinatului siderurgic de la Reșița.

De asemenea s-au lărgit considerabil rezervele de minereu sideritic de la Lueta, din zona munților vulcanici din Transilvania de râsărit și s-au descoperit noi zăcăminte la Mădăraș pe versantul estic al acestor munți.

În vederea lărgirii bazei de minereu de fier, geologii au căutat noi tipuri de minereuri cu posibilități mai mari de preparare în vederea folosirii lor.

O intensă muncă de prospectare geologică — geofizică și de explorare s-a desfășurat și în direcția măririi rezervelor de minereu de mangan.

De asemenea, s-au executat lucrări de prospectare și explorare prin luerări miniere în masivul de calcare jurasică neocomiene din Pădurea Craiului și Bihor, din Munții Apuseni, pentru punerea în evidență a rezervelor de bauxită.

O importantă deosebită s-a acordat luerărilor de prospecțiune geologică, geofizică și geochemicală, completate cu luerări de explorare prin foraj cu sondeze și în zonele de răspîndire a minereurilor auriferi și genitiferi, de metale neferoase (plumb, zinc și cupru) și pirite. Atât în zonele eruptiilor vulcanice terciare din nordul țării, la Baia Mare, în munții Oașului, Tibleșului și Toroiegii, în munții Rodnei și în Munții Apuseni, cât și în provincia banatitelor și în zonele de



sisturi cristaline din partea răsăriteană a muntelor Bistriței și în Masivul Poienii Rusca, lucrările geologice și miniere au evidențiat noi și importante rezerve de astfel de minereuri.

O perspectivă nouă se deschide în direcția cercetării zonelor de calcare triasice din Dobrogea, unde lucrările geologice au semnalat prezența minereurilor de plumb și zinc metasomatic.

Sint de remarcat prospecțiunile geochemice pentru cupru executate cu excelente rezultate în regiunea andezitelor din Poiana Rusca, în extinderea minelor existente, prospecțiunile pentru minereuri de plumb, zinc și cupru din munții Tibleșului și Toroiești, care au condus la descoperirea de noi filoane metalifere în aceste regiuni.

Prospecțiunile geologice s-au îndreaptat și asupra substanțelor minerale nematicale și talifice, punând la dispoziția industriei însemnate rezerve de asemenea substanțe.

Cercetările făcute pentru baritina, o substanță minerală foarte importantă pentru bunul mers al forajelor petrolifere, au fost încununate de un frumos succes. Zăcăminte însemnate de acest prețios material au fost descoperite și puse în exploatare în nordul Dobrogei, la Somova și în apropiere de Tulcea, precum și în regiunea Suceava la Ostra, astfel că țara noastră nu mai are nevoie de nici un fel de import de baritină.

Mai sunt și alte substanțe minerale utile care au fost puse la dispoziția economiei naționale de către geologi. Menționăm cîteva zăcăminte mai interesante: caolinele din Dobrogea de sud și masivul vulcanic al Harghitei, cerute pentru industria ceramică, bentonitele din Dobrogea de sud, din regiunea Ocna Mureșului și alte regiuni din țară, căutate pentru rafinarea petrolierului, diatomitele din valea Buzăului și din Dobrogea de sud, folosite ca material izolator, dolomitele de la Hunedoara și din Munții Apuseni, bune pentru materiale refractare, numeroase masive de calcar și marnă pentru ciment, cercetate pe tot întinsul țării, cineritele vulcanice din regiunea Tușnad—Malnaș folosite în industria construcțiilor pentru agregate ușoare, gipsurile pentru ipsos și ciment, nisipurile de cuart curate de la Miorcani de lîngă Prut pentru sticlărie fină, sulful din Călimani, perlitele din masivul Oașului și multe altele.

* * *

S-au obținut rezultate bune și în alte domenii ale muncii geologice:

În problema de geologie tehnică s-au adus contribuții esențiale la proiectarea fundațiilor și construcțiilor marilor amenajări hidrotehnice și hidroenergetice precum și a nenumăratelor uzine și combinate industriale, căi ferate și tunele, căi ferate industriale, șosele sau funiculare.

Pe lîngă cercetările pe baza cărora s-au executat lucrările de construcție ale barajului V. I. Lenin de la Bicaz, cu toate anexele sale, au fost întocmite și studii pentru amenajările hidroenergetice în curs de realizare (hirocentralele Argeș, Porțile de Fier etc.). S-au făcut studii geologice și pentru sistematizarea urbanistică a orașelor Arad, Brașov, Galați, Iași etc.



Nu mai puțin importante sunt realizările geologilor din sectorul hidrogeologie, care în primul rînd au stabilit posibilitățile de deschidere a unor noi mine de cărbuni în Oltenia și Brașov—Baraolt, de fier la Căpuș și de minereuri neferoase la Moldova Nouă.

În al doilea rînd, s-au introdus metode noi de prospecțiuni hidrogeochimice care au permis punerea în evidență a unor zone cu perspective pentru descoperirea unor zăcăminte de hidrocarburi, săruri de potasiu și săruri de bor.

În sprijinul transformării socialiste a agriculturii s-au făcut numeroase cercetări și studii pentru fundamentarea unor proiecte de irigații în diferite regiuni ale țării, precum și pentru asigurarea alimentării cu apă a unităților agricole din sectorul socialist.

În problema alimentării cu apă a orașelor mari și a unor zone în care apa de băut lipsește, cum sunt cele de pe Platforma Cotmeana și cele din nordul Bărăganului, s-a dus o susținută campanie de cercetare prin foraje care au condus la identificarea în adâncime a unor strate acvifere de calitate bună.

În domeniul cercetării apelor minerale, lucrările hidrogeologice au fost îndrumate pe două linii:

Pe linia dezvoltării stațiunilor balneare de interes republican ca Borsec, Olănești, Govora, Vatra Dornei, Singiorz-Băi, Victoria, 9 Mai — Oradea etc, prin descoperirea de noi și importante surse de ape minerale;

Pe linia descoperirii de noi zăcăminte de ape minerale în vecinătatea marilor centre muncitorești, dintre care menționăm Iași (ape minerale sulfuroase), Tg. Mureș (ape clorurate-bromurate-iodurate-sodice), Oradea (ape termale radioactive) etc.

Succese importante au fost realizate în cercetarea apelor hipertermale, stabilindu-se posibilitatea valorificării lor pentru termoficare și amenajarea de sere în cîmpia de vest a țării. Astfel, menționăm că dintr-un foraj situat la cca 2 km sud de orașul Oradea, s-a obținut un debit artesian de peste $5600 \text{ m}^3/24 \text{ h}$ cu o temperatură de 87°C .

* * *

Intensificarea cercetărilor geologice și geofizice prevăzută în Directivele Congresului al III-lea al P.M.R., este însoțită de importante progrese în tehnica și tehnologia executării lucrărilor de foraj.

În anii regimului puterii populare, în mod treptat, s-au pus bazele construirii în țară a unui sortiment larg de instalații de foraj la nivelul tehnicii mondiale.

Pentru forajul sondelor de petrol și gaze se produc azi în țară, în serie, instalații cu sculele și materialul tubular necesar de la 100 m la 5.000 m adâncime și este, din 1963, în probe de omologare în foraj un nou tip modern de instalație destinată forajului la peste 6.000 m.

Începînd din 1961 s-au pus bazele proiectării și uzinării unei serii normale de sondeze geologice moderne pentru substanțe minerale utile solide. Din această serie, sondea SG—650 care poate fora cu diamante pînă la 1.000 m adâncime, se și află în șantierele de lucrări geologice.

Realizările obținute în înzestrarea tehnică a șantierelor de lucrări geologice sunt cu adevărat mărețe dacă ne gîndim că pînă în 1948 întregul utilaj de foraj se importa, iar astăzi țara noastră este cunoscută ca una din cele mai importante țări din lume constructoare de utilaj petrolier.

Introducerea largă a progresului tehnic în activitatea geologică duce la reducerea termenelor de cercetare, la ridicarea calității lucrărilor prin informațiile și datele obținute, la mărirea eficienței lucrărilor geologice, la continua reducere a costului rezervelor evidențiate.

* * *

Deși în țara noastră mineritul este foarte vechi, existînd probabil încă mult înainte de stăpînirea romanilor, totuși prin cercetări noi conduse metodice, geologii noștri au reușit să aducă în patrimoniul economiei naționale importante bogății minerale. Aceasta nu înseamnă că posibilitățile de noi descoperiri de substanțe minerale utile au scăzut. Din contra, perspective noi și promițătoare se conturează pentru viitor.

Tovarășul GHEORGHE GHEORGHIU-DEJ a arătat în raportul la cel de-al III-lea Congres al P.M.R. că statul nostru a făcut eforturi serioase pentru lărgirea bazei proprii de materii prime, cheltuind numai în ultimii 6 ani pentru cercetări geologice 8 miliarde lei, ceea ce a dus la descooperirea de noi zone petrolifere și la creșterea rezervelor de diferite mineruri și minerale utile necesare diferitelor ramuri industriale.

Dar totodată a arătat că :

„Cu toate aceste rezultate, eficiența cercetărilor geologice nu a fost la nivelul posibilităților create. Lucrările geologice nu au fost concentrate pe obiectivele de primă importanță, cum este minereul de fier, nu au fost suficient studiate structurile geologice prin lucrări prealabile de prospecții, pentru a se reduce volumul lucrărilor sterile de explorare — în special la petrol — și nu s-au precizat rezerve industriale suficiente pentru deschiderea de mine noi, îndeosebi la cărbuni”.

În directivele Congresului al III-lea al P.M.R. se trasează orientarea lucrărilor geologice în viitor în sensul „sporirii și folosirii la maximum a resurselor de substanțe minerale utile, pentru a acoperi într-o măsură cît mai mare nevoile producției din resurse proprii.”

„În perioada 1960—1965 se prevede un volum de lucrări de cercetări geologice cu 65—70% mai mare decât în cei 6 ani anteriori. Fondurile destinate pentru lucrările geologice vor fi folosite în primul rînd pentru punerea în evidență a rezervelor de minereuri de fier și minereuri neferoase, de petrol, gaze naturale, cărbuni coecificabili și energetici”.....

„Pentru mărirea eficienței economice și reducerea cheltuielilor, se vor intensifica lucrările de prospecții geofizice, în special cele seismice, gravimetrice și magnetometrice, astfel ca structurile geologice să fie cît mai bine precizate înainte de a se începe lucrările de explorare. Se vor perfectiona metodele de lucru în prospecții, extinzîndu-se prospecțiunile radiometrice și geochemice. În acest scop se vor dota unitățile geofizice cu aparatula modernă necesară”.



„Fondurile alocate activității geologice în perioada 1960–1965, arată tov. GHEORGHIU-DEJ în raportul său, se ridică la cca 12 miliarde de lei; din suma alocată activității geologice, cca 2 miliarde sunt destinate înzestrării cu utilaje și aparate moderne”.

În lumina acestor indicații, în activitatea geologică din țara noastră, metodele geofizice s-au introdus cu succes și vor fi chemate în viitor să joace mai departe un rol preponderent în prospectiunea zăcămintelor de substanțe minerale utile.

Prospectiunea seismică, înzestrată cu utilaj portativ, va ataca problemele complicate ale tectonicii flișului. Gravimetria va intra tot mai adânc în regiunile muntoase ale țării spre a răspunde la importante întrebări cu privire la structura lor de adâncime. Prospectiunea magnetică — sub formă de ridicări terestre sau aeriene — va fi chemată să dea o înfățișare cît mai exactă a distribuției maselor eruptive din adâncime, iar prin ridicări de mare detaliu va fi, în continuare, un prețios auxiliar în descoperirea zăcămintelor de fier. Electrometria va trebui să se adapteze mai bine problemelor dificile ale prospectiunii sulfurilor polimetalice. Metodele radioactive — prin introducerea contoarelor cu scintilație — vor realiza nu numai prospectiunea minereurilor ci și aceea a zăcămintelor de hidrocarburi.

Prospectiunile geochimice și cele radiometrice se vor intensifica, trecîndu-se la aplicarea acestor metode pentru punerea în evidență a noi tipuri de minereuri neferoase și în special la identificarea directă a zăcămintelor de petrol și gaze, în structuri sedimentare, pentru care alte metode geofizice nu au fost satisfăcătoare.

Prin prelucrarea și sistematizarea de către cercetătorii și oamenii noștri de știință a bogatului material documentar, rezultat din prospecțarea și explorarea subsolului țării noastre, se vor trage concluzii privitoare la condițiile de geneză și de răspîndire în țara noastră a diferitelor substanțe minerale utile și vor rezulta noi directive pentru nunca de cercetare geologică.

Mai sunt încă regiuni muntoase puțin cercetate și care vor trebui prospectate și explorate cu mijloace complexe pentru a-și dezvăluî bogățiile tăinuite în adâncuri, cum sunt de exemplu masivele cristaline ale Carpaților orientali și munții vulcanici din partea de răsărit a Transilvaniei, în care au și început primele lucrări de prospectare geochimică și prin foraj.

De asemenea vor trebui prospectate și explorate și marile întinderi de șesuri și platouri din fața munților și din interiorul lor, care de altfel se află deja în curs de cercetare prin mijloace geofizice și mijloace mecanice de foraj în căutarea petrolului și a gazelor naturale.



Sprijinul puternic dat de conducerea partidului și de guvernul țării noastre a creat condițiile favorabile pentru dezvoltarea activității de prospectare și explorare geologică în proporții care depășesc cu mult ceea ce s-a făcut în tot trecutul geologiei și industriei miniere în vechea

Românie, fapt care a dus la mărimea considerabilă a bazei de materii prime minerale a țării noastre și la înflorirea industriei noastre socialiste.

Specialiștii nostrii care lucrează în domeniul științelor geologice, sunt însă conștienți că, cu toate succesele dobândite, au mereu de învățat pentru ca munca lor să devină din ce în ce mai eficientă.

Ei sunt conștienți de marea datorie patriotică pe care o au ca prin muncă asiduă și prin aplicarea metodelor cele mai avansate, cu folosirea aparatelor și utilajelor perfecționate și moderne, să pună în evidență noi zăcăminte de materii prime minerale necesare dezvoltării în ritm susținut a economiei noastre socialiste.

Noi, geologii români, prețuim colaborarea frătească cu oamenii de știință și specialiștii din toate țările pentru dezvoltarea și perfecționarea metodelor noi de lucru și a tehnicii noi de prospectare și explorare pentru întărirea științei noastre pusă în slujba construirii socialismului.

La sprijinul permanent dat de partid și guvern, geologii români au răspuns și vor răspunde și de acum înainte cu elan și entuziasm la opera de desăvîrșire a construirii socialismului în scumpa noastră patrie.



74916

LES RÉALISATIONS DES SCIENCES GÉOLOGIQUES EN ROUMANIE SOUS LE RÉGIME DE DÉMOCRATIE POPULAIRE

PAR

ACAD. PROF. AL. CODARCEA
Président du Comité Géologique

Le peuple roumain fête cette année le XX-e anniversaire de sa libération du joug fasciste. C'est sous la sage direction du Parti Ouvrier Roumain qu'il accomplit la grande oeuvre de la construction du socialisme.

Notre pays se trouve en plein essor, avec une industrie développée à un rythme soutenu et une agriculture avancée, qui contribuent à l'élevation permanente du bien être de la population et à la satisfaction dans une mesure croissante de ses besoins sociaux et culturels.

Le développement continu et à un rythme supérieur de l'industrialisation du pays est facilité dans une large mesure par l'existence dans le sous-sol de notre patrie de riches gisements de substances minérales utiles.

La recherche et la mise en évidence de ces derniers incombent aux géologues et aux autres spécialistes qui y travaillent en étroite collaboration dans les diverses branches de l'activité géologique.

Le Parti et le Gouvernement de notre République ont accordé, dès le début et incessamment une aide importante à l'activité géologique sous toutes ses formes. Par suite, la recherche géologique de la structure du sous-sol et de ses richesses minières a eu un développement inconnu jusqu'à présent. Un progrès remarquable a été réalisé dans la connaissance de la structure géologique du pays et de nombreux et riches gisements de substances minérales utiles ont été découverts et mis au service de l'industrie socialiste en plein essor.

L'activité géologique dans notre pays remonte à plus d'un siècle. Mais, ce n'est que vers 1882 que dans le cadre du „Bureau Géologique” de Bucarest furent organisées les premières recherches d'ensemble sur le territoire du pays, couronnées par la rédaction de la première carte géologique au 1/171.800.



Un nouveau pas dans l'avancement de la géologie en Roumanie et dans la formation de l'école géologique roumaine a été marqué par la fondation, en 1906, de l'Institut Géologique de Roumanie, qui a eu un rôle de premier ordre dans l'étude géologique de notre pays. C'est dans le cadre de cet Institut qu'ont été analysés les problèmes complexes de la stratigraphie, de la pétrographie et de la tectonique ainsi que les problèmes pratiques liés aux richesses du sous-sol. Les résultats obtenus figurent dans les publications de l'Institut Géologique et sur les premières cartes d'ensemble à petites échelles (comprenant : géologie, orographie, hydrographie, répartition de la végétation, débits et forces hydrauliques, gisements et réserves de certaines substances minérales utiles, sols et zones de végétation naturelle, climats et eau phréatique), ainsi que dans les publications de l'Académie, de la Société Roumaine de Géologie et des Universités de Bucarest, Iassy et Cluj.

Ces résultats couronnent le travail sans répit d'une poignée de savants progressistes, animés d'un patriotisme clairvoyant, qui par leurs ouvrages valeureux ont fait connaître à l'étranger l'école géologique roumaine.

Les figures illustres des géologues de la période de formation de l'école géologique roumaine sont représentées par les professeurs GRIGORE COBILCESCU, PETRE PONI et VASILE BUTUREANU de l'Université de Iassy et GREGORIU STEFĂNESCU, SABBA STEFĂNESCU, SAVA ATHANASIU, GHEORGHE MUNTEANU-MURGOCI et LUDOVIC MRAZEC de l'Université de Bucarest. Ces chercheurs ont collaboré, pour la plupart, tant dans le cadre du Bureau Géologique que dans celui de l'Institut Géologique.

Mais, les géologues roumains ont eu à surmonter maintes difficultés existentes dans la Roumanie d'avant-guerre, lorsque le gouvernement ne témoignait aucun intérêt pour le développement de la géologie pratique.

Les richesses du sous-sol étaient à la disposition des sociétés capitalistes, pour la plupart étrangères, qui mettaient en valeur les zones facilement accessibles, garantissant une rentabilité immédiate et élevée, sans poursuivre une investigation systématique des ressources du sous-sol, n'ayant aucun intérêt à assurer le développement d'une industrie nationale. En conséquence, les travaux géologiques de prospection et d'exploration n'avançaient guère. Le potentiel minier du pays n'était pas connu, ses perspectives économiques impossibles à prévoir ; c'est pourquoi la Roumanie d'avant la libération était un pays rétrograde du point de vue industriel.

L'instauration du régime de démocratie populaire et la nationalisation des moyens de production (1948), ont permis de liquider la situation économique et culturelle rétrograde de la Roumanie et ont créé les prémisses à la transformation de notre pays en un pays industriel-agricole avancé, qui sous la direction du Parti Ouvrier a commencé l'œuvre d'une nouvelle politique géologique, destinée à constituer un puissant levier pour la construction du socialisme.

Dans ce but, le Parti a créé le Comité Géologique qu'il a doté d'appareils et d'outillages des plus modernes afin de découvrir et de contourer les réserves de substances minérales utiles nécessaires à l'industrialisation



du pays et d'étudier les sols et les eaux souterraines liés aux problèmes de la transformation socialiste de l'agriculture.

Grâce à l'aide permanente du Parti et du Gouvernement, le Comité Géologique est devenu une importante institution pour la recherche géologique complexe du sous-sol, englobant également dans son activité des domaines dont l'étude a été abordée pour la première fois dans notre pays, telles que : la géochimie, la hydrogéologie, la géologie technique.

Simultanément, dans les ministères à profil extractif ont été créées des organisations géologiques et dans les centres d'exploitation minière et les chantiers pétroliers, des services et des secteurs géologiques. De puissantes entreprises minières et de forage, dotées d'une riche base matérielle, ont été organisées tant dans le cadre du Comité Géologique que dans le cadre des principaux ministères et institutions centrales d'activité géologique.

Parallèlement, l'Académie de la R. P. Roumaine a inscrit parmi ces préoccupations centrales, le développement des sciences géologiques. C'est à cet effet qu'elle a créé, en 1955, une section de géologie-géographie et un institut de recherches.

Afin d'assurer un nombre suffisant de spécialistes pour les institutions géologiques nouvellement créés, on a également organisé des facultés de géologie dans le cadre des universités et des instituts techniques supérieurs. Ces hautes écoles fournissent chaque années un grand nombre de chercheurs qualifiés pour toutes les disciplines géologiques y compris la géophysique, la géologie technique, la hydrogéologie, la géochimie etc.

Si avant le 23 Août 1944, l'ancien Institut Géologique, l'enseignement supérieur et les quelques entreprises capitalistes extractives comptaient à peine quelques dizaines de géologues, actuellement le nombre des géologues est près de 2 000, la plupart travaillant dans le cadre des organisations géologiques du Comité Géologique, du Ministère de l'Industrie du Pétrole et de la Chimie, du Ministère des Mines et de l'Énergie Électrique.

Dans les nouvelles conditions d'organisation et d'équipement, disposant d'outillages et d'appareils des plus modernes, sur le terrain et dans le laboratoire, utilisant les méthodes les plus avancées, le travail des géologues roumains est devenu plus efficient et les résultats n'ont pas tardé à se montrer.

Entraînés dans un travail plein d'abnégation, en pleine nature, dans les mines et sur les chantiers ou aux laboratoires, s'appuyant sur la riche expérience de leurs prédécesseurs et puisant à la vaste source des sciences géologiques, les géologues roumains ont non seulement contribué à l'accroissement du potentiel de matières premières minérales dans leur pays, mais aussi ont été appelés à accorder assistance géologique à l'étranger.

Ces résultats n'auraient pas été possibles sans le travail enthousiaste de la jeune génération de géologues, élevés durant les années de démocratie populaire, étudiant sous la direction dévouée des géologues plus âgés.

Durant les dernières vingt années, l'activité géologique a embrassé des domaines très variés, allant des préoccupations les plus générales jus-



qu'aux applications pratiques les plus détaillées, étroitement liées à l'exploration et à l'exploitation rationnelle des substances minérales utiles.

* * *

La connaissance détaillée de la structure géologique du pays et la rédaction correcte des cartes géologiques constituent la base de toute activité ayant pour but la mise en valeur des richesses du sol et du sous-sol.

Une juste planification et une bonne orientation des travaux géologiques effectués afin de découvrir, de tracer les contours et de connaître en détail les gisements de substances minérales utiles, pour en faire une exploitation rationnelle, ainsi que tout travail concernant la fondation des grandes constructions socialistes s'appuient sur des cartes géologiques, hydrogéologiques et géotechniques qui reflètent fidèlement la structure géologique du sous-sol et les conditions hydrogéologiques de première importance pour les ouvrages en souterrain.

Après la création du Comité Géologique, la rédaction des cartes géologiques d'ensemble et des cartes de détail pour les régions les moins étudiées du pays, s'est déroulée dans un rythme rapide.

Mentionnons, en premier lieu la carte géologique de la R. P. Roumaine au 500.000-ème, réalisée par le Comité Géologique en collaboration avec l'Académie de la R.P.R. C'est une oeuvre géologique complexe, qui représente une synthèse des recherches effectuées au cours de plus de 30 ans par nos géologues et qui, — grâce à l'aide reçue de la part du Parti et du Gouvernement — a été terminée à l'occasion du XV-e anniversaire de la libération de notre patrie.

Cette carte n'est pas seulement une oeuvre scientifique d'une haute conception géologique — présentée dans les meilleures conditions de rédaction — mais elle répond également à un but pratique, constituant une base de premier ordre pour l'orientation des travaux géologiques en vue de la mise en valeur des richesses du sous-sol.

Citons encore, les cartes d'ensemble, géologiques, tectoniques, lithofaciales, géophysiques, et hydrogéologiques qui fournissent des données pour l'orientation des recherches géologiques et minières et des travaux destinés à mieux faire connaître le terrain des grandes constructions socialistes.

Un progrès substantiel a été réalisé dans l'étude stratigraphique, pétrographique et tectonique des grandes unités géologiques du pays.

La connaissance détaillée de la stratigraphie et de la composition lithofaciale des formations renfermant des substances minérales utiles, de même que la connaissance de la tectonique d'ensemble et de détail des régions et des zones de perspective, créent une base scientifique solide aux travaux d'exploration qui ont pour but la découverte des gisements de substances minérales utiles.

Pour l'investigation des unités cristallines des Carpates, c'est l'analyse complexe des formations métamorphiques qui a été utilisée comme méthode d'étude, afin de reconstituer la stratigraphie et la lithologie des formations pré-métamorphiques. Cette méthode a été appliquée en premier



lieu à l'étude des faciès faiblement métamorphisés. C'est de cette manière qu'on a pu découvrir dans certains calcaires cristallins des traces d'algues et de microspores d'âge précambrien ; ce fait nous permet actuellement d'entrevoir la possibilité de subdiviser les massifs métamorphiques en unités chronostratigraphiques.

C'est toujours grâce à cette méthode que l'on a pu déterminer la position stratigraphique des couches à mineraux de fer de Poiana Ruscă, et d'en suivre le développement, facilitant ainsi l'orientation des travaux d'exploration par forage, effectués dans le but de découvrir de nouveaux gisements de mineraux de fer à Teliuc, Ghelar et Ruschița.

Pareilles études géologiques complexes et de grand détail sont également effectuées dans les massifs cristallins des Carpates Orientales, pour une orientation plus exacte des travaux de prospection et d'explorations des minéraux de métaux non ferreux, cuivre, zinc, plomb et autres éléments associés.

Le massif alcalin de Ditrău, intéressant par ses syénites néphéliniques, future base de matières premières, a également fait l'objet d'une étude de détail, ce qui a permis d'en déchiffrer la structure complexe.

Des laccolithes de roches gabbroïdes à concentrations de magnétite titano-vanadifère ont été identifiés dans les Monts de Drocea ainsi que des massifs de banatites dans l'Ouest du pays, avec filons de quartz à molybdénite et des skarnes à minéraux de fer et métaux non ferreux, principalement du cuivre.

Dans la partie méridionale du Banat, ancienne région minière, les travaux géologiques de prospection et d'exploration par galeries et sondes ont mis en évidence un important gisement de cuivre, situé dans la zone d'affleurement des masses éruptives banatitiques.

Les manifestations volcaniques tertiaires dans la partie septentrionale du pays ont également constitué l'objet d'étude très détaillées. C'est grâce à ces études que l'on a déterminé la succession chronologique des diverses phases d'éruptions dans les Monts Călimani et les Monts de Baia Mare, et l'on a fait la corrélation avec les phases de formation des filons de minéraux hydrothermaux.

Des investigations complexes sont effectuées dans les Monts Apuseni pour une connaissance plus approfondie de la structure géologique des zones à minéralisations auro-argentifères. De précieux renseignements ont été ainsi obtenus sur l'extension en profondeur de ces minéralisations.

Quant aux formations sédimentaires renfermant divers gisements de substances minérales utiles (bauxite, charbons, pétrole, gaz) une investigation intense a permis d'en déterminer les horizons stratigraphiques et les caractères lithologiques. En même temps a été approfondie la connaissance de la stratigraphie des terrains paléozoïques (permiens et carbonifères) dans les Monts Apuseni et au Banat et surtout des formations mésozoïques dans les Monts Pădurea Craiului, la partie centrale et méridionale des Monts Apuseni et les zones synclinales mésozoïques du Banat et des Carpates Méridionales.



De grands progrès ont également été enregistrés dans la subdivision des formations du Flysch crétacé et paléogène des Carpates Orientales et surtout des schistes noirs crétacés. L'inventaire des fossiles contenus dans ces formations, en général réputées comme très pauvres ou exemptes de restes organiques, a été largement accru. Ce fait a contribué à une meilleure connaissance de la tectonique assez compliquée de ces formations.

Mentionnons le travail soutenu des géologues-stratigraphes portant sur : (1) les sources qui ont fourni le matériel détritique du Flysch durant les diverses périodes géologiques et sur (2) la direction de transport des paléocourants qui ont déterminé la différentiation des faciès lithologiques dans la zone géosynclinale crétacée — paléogène des Carpates Orientales ; à cette dernière se rattache la distribution des formations favorables à l'accumulation des hydrocarbures.

Les problèmes de la stratigraphie et de la tectonique du Néogène continuent à représenter une préoccupation centrale des géologues. L'étude des terrains néogènes montre souvent un caractère nettement transgressif sur un relief affaissé des formations plus anciennes. Il met de la sorte en évidence une importante disharmonie structurale qui pose de nouveaux problèmes à l'exploration des terrains à perspectives pétrolières.

Des recherches de détail ont été entreprises en vue de préciser d'après les caractères microfauniques la limite Crétacé supérieur — Paléogène, ainsi que l'âge des différentes subdivisions du Crétacé.

Des résultats particulièrement intéressants sur la structure de grande profondeur des zones dépressionnaires et des plate-formes de l'avant-pays carpatique ont été obtenus par des prospections géophysiques et de nombreux forages profonds, effectués pour l'exploration des bassins à perspectives pétrolières et gazéifères.

C'est ainsi, que les forages exécutés dans la Plaine Roumaine ont mis en évidence la continuité de la plate-forme prébalkanique à partir du Danube jusqu'au parallèle Nord Craiova — Nord Bucarest et ont démontré que la couverture en est constituée par des dépôts quaternaires, pliocènes, sarmatiens et tortoniens, transgressifs sur un socle de formation marneuses et calcaires mésozoïques. Signalons que dans la série mésozoïque de la plate-forme, outre les dépôts crétacés déjà connus on a également identifié des dépôts jurassiques, triasiques, et même paléozoïques, carbonifères, dévoniens et siluriens et en Dobrogea Méridionale du Dévonien calcaire et argileux et des schistes à Graptolites. Vers le Nord, l'affaissement du soubassement est progressif et marque le passage à la zone dépressionnaire de la fosse précarpatique proprement-dite. Dans le Nord du Plateau Moldave (à Todireni) le Cristallin de type podolique a été atteint, ce dernier y étant recouvert par les dépôts transgressifs du Silurien, riches en eaux minéralisées (Tassy).

En Moldavie du Sud, on a réussi à mettre en évidence le prolongement NW des monts hercyniens de la Dobrogea septentrionale ennoyés sous les dépôts triasiques et jurassiques.

Entre le prolongement du massif dobrogéen, s'enfonçant vers le NW, et le bord S de la plate-forme podolique a été découverte une dépres-



sion mésozoïque (dite de Bîrlad) qui se présente comme une ramifications de la dépression pré-carpatique.

Dans la zone centrale du Bassin Transylvain, les sondes de profondeur ont atteint un vaste bombement cristallin qui divise la partie profonde du bassin Transylvain en plusieurs bassins secondaires.

Les nombreux forages pour eaux, ont fourni de nouvelles données sur la stratigraphie du Quaternaire, lequel, par endroits, atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Dans le domaine de la minéralogie et de la géochimie relevons : les études sur la géothermométrie du quartz dans les formations hydrothermales ; les analyses structurales des roches granitoïdes ; l'étude sur la distribution de certains éléments chimiques dans les formations cristallines et sédimentaires du pays et enfin les études statistiques concernant la répartition des éléments chimiques majeurs dans les divers types de minéraux de manganèse des Carpates Orientales et Méridionales, ce qui a permis de démontrer leur unité génétique. Parallèlement, on poursuit l'étude géochimique des calcaires et des dolomies des Carpates Orientales. Une attention particulière est accordée aux recherches géochimiques et chalcographiques de gisements de minéraux hydrothermaux, liés aux éruptions volcaniques du Nord du pays, afin de déchiffrer les lois de leur formation.

* * *

Un développement remarquable ont connu les travaux de prospection géologique, géophysique, géochimique et hydrogéologique, effectués dans le but de déterminer les zones renfermant des accumulations de substances minérales utiles. Ces investigations ont servi à orienter et à localiser les travaux d'exploration et d'exploitation qui sont destinées à la découverte et à la mise en valeur de nouvelles richesses minières du sous-sol de notre patrie.

Un rôle spécial dans la prospection des richesses minérales revient aux prospections géophysiques. Les progrès réalisés dans ce secteur en ce qui concerne l'outillage ainsi que la technique de travail et l'interprétation des données de terrain, ont contribué à obtenir quelques uns de nos importants succès économiques et scientifiques. Le Parti et le Gouvernement connaissant l'importance de ce secteur ont accordé toute l'aide nécessaire à sa dotation, ainsi qu'à l'élargissement des recherches de terrain.

Les principales méthodes de la géophysique appliquée, telles que : la séismométrie, la gravimétrie, l'électrométrie, la magnétométrie et la radiométrie — ont connu ces dernières années un rythme de développement remarquable.

C'est ainsi que dans le secteur des prospections séismiques ont été mises en fonction de nombreuses stations complexes d'enregistrement, d'un type moderne, grâce auxquelles on a pu aborder avec succès certains problèmes structuraux particulièrement compliqués, soulevés par la géologie de nos régions pétrolifères.

Significatif, en ce sens, est l'accroissement vertigineux du nombre d'appareils en fonction, surtout de l'appareillage portable et avec des pos-



sibilités d'investigation sensiblement accrues, permettant ainsi la recherche en terrain accusant une morphologie et une géologie compliquées.

Parmi les méthodes de travail les plus modernes, récemment appliquées avec succès par la séismométrie roumaine, citons : la méthode de corrélation des ondes réfractées, la méthode des séismosondages spatiaux de masse, la méthode de la réception directionnelle réglable et la mise en valeur des ondes diffractées par les accidents tectoniques. Comme technique de travail on a également introduit le groupement des points d'explosions et de géophones.

La prospection séismique joue un rôle croissant dans la découverte des structures sédimentaires et a fourni toute une série d'excellents résultats homologués par l'industrie du pétrole et des gaz.

Dans le secteur de la gravimétrie, l'appareillage encombrant, démodé et insuffisant, a été complètement remplacé par des gravimètres modernes d'une grande sensibilité, lesquels outre la précision des mesures assurent également une haute productivité dans la recherche en terrain.

Par la prospection gravimétrique on a obtenu des résultats intéressants en ce qui concerne la localisation des massifs de sel, la solution de plusieurs problèmes tectoniques et la connaissance détaillée des structures susceptibles d'avoir d'importantes accumulations de substances minérales utiles. La découverte ou la détermination des contours d'importants massifs de sel dans le sous-sol du pays et des accumulations salifères associées aux sels de potassium dans la zone miocène de la Dépression Précarpatique de la Moldavie est principalement due à la prospection gravimétrique. En général, la présence du sel, établie à l'aide des minimums gravimétriques a été, presque toujours, confirmée par les données des forages.

Quant aux prospections magnétiques, les nombreux variomètres modernes mis à la disposition des recherches pour les minerais de fer et pour la rédaction de la carte magnétique de la R. P. Roumaine, ont grandement stimulé le développement de ce secteur autrefois complètement négligé. C'est ainsi, que les prospections magnétiques ont été employées avec succès dans l'identification des zones mineralisées à magnétite et des gîtes de manganèse avec un contenu réduit de magnétite dispersée.

Un essor important a connu, récemment, l'aéromagnétométrie. Le levé aéromagnétique du pays est en cours d'exécution.

La prospection électrique a été dotée de potentiomètres et de puissantes stations modernes avec enregistrement photographique, remplaçant complètement les vieux appareils électrométriques. Grâce à cet équipement on réalise aujourd'hui des sondages et des levés électriques avec des lignes d'émission jusqu'à 20 km, augmentant ainsi considérablement les possibilités d'investigation par rapport aux résultats obtenus auparavant en Roumanie.

Les prospections électriques pour le pétrole, effectuées par la méthode des sondages électriques verticaux, ont confirmé, en général, les conclusions de la prospection séismique sur l'existence des structures sédimentaires pétrolifères d'un nouveau type dans certaines unités géologiques majeures. Dans le secteur minier, la méthode de la polarisation natu-



relle appliquée aux gisements de sulfures complexes dans certaines zones des Carpates orientales, a enregistré des résultats positifs. Récemment ont été utilisés avec des bons résultats, des appareils électromagnétiques modernes pour mesurer la phase et l'amplitude en courant alternatif, et la méthode de la polarisation provoquée, pour détecter les minéralisations conductrices dispersées.

Enfin, pour la prospection des accumulations de substances minérales utiles, nous disposons aujourd'hui d'un outillage radiométrique perfectionné, notamment : émanomètres, divers types de radiomètres, appareils de laboratoire dont l'emploi sur une large échelle en terrain et au laboratoire permet d'élargir d'une façon considérable l'inventaire des richesses minérales du sous-sol de notre pays.

Relevons également l'application extensive des mesures géophysiques aux forages effectués pour la mise en évidence des accumulations de substances minérales utiles.

Ces mesures représentent à l'heure actuelle des moyens d'investigation et de contrôle extrêmement valeureux pour la connaissance — par les forages — des substances minérales utiles situées en profondeur. Ils ont l'avantage de hâter le rythme d'exécution des travaux géologiques par forages, de réduire le coût de ces derniers. À présent ils sont de plus en plus utilisés comme moyen d'interprétation quantitative des zones à substances minérales utiles. Un progrès important a enregistré la technique des mesures électriques et surtout, nucléaires, principalement pour le pétrole et les gaz. Se développe également dans une mesure croissante l'intérêt pour l'identification et l'évaluation quantitative d'autres substances minérales utiles, tels que les charbons et les minerais.

Grâce à l'aide du Parti et du Gouvernement et aux mesures d'organisation, ont été créés et se sont développés des services de géophysique, dotés d'outillage moderne de prospection séismique et gravimétrique, magnétique, électrométrique et radiométrique, qui ont contribué dans une large mesure à l'actuel essor de notre industrie pétrolière et minière.

Enfin, pour compléter le bilan des succès scientifiques remportés dans l'activité géophysique, mentionnons également la découverte de certains caractères importants de la géologie de profondeur et spécialement de quelques accidents tectoniques de grande ampleur (par exemple la ligne Capidava — Canara en Dobrogea) ; l'identification de la limite occidentale et méridionale de la plate-forme podolo-russe ; la mise en évidence de la structure fracturée, en style mosaïque, de la plate-forme moesienne, ainsi que la mise en évidence de l'élévation du soubassement du Bassin Transylvain.

* * *

Vaste et multilatérale est l'œuvre réalisée par les géologues, les géophysiciens, les géochimistes et l'ensemble des spécialistes qui se préoccupent des problèmes géologico-minières dans notre pays. Les méthodes qu'ils ont utilisé pour la recherche des zones de distribution probable des diverses substances minérales utiles, sont des plus avancées. Ces zones ont été



déterminées à l'aide d'une analyse scientifique approfondie de toutes les données et les résultats accumulés par la géologie roumaine. À cette occasion on a revu et vérifié toutes les provinces géologiques génétiques à perspectives minières de la Roumanie.

C'est ainsi que l'exploration géologique par forages à sondes et sondeuses et par travaux miniers a pris un développement considérable, non connu chez nous, et les résultats économiques ont été des plus encourageants.

Par exemple, dans le domaine des combustibles minéraux liquides et gazeux, les géologues de l'industrie pétrolière en étroite collaboration avec les géologues du Comité Géologique ont inventorié les structures susceptibles à contenir des accumulations possibles de pétrole et de gaz et ont établi les programmes de prospection et d'exploration des grandes unités structurales.

De cette manière ils ont dirigé les travaux pour la découverte des réserves de pétrole dans la zone du Flysch paléogène, la zone mio-plio-cène, les dépressions intramontagneuses, le territoire de la plate-forme moldave et de la plate-forme moesienne (Plaine Roumaine).

À ces découvertes ont largement contribué les géophysiciens par des prospections gravimétriques et séismiques. C'est à eux qu'on doit d'ailleurs, en grande partie, la détection de riches structures pétrolifères en Olténie et Mounténie occidentale.

Les travaux d'exploration, largement développés par rapport au passé, ont mis en valeur le pétrole de plusieurs régions du pays, dont nous citons les plus importantes : Ticleni et Bălteni en Olténie, Pitești, Șuța Seacă en Mounténie occidentale et Moinești — Tazlău en Moldavie.

L'exploitation rationnelle des gisements de hydrocarbures et la récupération la plus complète possible des réserves ont constitué non seulement l'objet d'études scientifiques mais aussi une importante tâche tracée par le Parti au cours des années du pouvoir populaire lorsque furent créées les meilleures conditions de travail. Les conditions de gisement du pétrole et des gaz ont été étudiées par les spécialistes du Ministère de l'Industrie du Pétrole et de la Chimie et de l'Institut de Pétrole, Gaz et Géologie.

Des procédés techniques modernes ont permis de reprendre l'exploitation des gisements abandonnés et d'augmenter le débit des couches pétrolifères moins perméables. Dans ce domaine on applique largement les méthodes d'intensification du flux par divers traitements et la fissuration hydraulique des couches en vue d'élargir les voies d'accès des hydrocarbures vers les trous de sondes, ainsi que les méthodes de récupération secondaire du pétrole en gisement, par injection d'eau extra-contourale ou de gaz, dans la zone de la coupole de gaz.

C'est pourquoi, ces dernières années, la production de pétrole s'est accrue par rapport au passé et l'on a mis en valeur l'une des plus importantes richesses du pays, très recherchée comme matière première minérale de base pour les industries du pays. On a également mis en évidence des terrains de gaz naturels dans le Bassin de Transylvanie par des prospec-



tiens géophysiques qui ont constitué une aide efficiente pour les prospections géologiques de surface et les travaux d'exploration par sondes.

En ce qui concerne les combustibles minéraux solides, grâce aux prospections géologiques, parfois en parallèle avec les prospections géophysiques, on a réussi à délimiter de vastes régions de charbons énergétiques dans les formations pliocènes et miocènes de l'Olténie, de la Mounténie, de la Transylvanie et du Banat, ainsi que des zones riches en charbons de coke dans les bassins oligocènes de la Transylvanie et les zones de Lias du Banat.

Dans ce domaine nos géologues ont accordé une assistance substantielle à l'industrie des chaînages, par de nombreux travaux d'exploration exécutés avec de bons résultats dans certains bassins en exploitation stimulant ainsi les travaux de systématisation de plusieurs mines de charbon de la Transylvanie, du Banat, de la Mounténie et de la Moldavie. Mentionnons seulement les mines de charbons de la Transylvanie du NW, en marge du Bassin pannonic ; les mines de la région de Brașov ; les mines de Pătrășani, les mines d'Anina et celles de la Mounténie (à Filipești) et de la Moldavie (à Comănești). En outre, on a découvert des réserves importantes de charbons en Olténie, entre l'Olt et le Jiu, à Rovinari sur le Jiu, dans le Bassin du Motru, en Transylvanie dans la région de Baraolt-Virghiș et au Banat dans le bassin de Mehadia. À la suite de ces explorations de grandes réserves de charbon on été mises en évidence et ont été ouvertes de nouvelles mines, telle la mine de Rovinari, qui exploite en carrière, la mine de Virghiș etc.

La prospection géologique et surtout celle géophysique-gravimétrique a permis d'identifier d'importantes anomalies trahissant de grands gisements de sel dans le Miocène des dépressions intra- et extracarpatoises en Transylvanie, Moldavie, Mounténie et Olténie. Aussi a-t-on exploré la plupart des gisements importants et a-t-on découvert de nouveaux massifs de sel, dont les réserves sont pratiquement inépuisables. Citons le massif de Slătioarele près de Pitești, avec une réserve au-dessus d'un milliard de tonnes, et le massif de Mercheașa, en Transylvanie. Une attention spéciale a été accordée à la découverte des gisements de sels de potassium et de magnésium recherchés pour les engrains chimiques. La reprise des investigations dans la zone miocène de la Moldavie a mis en évidence la présence de sels de potassium dans les formations de cette vaste unité structurale.

Par un travail soutenu et des méthodes complexes de prospection, les géologues, les géophysiciens et les géochimistes ont donné au pays de nouvelles et importantes richesses métallifères.

L'accroissement des réserves de fer représente l'un des principaux problèmes de l'industrie lourde du pays ; aussi a-t-on fait des efforts continus et soutenus en vue de la découverte de nouveaux gisements de fer dans le massif de Poiana Rusca, actuellement le réservoir principal de minerai de fer en exploitation.

Ajoutons, qu'en Dobrogea, près de Constanța, dans un complexe de quartzites, la prospection géophysique et les sondages ont mis en évi-



dence un large gisement de minerai de fer pauvre, mais situé à grande profondeur.

Les travaux détaillés de prospection et d'exploration, effectués dans les formations de contact métasomatique d'Ocna de Fier, — zone des intrusions banatitiques — ont permis d'identifier d'importantes réserves de minerais de fer, nécessaires au combinat sidérurgique de Reșița.

On a considérablement augmenté les réserves de minerai sidérétique de Lueta, dans la zone des monts volcaniques de la Transylvanie orientale et on a découvert de nouveaux gisements à Mădăraș, sur le versant oriental de ces monts.

En vue d'élargir la base de minerai de fer, les géologues ont tâché de découvrir de nouveaux types de minerais à plus grandes possibilités de préparation en vue d'une mise en valeur.

Une intense activité de prospection géologique, géophysique et d'exploration a également eu pour but l'augmentation des réserves de minerai de manganèse.

Parallèlement, dans les massifs calcaires jurassiques-néocomiens des Monts de Pădurea Craiului et de Bihor, et dans les Monts Apuseni des travaux de prospection et d'exploration minière ont été exécutés pour la mise en évidence des réserves de bauxite.

Une importance particulière a été accordée aux travaux de prospection géologique, géophysique et géochimique, de pair avec les travaux d'exploration par forage à sondeuses, dans les zones de distribution des minerais auroargentifères, des métallos non-ferreux (plomb, zinc et cuivre) et de la pyrite. On a obtenu ainsi de nouvelles réserves de minerais, tant dans les zones d'éruptions volcaniques tertiaires du Nord du pays, à Baia Mare, dans les Monts Oaș, Tibleș et le massif de Toroiaga, les Monts de Rodna et les Monts Apuseni, que dans la province des banatites et les zones de schistes cristallins de la partie orientale des Monts de Bistrița et dans le massif de Poiana Rusă.

Une nouvelle perspective s'ouvre à l'étude des zones de calcaires triasiques en Dobrogea, où les travaux géologiques ont signalé la présence des minerais de plomb et de zinc métasomatique.

Notons les prospections géochimiques pour cuivre effectuées avec d'excellents résultats dans la région des andésites de Poiana Rusă, des prospections pour minerais de plomb, zinc et cuivre dans les Monts Tibleș et Toroiaga, qui ont conduit à la découverte de nouveaux filons métallifères.

Les prospections géologiques ont également porté sur les sulfates nancés minérales non-métallifères, fournissant à l'industrie d'importantes réserves.

Les recherches pour barytine, substance minérale de première importance pour les forages pétroliers, ont remporté de beaux succès. Des gisements de barytine ont été découverts et mis en exploitation en Dobrogea septentrionale, à Somova, près de Tulcea, et dans la région de Suceava à Ostra, de sorte qu'actuellement la Roumanie ne fait plus d'importation de barytine.



Il y a aussi d'autres substances minérales utiles mises à la disposition de l'économie nationale par nos géologues. Parmi les gisements les plus intéressants mentionnons : les kaolins de la Dobrogea méridionale et du massif de Harghita, nécessaires à l'industrie céramique ; les bentonites de la Dobrogea du Sud, de la région d'Ocna Mureşului et d'autres régions du pays, recherchées pour le raffinage du pétrole ; les diatomites de la Vallée du Buzău et de la Dobrogea méridionale, utilisées comme matériel isolant ; les dolomies de Hunedoara et des Monts Apuseni, utilisables pour la préparation des matériaux réfractaires ; nombreux massifs de calcaires et de marne employées dans la fabrication du ciment ; les cinérites volcaniques de la région de Tuşnad — Malnaş utilisées dans l'industrie des constructions pour les agrégats légers ; les gypses pour le plâtre et le ciment ; les sables auartz eux purs de Miocani, sur le Prut, pour la verrerie fine ; le quartz de Călimani ; les perlites du massif d'Oaş et maintes autres.

*
* *

Des résultats intéressants ont également été obtenus dans d'autres secteurs d'activité géologique :

Il s'agit de la contribution essentielle de la géologie technique à la projection des fondations et des constructions des grands aménagements hydrotechniques et hydroénergétiques, ainsi que des usines et des combinats industriels, des voies ferrées et tunnels, voies ferrées industrielles, chaussées ou funiculaires.

A part les recherches qui ont servi de base aux travaux de construction du barrage „V. I. Lenin” de Bicaz, on a également élaboré des études pour les aménagements hydroénergétiques en cours de réalisation (Hydrocentrales d'Argeş, des Portes de Fer etc.). Des études géologiques techniques ont été effectuées pour la systématisation des ports Galați, Brăila, Turnu Severin, ainsi que pour la systématisation urbanistique des villes Arad, Braşov, Galați, Iassy, etc.

D'importants résultats ont également été obtenus dans le secteur de la hydrogéologie, où les géologues ont déterminé en première ligne les possibilités d'ouvrir de nouvelles mines de charbons en Olténie et à Braşov-Baraolt, de fer à Căpuş et de minerais nonferreux à Moldova Nouă. En second lieu, on a utilisé de nouvelles méthodes de prospection hydrogéo-chimique qui ont mis en évidence des zones à perspectives pour la découverte de gisements d'hydrocarbures, de sels de potassium et de sels de bore.

Dans le but de contribuer à la transformation socialiste de l'agriculture, on a fait de nombreuses recherches et études pour la documentation des projets d'irrigation dans les diverses régions du pays, ainsi que pour l'alimentation en eau des unités agricoles du secteur socialiste.

En ce qui concerne l'alimentation en eau des grandes villes et des zones dépourvues d'eau potable, telles que la plate-forme de Cotmeana et les aires du Bărăgan du Nord, une recherche soutenue par fo-

ragés a conduit à l'identification en profondeur de certaines couches aquifères de bonne qualité.

Quant aux eaux minérales, les travaux hydrogéologiques ont poursuivi deux buts :

Le développement des stations balnéaires d'intérêt républicain, telles : Borsec, Olănești, Govora, Vatra Dornei, Singiorz-Băi, Victoria, 9 Mai — Oradea, etc., par la découverte de nouvelles et importantes sources d'eau minérales ;

La découverte de nouveaux gisements d'eaux minérales à proximité des grands centres ouvriers, parmi lesquels : Iassy (eaux minérales sulfureuses), Tg. Mureș (eaux chlorurées-bromurées-iodurées-sodiques), Oradea (eaux thermales radioactives), etc.

D'excellents résultats ont été obtenus dans la recherche des eaux hyperthermales, en déterminant la possibilité de leur mise en valeur pour le chauffage urbain et l'aménagement de serres dans la plaine occidentale du pays. Mentionnons, que par un forage situé à environs 2 km Sud de la ville d'Oradea, on a obtenu un débit artésien de plus de 600 m³/24 h avec une température de 87°C.

* * *

L'intensification des recherches géologiques et géophysiques prévues par les Directives du III-e Congrès du P.O.R. est accompagné d'importants progrès en ce qui concerne les procédés techniques et la technologie des travaux de forage.

Dans la Roumanie d'aujourd'hui ont été progressivement créées les bases pour la fabrication d'un large sortiment d'installations de forage au niveau de la technique mondiale.

Pour le forage des sondes de pétrole et de gaz on construit actuellement, en série, des installations à outils et matériel tubulaire nécessaire pour des profondeurs comprises entre 100 et 5000 m et depuis 1963 un nouveau type moderne d'installation pour forage à plus de 6000 m de profondeur a subi avec succès diverses épreuves et homologations.

Dès 1961 ont été créées les bases pour la projection et la construction d'une série normale de sondeuses géologiques modernes pour substances minérales utiles solides. De cette série, la sondeuse SG-650 à diamant pour le forage jusqu'à 1000 m de profondeur, est déjà utilisée sur les chantiers géologiques.

En effet, les résultats obtenus dans l'équipement technique des chantiers destinés aux travaux géologiques sont vraiment grandioses si l'on pense que jusqu'en 1948 tout l'outillage de forage était d'importation et qu'aujourd'hui la Roumanie figure parmi les pays constructeurs d'équipement pétrolier les plus importants du monde.

L'application des procédés techniques modernes dans l'activité géologique permet la réduction des termes de recherche, l'amélioration de la qualité des travaux grâce aux renseignements et aux données acqui-



ses, l'efficience accrue des travaux géologiques, la réduction continue du coût des réserves mises en évidence.

* * *

Bien que dans notre pays l'exploitation minière soit très ancienne, remontant probablement à une période avant la conquête des Romains, les nouvelles recherches ont permis à nos géologues de découvrir d'importantes richesses minérales. Toutefois, ceci ne veut pas dire que les possibilités de nouvelles découvertes aient diminué. Au contraire, de vastes perspectives se dressent pour l'avenir.

Monsieur GHEORGHE GHEORGHIU-DEJ Premier Secrétaire du P.O.R. dans son rapport au III-e Congrès du P.O.R. a montré que l'État a fait des efforts sérieux pour l'élargissement de la base nationale de matières premières, dépensant ces 6 dernières années la somme de 8 milliards lei pour les travaux géologiques ; c'est grâce à ces efforts qu'on a pu découvrir de nouvelles zones pétrolifères et accroître les réserves de minerais et de minéraux utiles nécessaires aux diverses branches industrielles.

Mais en même temps, il a montré que :

„Toutefois malgré ces résultats, les recherches géologiques n'ont pas été au niveau des possibilités créées. Les travaux géologiques n'ont pas manifesté une attention concentrée sur les objectifs de prime importance, tels le mineraï de fer ; on n'a pas attaché un intérêt suffisant aux études des structures géologiques par des travaux préalables de prospection pour réduire le volume des travaux stériles d'exploration — surtout pour le pétrole ; et on n'a pas précisé des réserves industrielles suffisantes pour l'ouverture de nouvelles mines, particulièrement de charbons.”

Les directives du III-e Congrès du P.O.R. tracent l'orientation des futures travaux géologiques dans le sens „de l'augmentation et de l'utilisation au maximum des ressources de substances minérales utiles afin de satisfaire le plus largement possible aux besoins de la production par les ressources du pays.”

„Pour la période 1960—65 on prévoit un volume de travaux géologiques accru de 65—70 % par rapport aux années antérieures. Les fonds destinés aux travaux géologiques seront utilisés en première ligne pour la mise en évidence des réserves de minerais de fer et de minerais non-ferreux, de pétrole, de gaz naturels, de charbons à coke et énergétique”...

„En vue de l'accroissement du rythme économique et de la réduction des dépenses on recommande l'intensification des travaux de prospections géophysiques, surtout, séismiques, gravimétriques et magnétométriques, afin que les structures géologiques soient bien précisées avant de commencer leur exploration. Seront perfectionnées les méthodes de prospection et développées les prospections radiométriques et géochimiques. Dans ce but les unités géophysiques seront dotées d'équipements moderne.”

„Les fonds alloués à l'activité géologique pour la période 1960—1965 remontent à environ 12 milliards lei ; de cette somme, environ 2



milliards sont destinés à l'équipement avec outillages et appareils modernes".

Suivant ces indications, l'activité géologique a utilisé avec succès les méthodes géophysiques qui continueront aussi à l'avenir de jouer un rôle capital dans la prospection des gisements de substances minérales utiles.

La prospection séismique, dotée d'outillage portable attaquaera les problèmes complexes de la tectonique du Flysch. La gravimétrie va pénétrer de plus en plus profondément dans les régions montagneuses du pays pour résoudre la question concernant leur structure de profondeur. La prospection magnétique — sous forme de levés terrestres ou aériens — aura la tâche de déterminer le plus exactement possible la distribution des masses éruptives en profondeur et simultanément, par de levés très détaillés, elle sera une aide précieuse pour la découverte des gisements de fer. L'électrométrie devra mieux s'adapter aux problèmes difficiles de la prospection des sulfures polymétalliques. Les méthodes radioactives — par l'introduction des compteurs à scintillation — vont réaliser la prospection des minerais ainsi que des gisements de hydrocarbures.

Les prospections géochimiques et radiométriques seront intensifiées, afin de mettre en évidence de nouveaux types de minerais non ferreux et d'identifier directement les gisements de pétrole et de gaz dans les structures sédimentaires, où d'autres méthodes géophysiques n'ont pas donné des résultats satisfaisants.

L'interprétation et la systématisation du riche matériel documentaire résulté de la prospection et de l'exploration du sous-sol du pays, permettront à nos chercheurs de tirer des conclusions en ce qui concerne les conditions de genèse et de répartition des substances minérales utiles du pays et par suite, d'élaborer des nouvelles directives pour la recherche géologique.

Il existe encore des régions montagneuses peu étudiées et dont les richesses cachées en profondeur devront être prospectées et explorées par des moyens complexes ; ce sont les massifs cristallins des Carpates Orientales et les monts volcaniques de la Transylvanie orientale où l'on a commencé déjà les premiers travaux de prospection géochimique et par forage.

Seront également prospectées et explorées les plaines et les plateaux de l'avant-pays et des zones internes de l'édifice montagneux, qui d'ailleurs sont déjà en cours d'investigation par des méthodes géophysiques et des procédés mécaniques de forage pour les gisements de pétrole et de gaz qu'ils peuvent renfermer.

* * *

L'assistance incessante accordée par le Parti et le Gouvernement a créé des conditions favorables au développement de l'activité géologique de prospection et d'exploration à un rythme qui dépasse de beaucoup tous les résultats obtenus par la géologie et l'industrie minière



de la Roumanie d'avant-guerre ; ce rythme accru a permis le développement considérable de la base de matières premières minérales du pays et l'essor de l'industrie socialiste.

Malgré les succès remportés, nos spécialistes savent que leurs efforts doivent être continus pour que leur travail devienne de plus en plus efficient.

Ils sont conscients de leur tâche qui consiste dans un travail assidu, l'application des méthodes les plus avancées et l'utilisation des appareils et des outillages les plus modernes afin de mettre en évidence de nouveaux gisements de matières premières minérales, nécessaires au développement soutenu de notre économie socialiste.

Nous, les géologues roumains, apprécions vivement l'étroite coopération avec les chercheurs et les spécialistes de tous les pays pour le développement et le perfectionnement des nouvelles méthodes de travail et de la technique moderne de prospection et d'exploration, pour le progrès de la science mise au service de la construction du socialisme.

Aux efforts de l'État, les géologues roumains ont répondu et répondront toujours avec enthousiasme pour parfaire l'œuvre de construction socialiste et de développement pacifique de l'économie de notre patrie.





Institutul Geologic al României

BAZINUL NEOGEN AL SILVANIEI

DE
MIRCEA PAUCA

Abstract

N e o g e n e B a s i n o f S i l v a n i a. The region represents a Neogene bay of the Paratethys, that has penetrated the Apuseni Mountains. The breakdown took place during the Tortonian due to some renewed faults trending NE to SW (Pannonian strike) as well as NW to SE (Carpathian strike). The basement consists of Crystalline and Permo-Mesozoic remnants, while the filling-in is formed of some Miocene and several Pliocene fragments. The development of the basin shows an early stage of connection with the World Ocean, succeeded by a brackish sea and ending by a lacustrine phase. Sedimentation is dominated by the movements of blocks within the basement, which have occasioned the accumulation of a complex of Pliocene molasse up to 1000 m thick. A slight regression of the sea between Tortonian and Sarmatian was stated, followed by a long pre-Pontian continental period. The crystalline islands divide the basin into two secondary depressions. The basement shows a rupture tectonics which slightly affected the Neogene cover too. Within the latter, local brachyanticlines and synclines have been developed, caused by a slight vertical displacement of the blocks of the basement. The most important fracture, namely the Parameseş fracture — along which the net slip is over 1000 m — separates to the East the basin from the Meseş Mountains, while on the Western slope, the Plopiş Mountains send three small spurs into the Neogene.

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
Introducere	40
Istoric	40
I. Stratigrafie	41
1. Cristalinul	41
2. Permianul	42
3. Triasicul	42
4. Cretacicul superior	43



	Pag.
5. Danian-Paleocenul	44
6. Eocenul inferior	45
7. Tortonianul	46
8. Sarmatianul	52
9. Pliocenul	57
a) Pontianul	61
b) Dacianul	69
c) Levantinul (?)	71
10. Antropogenul	72
II. Tectonica	72
1. Tectonica fundamentului preneogen	73
2. Tectonica cuverturii neogene	80
III. Eruptivul	85
IV. Geomorfologia	86
V. Hidrogeologia	90
VI. Concluzii	94
VII. Bibliografia	99

INTRODUCERE

Regiunea cuprinsă între munții Plopișului în SW și ai Meseșului-Prisaca în SE, reprezintă unul din cele cinci bazine de scufundare existente pe marginea panonică a munților Apuseni. Spre NW acest bazin este limitat de sedimentele cuaternare ale Câmpiei Tisei. Cât privește limita sa de NE, unde bazinul Silvaniei ia contact cu bazinul Baia Mare, această limită nu poate fi decât convențională pentru motivul că apele neogene comunicau larg între cele două bazine. În consecință, noi am considerat ca limită convențională de NE a bazinului Silvaniei, o linie care unește terminația de S a insulei cristaline din culmea Făget, cu colțul de NW al cristalinului Prisacei, întrucât de aici depozitele neogene capătă o mare dezvoltare în direcție estică. Studiile geofizice ar putea găsi eventuale criterii de separare în structura fundamentalui.

În perimetrul cercetat am inclus și rama cristalină a bazinului, stratigrafia și tectonica acesteia dându-ne indicații prețioase asupra problemelor puse de fundamentul preneogen. Suprafața mare a regiunii cercetate (cca 2100 km²) ne-a permis să punem și să rezolvăm probleme noi, neabordate în lucrările din trecut.

Istoric. Cercetările geologice asupra acestui bazin au inceput în prima jumătate a secolului trecut. Lucrările de pînă acum conțin foarte multe observații și concluzii bune, dar și unele eronate. Primele erau uneori neglijate, iar ultimile acceptate adeseori fără nici o critică timp de multe decenii, fapt care a frînat rezolvarea a numeroase probleme.

Cele mai vechi date geologice le avem de la BEUDANT (1822) a cărui lucrare conține totalitatea cunoștințelor de pînă atunci.



STACHE (1860) și urmează atras de presupusa prezență a țărănciului și a problemelor geologice de la Jibou. De cercetări mai amănunțite dispunem de la HOFMANN (1882, 1883, 1899), și MÁTYÁSOVSZKY (1879, 1881, 1883) care au pus bazele cunoașterii cartografice a regiunii.

Către sfârșitul secolului trecut urmează L. ROTH TELEGD (1897) atras și el de presupusul zăcămînt de țărănci de la N de Jibou. Tot de atunci dispunem de cîteva note datorite lui LORENTHEY (1893), MÁRTONFY (1879), SEMSEY (1877) etc.

La începutul acestui secol regiunea a fost cercetată de K. ROTH TELEGD (1912, 1913) și S. PAPP (1915), ultimul fiind atras de prezența metanului la Crișeni. Între 1918–1940 remarcăm lucrările lui MATEESCU (1927, 1938), primul care se referă la o regiune destul de vastă pentru a-i permite încercarea celei dintîi sinteze asupra unei bune părți din bazin, precum și unele note — ROTARIDES (1925), BETHLEN (1933) etc. — bazate pe materialul recoltat înainte de 1918. Din partea geologilor noștri mai dispunem de luerările lui KRAUTNER (1938) asupra Cristalinului, precum și de acelea ale lui LOBONTIU (1940) și SZÁDECZKY-KARDOSS (1931) asupra regiunii de NW a Transilvaniei.

Din anii 1940–1944, datează lucrările lui BANDAT și REICH (1950) și NOSZKY-ROTH TELEGD (1948), ambele încercind realizarea unor sinteze.

După 1944, constatăm o adevărată afloare de geologi fie din București, fie de la Cluj care au făcut cel mai adesea lucrări de recunoaștere sau de amânunt asupra unor regiuni reștrînse dar n-au dat vre-o sinteză aprofundată.

I. STRATIGRAFIE

Rocile, care iau parte la alcătuirea regiunii, sunt reprezentate prin : Cristalin, Permian, Triasic, Cretacic superior, Danian-Paleocen și Eocen inferior, toate aparținînd fundamentului, precum și prin : Tortonian, Sarmatian, Pontian, Dacian, Levantin (?) și Antropogen, Neogenul acoperînd cele mai mari suprafețe și alcătuind umplutura bazinului.

1. CRISTALINUL

Rocile acestuia apar în munții Plopiș și Meseș de pe rama bazinului, apoi sub forma a trei insule în interiorul acestuia (Măgura Șimleului, Heghișa și Făgetul) precum și în numeroase foraje la diferite adîncimi. Ele constau, în mareala lor majoritate, din termeni de mezozonă în special din micașist cu granați, la care se adaugă roci de epizonă și chiar de catazonă. Totul reprezintă resturi ale unui întins masiv cristalin care, după o foarte îndelungată ridicare și intensă peneplenizare, a fost fragmentat în numeroase blocuri, unele continuîndu-și ascensiunea intensă pînă azi, în timp ce altele, ridicîndu-se mai puțin, au putut fi acoperite de transgresiunile neogene.

Toți geologii care au cercetat Cristalinul în ultimele decenii au remarcat puternica diaforeză suferită, iar noi insistăm asupra prezenței frecvente a procesului de milonitizare.



2. PERMIANUL

Depozitele de această vîrstă sunt cunoscute numai în zăcămînt secundar. Ele apar sub formă de pietriș în piemontul de vîrstă levantin-cuaternară de pe versantul de W al crestei Meseșului din regiunea izvoarelor pîriului Zălau, la SE de oraș. În aceste pietrișuri, care acoperă ca o pătură groasă numai de 1—2 m culmea de pe stînga pîriului Zălau, apare pe cărare pietriș de porfir cuarțifer și feldspatic de culoare verde sau cafenie, identic aceluia cunoscut din munții Codru, unde acoperă mari suprafețe. Regiunea fiind acoperită în întregime de pădure tînără, nu s-a putut găsi roca în situ. Tinînd seama de configurația terenului, locul de origînă al acestui porfir trebuie să se găsească însă în imediata apropiere.

3. TRIASICUL

Reprezentat prin etajele inferior și mediu, Triasicul apare în numeroase puncte, dar pe suprafețe în general mici, indicînd atît întinsa suprafață acoperită de mările triasice, cît și puternica eroziune suferită ulterior. Prezența sa ne ușurează urmărirea tectoniciei fundamentului cristalin peste care s-a depus nemijlocit. Depozitele sale sunt reprezentate prin conglomerat cuarțos și prin gresie roșie, prin șisturi satinate violete sau verzi de vîrstă werfeniană, prin dolomit cenușiu deschis de vîrstă anisiană și prin calcar negru în plăci groase de 5—15 cm de vîrstă ladiniană, avînd planurile de stratificație acoperite cu un strat slab limonitic.

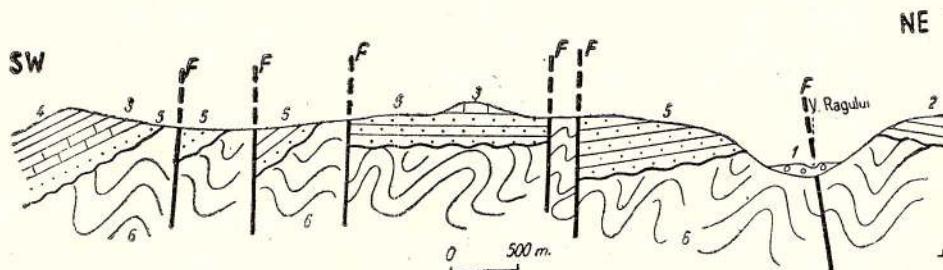


Fig. 1. — Profil prin Triasicul de la SW de Stîrci.

1. Alluvioni; 2. Tortonian; 3. Anisian; 4. Ladinian; 5. Triasic Inferior; 6. Kristallin; F. falii.

Abb. 1. — Profil durch die Trias süd-westlich von Stîrci.

1, Alluvien; 2, Torton; 3, Anische Stufe; 4, Ladin; 5, Untere Trias; 6, Kristallin; F, Verwerfungen.

În munții Meseș Triasicul apare într-un număr de peste 10 puncte de pe creastă sau de la W de aceasta dar din imediata apropiere. Trei dintre ele, reprezentate prin depozite werfeniene, se află imediat la N de șaua prin care trece șoseaua Cluj—Zălau, iar alte trei de dimensiuni mai mari și din aceeași rocă se află înșirate la S de șoseaua pe creasta Meseșului. Aparițiile cele mai numeroase și mai mari se constată însă de o parte și de alta a văii Ragului, la E de Stîrci, unde Triasicul, deși

foarte fragmentat tectonic, apare pe o suprafață de peste 1 km², și în sfîrșit cîte o apariție de dimensiuni mari sunt situate în dreptul satelor Ponița și Pria, care ocupă suprafete de cîte cca 0,5 km² (fig. 1 și 2).

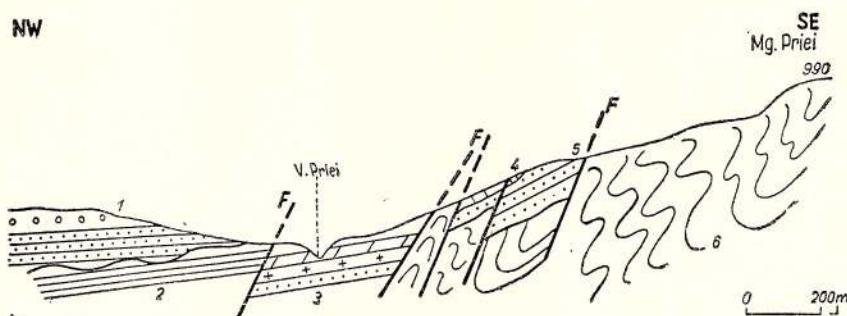


Fig. 2. — Profil spre W de Măgura Priei.

1. Pontian ; 2. Sarmatian, 3. Tortonian ; 4. Triasic mediu ; 5. Triasic inferior ; 6. Cristalin ; F. fali.

Abb. 2. — Profil westlich von Măgura Priei.

1. Pont, 2. Sarmat; 3. Torton; 4. Mittlere Trias; 5. Untere Trias; 6. Kristallin; F. Verwerfungen.

Depozite pe care să le putem atribui Triasicului superior, întregului Jurasic, precum și Cretacicul inferior-mediu, n-au fost întlnite, deși ele sunt cunoscute de la distanțe nu prea mari, din alte unități tectonice ale munților Apuseni, precum și din regiunile apropiate ale Carpaților orientali.

4. CRETACICUL SUPERIOR

După o îndelungată perioadă continentală, regiunea a fost acoperită de marea transgresiune a faciesului de Gosau, care a avut loc aici probabil de-a lungul unor șanțuri largi, în care se formau alternativ sedimente detritice și sedimente biogene, bogate în fosile. Depozitele de această vîrstă sunt cunoscute dintr-un singur punct în cursul superior al pîrîului de la vechiul poligon de tragere situat la SE de Zălau. Păstrarea lor aici este în legătură cu același graben transversal pe culmea Meseșului, în care s-a păstrat și micul petec de Werfenian situat imediat la N de șoseaua Cluj-Zălau (fig. 3).

În lucrările lui HOFMANN și LOBONTIU se mai vorbește de prezența unui al doilea petec de Cretacic superior situat la E de Zălau, dar cu toată insistența noastră de a-l identifică, n-am reușit. Este posibil ca acea apariție, formată numai din calcar cu hipuriți, să fi fost exploatată pînă la epuizare, întrucât cea mai mare parte a străzilor din orașul Zălau este pavată cu asemenea calcar.

Din depozitele cretacice, care ocupă o suprafață numai de cîteva sute de metri pătrați la SE de Zălau, în afară de speciile *Vaccinites sulcatus* DEFR., *V. gosarensis* DOUV., *V. inaequicostatus* MÜNST., determinate de M. LUPU (1960) și atribuite Santonianului superior, noi am mai

determinat *Vaccinites oppeli* DOUV., care atinge un diametru de 15 cm (Pl. fig. 1), *Nerinea sp.*, *Actaeonella sp.* și *Cyclolites corbieriaca* MICH., (Pl. fig. 2 a, b), ultimul apărând în numeroase exemplare într-o gresie micacee, fină și sistoasă.

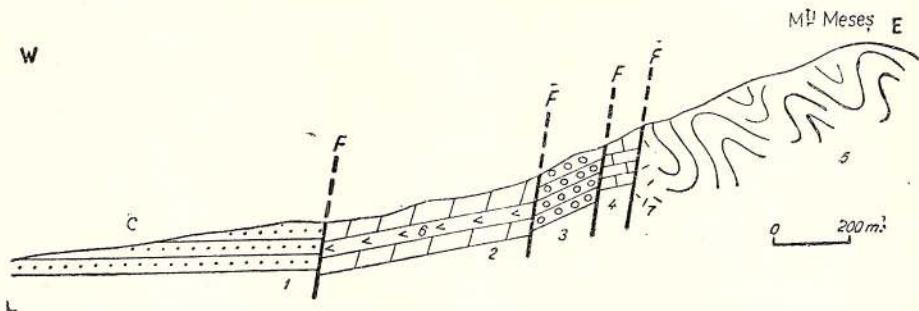


Fig. 3. — Profil prin regiunea de la SE de Zălau.

1, Pontian; 2, Tortonian; 3, Eocen; 4, Gosau; 5, Cristalin (partial strivit); F, falii.

Abb. 3. — Profil durch die Gegend süd-östlich von Zălau.

1, Pont; 2, Torton; 3, Eozän; 4, Gosau; 5, Kristallin (zum Teil zertrümmert); F, Verwerfungen.

5. DANIAN-PALEOCENUL

Depozitele de la limita dintre Cretacic și Eocen trădează, prin marea suprafață pe care o acopăr, prin faciesul și grosimea lor uneori considerabilă, marea importanță a fundamentalului cristalin în geneza sedimentelor de această vîrstă, fragmentarea acestuia în blocuri, unele cu sens intens de mișcare pozitivă și altele scufundîndu-se egal de intens, precum și intensitatea fenomenului de eroziune, respectiv de sedimentare, de pe aceste blocuri, unde au luat naștere stratele pestrițe inferioare.

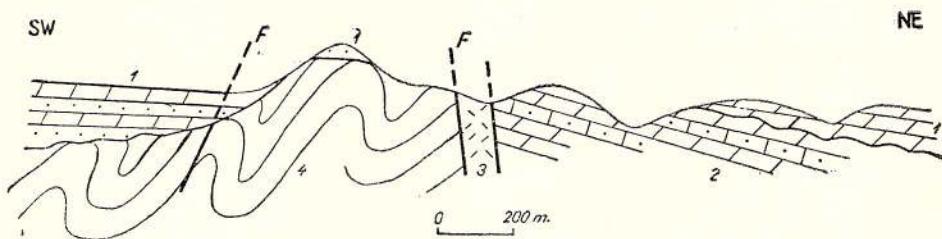


Fig. 4. Profil la W de Uileacul Șimleului.

1, Pontian; 2, Paleocen; 3, Triasic mediu strivit; 5, Cristalin; F, falii.

Abb. 4. — Profil westlich von Uileacul Șimleului.

1, Pont; 2, Paläozän; 3, Zertrümmerte mittlere Trias; 4, Kristallin; F, Verwerfungen.

Sedimentele de această vîrstă apar în următoarele trei regiuni: în lungul văii Someșului, pe marginea de N a Cristalinului Măgurii Șimleului (fig. 4) și pe V. Strîmturii la NE de Zălau.



Cu toate că aceste sedimente au fost studiate de numerosi geologi, nici unul nu trage concluziile logice din geneza lor continentală. Ele reprezintă sedimente depuse în condiții de piemont pe seama horsturilor cristaline existente și astăzi, aflate și pe atunci în continuă ridicare. Acestea procurau materialul ce acoperea blocurile înconjurătoare, aflate în continuă scufundare. Grosimea de 1200 m, calculată la Jibou de toți geologii, reprezintă dovada indisputabilă a intensității pe de o parte a mișcărilor de ridicare a actualelor horsturi, iar pe de altă parte de scufundarea pe care începuse să o sufere încă de atunci actualele depresiuni.

Lipsa din compoziția petrografică a stratelor pestrițe inferioare a materialului mezozoic dovedește că această regiune fusese supusă unei intense eroziuni încă din timpul Mezozoicului.

Condițiile aride de sedimentare și intensitatea mișcărilor pe verticală a blocurilor au încetat în timpul depunerii faciesului marno-calcaros de Rona de culoare cenușie cînd, în condițiile încetării mișcărilor orogenice și intensificării precipitațiilor, a avut loc formarea unor lacuri de apă dulce dintre care cel mai mare se găsea între Jibou și Rona. Înțind seama de numeroasele îndințări laterale ale stratelor pestrițe inferioare cu marno-calcarul de Rona, trebuie să conchidem că limitele acestor lacuri erau supuse unor dese oscilații.

Din marno-calcarul de Rona diferiți geologi au determinat: *Limnea michelini* DESH., *L. inflata* BRONGT., *Paludina globuloides* FORB., *Planorbis elegans* EDM. și ogoane de *Chara*.

Prezența Danianului este bazată pe dîntele de reptil *Mochlodon suessi* determinat de NÓPCSA dintr-un foraj de la N de Jibou, iar aceea a Paleocenului pe continuitatea de sedimentare spre depozitele eocene din bazinul Chioarului. Admitînd ca limită inferioară a Paleocenului baza stratelor de Rona, am putea atribui Danianului întregul complex de strate pestrițe inferioare de la N de Jibou. Totuși acest criteriu nu poate fi folosit deoarece stratele de Rona prezintă o dezvoltare locală.

Existența unor lacuri independente în care se depuneau stratele de Rona, poate fi dedusă din speciile fosile diferite care au fost constatate în aceste strate pe cursul superior al văii Ragului. Ca fosile, în argile și gresii mai întîlnim rareori urme cărbunoase, fragmente de lemn silicifiat, precum și fragmente de cochilii subțiri de Moluște pe care le atribuim Gasteropodelor terestre.

6. EOCENUL INFERIOR

Cu toate că mările acopereau în acest timp depresiunea Transilvaniei, depozitele Eocenului inferior s-au păstrat pe unele mici suprafețe și pe marginea de E a bazinului, ca o consecință a unei slabe deplasări spre E. intervenită în timpul Neogenului, a limitei dintre cele două bazine învecinate, separate de culmea Meseșului.

Eocenul apare în legătură cu horstul cristalin al Meseșului în trei regiuni; la E de satul Ortelec pe V. Strîmturii, la E de Zalău în regiunea numită „la Cabană” și la SE de acest oraș în regiunea izvoarelor pîrî-



ului Zălau. Dintre acestea, suprafața cea mai mare Eocenul o ocupă la Ortelec unde s-a păstrat datorită puternicei scufundări transversale suferită de horstul Meseș în legătură cu fractura Moigradului.

Eocenul este reprezentat prin orizontul gipsurilor inferioare, prin nivelul cu *Nummulites perforatus* D'ORB., prin gresii și marne aparținând stratelor de Racoți. Un petec de Eocen încă necunoscut îl întâlnim pe stînga văii Ferestrăului, mai sus de confluența cu V. Cuceului (W de Jibou) unde gipsul orizontului inferior apare strivit pe fractura Parameș, între argilele roșcate ale Danian-Paleocenului (fig. 6).

MATEESCU indică prezența Burdigalian-Helvetianului, care ar fi reprezentate prin conglomerate cu elemente cuarțoase bine rotunjite și prin marne, situate pe versantul de W al Meseșului la E de Zălau. Vîrsta acestor roci lipsite de fosile a fost dată într-un timp când orice conglomerat presupus miocen, era atribuit Burdigalianului. Noi atribuim aceste roci Eocenului întrucât la SE de Zălau ele stau deasupra stratelor cu hipuriti și au același aspect ca unele intercalări de conglomerate cuarțoase din regiunea de la E de Meseș.

7. TORTONIANUL

În comparație cu ivirile pe suprafețe foarte restrînse ale depozitelor fundamentului preneogen, depozitele de vîrstă neogenă apar pe suprafețe cu atît mai mari cu cît sunt de vîrstă mai nouă. Bazinul este caracterizat prin marea extindere a Tortonianului ale cărui depozite transgresive sunt dispuse cel mai adeseori direct peste cristalin. Tortonianul apare sub forma a numeroase pete ce scăpă de eroziune sau păstrate între linii tectonice. El constă din rocile caracteristice acestui etaj pentru întreaga depresiune a Dunării mijlocii și posedă o bogată faună de nevertebrate tropicale. Spre sfîrșitul Tortonianului a avut loc o perioadă de regresiune cu depunerile de gips. Grosimea depositelor sale este de cca 100 m.

Sedimentele de vîrstă tortoniană apar în cea mai mare parte pe marginea de E a bazinului sub forma unei fișii aproape neîntreruptă, îngustă de la cca 500 m în regiunea de NE a bazinului, pînă la peste 1 km lățime în regiunea de S a acestuia. Ele mai apar în legătură cu cele două insule cristaline din interior: Măgura Șimleului și Heghișa, unde posedă o mare suprafață, în timp ce pe rama de W apare numai pe un mic sector din colțul de S al bazinului.

În acest bazin există cîteva puncte fosilifere care nu sunt de fel mai prejos în comparație cu cele devenite celebre din alte localități de la noi (Lăpușiu, Coștei etc.). Unul dintre ele, Șimleul Silvaniei, este cunoscut de peste opt decenii, iar acela de la Tusa a fost pus în evidență abea în ultimii ani, în timp ce cuibul fosilifer de la Preuteasa era numai amintit chiar și în ultimile lucrări. Din fiecare se poate recolta cîte un număr de peste 100 specii. Alte puncte fosilifere întâlnim la Ponița Pria, Coșei și Benesat.

Vîrsta transgresiunii tortoniene o plasăm la începutul Tortonianului superior deoarece din bazin lipsesc depozitele marnoase cu *Spirialis* ale



Tortonianului inferior. Întrucât depozitele acestui etaj nu posedă o dezvoltare litologică constantă, nu este posibil să se facă o orizontare valabilă pentru întregul bazin.

Începînd din S, pe marginea de E a bazinului Tortonianul a fost întlnit sub forma unei fîșii care, pornind de la S de satul Pria, se îndreaptă spre NE pînă la S de Stîrci, unde se întrerupe pentru a reîncepe la E de Fetindia, de unde ține pînă la E de Zălau. Mai departe spre N, Tortonianul reîncepe la E de Ortelec, de unde se continuă pe la Mirșid și Popeni, apoi tot îngustîndu-se pe la Cuceu, Bîrsa și Benesat, unde se termină în contact cu cristalinul Prisacii.

În regiunea satului Pria depozitele sale constau din marne cenușii, nisipoase, micacee, cu gips, nisipuri și gresii tufacee fosilifere, calcar microconglomeratice cu *Lithothamnium* și chiar tufuri albe. Poziția acestora este în general NE-SW, cu căderi spre W sau NW.

Pe drumul de culme ce merge spre Măgura Priei, constatăm următoarea succesiune: tuf și tufit de culoare deschisă și stratificate, microconglomeratice, care cuprind și o intercalătie de 15 cm de argilă bentonizată verzuie, apoi gresii fine albicioase cu intercalătii de conglomerat cu elemente mici, poligene, nisipuri stratificate alb-gălbui, cu o intercalătie de 10 cm de conglomerat cu ciment tufaceu, friabil și cu mulaje de Gasteropode.

Pe V. Priei, de la izvor spre vîrsare, întlnim marne cenușii stratificate, nisipoase, cu Ceriți și *Lithothamnium*, apoi tuf albicios-gălbui cu *Lithothamnium*, Ostrei, Pecteni, Serpule. Urmează marne cenușii-verzui fosilifere, cu numeroase concrețiuni de *Lithothamnium*. Mai jos întlnim nisipuri și gresii fine, tufacee, albicioase, gălbui, cu numeroase mulaje de *Cardium*, *Pecten*, *Trochus*, *Pectunculus*, *Ostrea* etc. Se găsesc și exemplare bine conservate de: *Pecten aduncus* EICHW., *P. besseri* ANDR., *Lucina columbella* LAM., *Loripes dujardini* DESH., *Pectunculus pilosus* LIN., *Cardita partschi* GOLDF., *Venus* sp., *Arca* sp., *Ostrea* sp., *Turritella bicarinata* EICHW., *Conus* sp., *Heliastrea* sp.

Urmărind valea în continuare, dăm din nou de marne dure, cu fosile (*Pecten*, *Ostrea*, *Cardium* etc.), apoi marnele devin nisipoase, cu numeroase fosile friabile: *Turritella*, *Pecten*, *Trochus*, *Pectunculus*, *Cardium* etc., indeterminabile specific și foarte greu de colectat. Mai jos pe vale, se pot aduna fosile bine conservate dintre care A. CLEMENS¹⁾ a determinat: *Arca diluvii* LAM., *Venus multilamella* LAM., *Natica* sp., *Trochus* sp., Briozare, apoi *Natica catena* DA COSTA, *Natica obliquata* DESH., *Corbula gibba* OLIVI, *Turritella (Torculoidea) subangulata* BROCC. var. *polonica* FRIEDB., *Ostrea* sp., *Dentalium* sp.

Un profil, în care se poate urmări o succesiune tortoniană frumoasă, se găsește pe V. Corbului, affluent pe dreapta al văii Ponița. Direcția stratelor se menține NE-SW, iar cădereea spre W. De la izvor spre confluență se întlnesc: nisip sau gresii friabile verzuie-cenușii cu variante

¹⁾ M. PAUCĂ, D. SOCOLEANU, A. CLEMENS, M. RADU, GL. CRAHMALIU, T. ODOBESCU, S. TIUTIUCA (1962). Prospecții pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu între valea Someșului și Munții Rez. Arhiva Inst. Geologică.

micaferă, argiloase și intercalări de calcar și de conglomerat cu *Lithothamnium* dure, conglomerate poligene, gresii stratificate fine sau conglomeratice. De pe această vale T. ODOBESCU și S. TIUTIUCA au determinat: *Cardium (Cerastoderma)* cf. *incurvatum* KOLES., *Lucina haidingeri* E. HÖRNES, *Ostrea digitalina* DUB., *Chlamys elegans* ANDR., *Isocardia* cor L., *Pholadomya alpina* MATH., *Corbula gibba* OLIVI, *Pectunculus (Axinea) deshayesi* MAYER, *P. obtusatus* PARTSCH, *Venus (Ventriculoidella) multilamella* LAM., *Area (Anadara) diluvii* LAM., *Turritella (Torculoidella) subangulata* BROCC. var. *polonica* FRIEDB., *T. (Torculoidella) bicarinata* EICHW., *T. (Archimediella) turris* BAST., *Aporhais pespelicanii* var. *alata* EICHW., *Oxystele orientalis* CUSH., *Vermetus* cf. *intortus* var. *solutella* SACCO, *Natica catena* DA COSTA var. *helicina* BROCC. etc. (fig. 5).

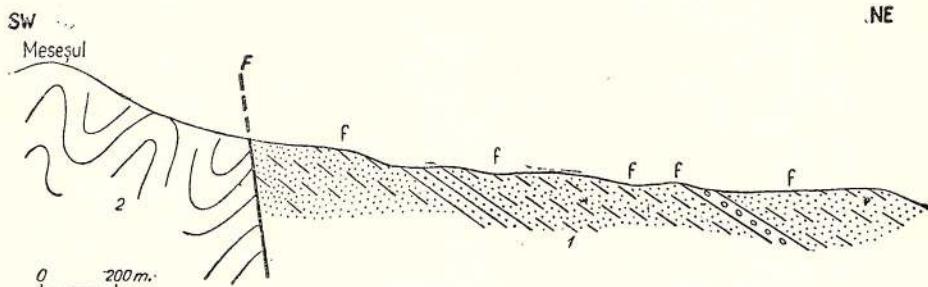


Fig. 5. — Tortonianul de pe V. Corbului (Ponița).
1. Tortonian; 2. Cristalin; f. falle; f. fosile.

Abb. 5. — Torton aus dem Corbului-Tal (Ponița).
1. Torton, 2. Kristallin; F. Verwerfung; f. Fossilien.

Mai jos de confluență, pe V. Poniței apar argile nisipoase, cenușii, gălbui, micacee, peste care stau gresii fine albicioase, cu treceri la gresii grosiere și microconglomeratice, stratificate. Pe marginea de N a satului marnele sănt foarte fosilifere. Peste ele se aşază gresii fine, albe, dure, stratificate, de asemenea foarte fosilifere conținând aceeași faună ca și cea enumerată mai sus. Aici am găsit, în plus, și un exemplar de *Echinolampas angustipetalus* VADZ. De aici M. PAUCA menționează în 1951 specia *Schizechinus* cf. *hungaricus* LBE. Remarcăm că liste de faune recoltate din împrejurimile Poniței sănt departe de a fi complete întrucât aceasta este prima listă care se dă de aici.

În continuare spre N, Tortonianul apare sub forma a numeroase petece, unele numai de câteva sute de metri pătrați, iar altele de peste 1 km², în dreptul satelor Stîrci și Șeredei, fiind dispus de asemenea direct peste Cristalin. De la E de Șeredei, calcarul de Leitha a fost exploatat în trecut în numeroase puncte în mici cantități pentru prepararea varului. Apare însă și sub formă de conglomerat cu ciment calcaros.

La SE de Zălau, Tortonianul apare în S sub formă de tuf dacitic grosier, iar mai la N de pîrîul de la vechiul poligon de tragere sub formă de marne și gips, totul fiind strivit și alunecat, datorită fracturilor.

După o întrerupere de cîțiva kilometri, Tortonianul reapare la E de Ortelec, începînd de pe malul drept al pîrîului Strîmturii, pentru a se dezvolta mult la N de aceasta, atingînd maximum de dezvoltare în regiunea satului Mirșid. În toată această regiune el constă numai din tuf dacitic alb. Forajul executat în 1962 lîngă biserică din Ortelec, după ce a străbătut marnele pontiene pînă la adîncimea de 360 m, a intrat într-o alternanță de tuf dacitic fin și grosier, micaceu, strivit și cu oglinzi de fricțiune, datorită prezenței imediat la E a fracturii Parameseș.

La E de Mirșid, dedesubtul tufului dacitic se constată un conglomerat format pe socoteala Cristalinului din capătul de N al Meseșului. Ca intercalări se constată microconglomerate și nisipuri groziere (fig. 6).

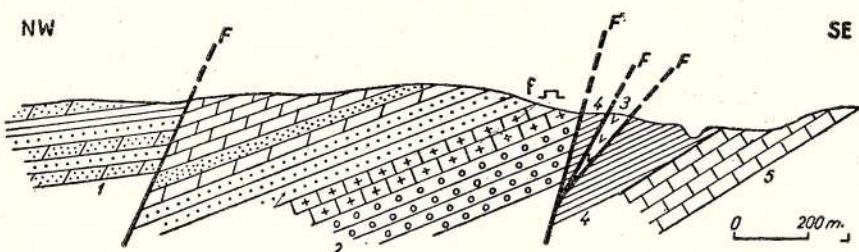


Fig. 6. — Profil pe V. Ferestrăului (Mirșid).

1, Pontian; 2, Tortonian; 3, 4, gips și argile paleocene; 5, calcar de Rona (Paleocen); F. falii; f. fosile.

Abb. 6. — Profil im Ferästräu-Tal (Mirșid).

1, Pont; 2, Torton; 3, 4, Gips und paläozäne Tone; 5, Ronakalkstein (Paläozän). F, Werwerfungen; f, Fossilien.

În continuare spre NE, lățimea Tortonianului se îngustează în regiunea satului Cuceu. Aici depozitele sale se aşază peste depozitele Eocenului inferior cu gips și ale Paleocenului argilos de culoare roșie, fiind format la bază din conglomere cuarțoase, apoi din gresii exploataate într-o carieră, deasupra cărora urmează tuf dacitic, care ia contact printr-o falie cu marnele pontiene.

Urmărindu-l spre N, conglomeratul dispare la N de satul Cuceu, Tortonianul fiind dezvoltat numai prin tuf dacitic alb cu rare intercalări de calcar de Leitha fosilifer (Ostrei și Pecteni), pînă în apropiere de Benesat. Aici Tortonianul prezintă o dezvoltare litologică variată care a permis lui M. și CRISTINA DUMITRIU¹⁾ să-l împartă în patru orizonturi: în bază tufurile groziere, deasupra cărora se dispun marne cu Globigerine și cu *Amphistegina*, apoi urmează un al doilea orizont de tuf dacitic grosier, cu intercalări de bancuri de calcar cu *Lithothamnum* și de gresii conglobatice cu o faună de Lamellibranchiate (*Ostrea*, *Chlamys*, *Pecten*, *Pectunc*.

¹⁾ MIRCEA și CHRISTINA DUMITRIU 1959. Raport asupra regiunilor Mănu - Benesat - Bîrsa și Fărcașa - Poiana Codrului - Bicău. Arhiva Institutului Geologic.

ulus, Corbula, Cardita, Chama, Spondylus, Conus, Hexacoralieri etc.). Orizontul superior al Tortonianului constă aici [din gresia cu *Borelis* și bancuri de gips.

Tortonianul de pe rama sud-vestică este cantonat în regiunea dintre satele Tusa și Preuteasa. O mică apariție, alcătuită din tuf și tufite, se găsește în dealul Dobrin, pe drumul Ciucea-Tusa. La Tusa, peste Cristalin, Tortonianul începe prin pietriș colțuros, cu stratificație torrentială, în care apar și elemente rotunjite de material eruptiv, fapt care arată existența, încă de atunci, a unui riu care aducea material din interiorul munților Apuseni. Peste pietriș în regiunea de la W de sat, urmează tuf dacitic, tufit, nisip, conglomerate și în sfîrșit calcar de Leitha cu frumoase colonii de *Lithothamnium* sferice, cu diametru de pînă la 10 cm.

Marele număr de fosile cunoscute de aici provine din deschiderile de la E de sat, de pe un mic affluent drept al pîrîului Barcău, de unde provin fosilele determinate succesiv de PAUCA (1954), GIVULESCU (1957) și în sfîrșit de NICORICI (1958, 1961), ultimul determinând nu mai puțin decît 210 specii, între care predomină Moluștele prin Gasteropode. În plus, cităm prezența a două specii de *Dentalium*, *Amphiope bioculata* DESM., *Scutella* sp., *Borelis melo* D'OBRIE, și *B. haueri* D'OBRIE, Briozoare, *Lithothamnium* etc. Tortonianul de aici se continuă spre N, sub o cuvertură de pietriș de piemont pliocen, prin regiunea de la S de satul Sig, unde constă mai ales din calcar cu *Lithothamnium* cu mult pietriș de Eruptiv bine rulat.

În regiunea satului Preuteasa, Tortonianul apare pe V. Hodobaștina unde acoperă o suprafață de mai multe hectare. Depozitele sale s-au format aici într-un relief negativ, tăiat în Cristalin, și, tot datorită acestui

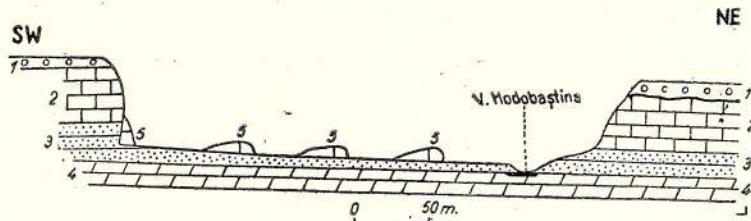


Fig. 7. — Profil prin Tortonianul de pe V. Hodobaștina (Preuteasa).

1, pietriș de piemont; 2 – 3, calcar și nisip tortonian fosilifere; 4, marnă tortoniană cu lignit; 5, blocuri de calcar alunecate.

Abb. 7. — Profil durch das Torton aus dem Hodobaștina-Tal (Preuteasa).

1, Piedmontschotter; 2, 3, Fossilienführender tortonischer Kalkstein und Sand; 4, Tortonischer Mergel mit Braunkohle; 5, Abgerutschte Kalksteinschollen.

relief, au fost ferite apoi de eroziune. Într-un profil SW-NE pe această vale constatăm că, peste Cristalin, s-a depus mai întîi tuf dacitic (1 m) apoi marnă (2,5 m), ambele cu o dezvoltare locală pe o vale paralelă, situată imediat la W. În sfîrșit, pe V. Hodobaștina s-a constatat, prin puțuri, la bază argilă cu lentile subțiri de lignit lucios (fig. 7).

Deasupra urmează un orizont de nisip gros de 2–3 m, cu foarte frumoase exemplare de *Potamides mitralis* EICHW. și *Terebralia bi-*

dentata var. *lignitarum* EICHW., apoi calcar moale cu aspect tufaceu, puțin nisipos, gros de 5–6 m în malul stîng și numai de 3–4 m în cel drept. Totul este acoperit de un pietriș de cuarț de piemont.

Din versantul stîng, abrupt, s-a putut recolta următoarea faună bogată de Moluște și Echinoizi : *Arca diluvii* LAM., *Tapes cf. vetulus* BAST., *Pecten besseri* ANDR., *Pinna pectinata* L. var. *vindobonensis* SACCO, *Ostrea digitalina* DUB., *Lutraria cf. oblonga* CHEMN., *Telina* sp., *Laevicardium herculeus* D.G.C., *Cardium* sp., *Venus cf. umbonaria* LAM., *Pectunculus* cf. *pilosus* var. *deshayesi*, MAYER, *Cardium edule* L., *Panopea menardi* DESH., *Corbula carinata* DUJ., *Schizaster eurynotus* AG., *Echinolampas* sp., *Scutella cf. vindobonensis* LBE., *Conus cf. ponderosus* BROCC., *Turritella* sp., *Nassa duplicata* SOW., *Theodoxus pictus* FÉR., *Teredo norvegica* SPENG. etc. Numărul speciilor este însă mult mai mare, dar recoltarea și determinarea lor întîmpină dificultăți datorită stării de conservare sub formă de mulaje.

La Preuteasa Tortonianul mai apare sub forma unor mici petece de tuf dacitic, uneori și calcar de Leitha fosilifer, chiar pe suprafață ocupată de sat, pe ambele laturi ale Barcăului.

Depozitele tortoniene apar și în legătură cu cele două insule cristaline din interiorul bazinului : Măgura Șimleului și dealul Heghișa de la W de Coșei.

Pe marginea de E a Șimleului Silvaniei, depozitele tortoniene acoperă o suprafață de 2,5 km² pe versantul de W al dealului Rotund și pe drumul ce duce spre Bădăcin. Aici se întâlnesc nisip gălbui, fin micaceu și tuf albicios, sfărîmicioz, pietriș și tuf bentonizat. De aici, MÁRTONFY a citat în 1879 un număr de 80 de specii de Moluște, Brachiopode și în plus numeroase microfosile. În 1962, M. RADU și GL. CRAHMALIUC au colectat următoarele specii necunoscute anterior : *Venus multilamella* LAM., *Nucula nucleus* L., *Turritella turris* BAST., *Emarginula cancellata* PHIL., *Ostrea digitalina* DUB., *Corbula gibba* D'ORB., *Cultellus papyraceus scaphoides* ZHIZH., *Turritella* sp., *Cerithium* sp., *Modiolus* sp., *Congeria* sp., *Chlamys* sp. etc. La partea superioară a Tortonianului apare tuf dacitic, bine dezvoltat în dealul Rotund. Tuful este albicios, uneori verzui, poros, casant.

Pe marginile Cristalinului Măgurii Șimleului Tortonianul mai apare în două puncte : la Cehei, unde constă din tuf albicios și calcar sfărîmicioz, în care apar exemplare de *Ostrea digitalina* DUB., și pe stînga Crasnei în Dealul Sfint unde apare calcar cu *Lithothamnium* care conține : *Ostrea digitalina* DUB., *Chlamys elegans* ANDR., *Corbula gibba* OL., *Venus multilamella* LAM., *Turritella bicarinata* EICHW., *Natica catena* DA COSTA var. *helicina* BROCC., Briozoare etc.

Tortonianul de pe Cristalinul dealului Heghișa prezintă o mare dezvoltare mai ales la W și la S de mica insulă de cristalin. Este format din mult tuf dacitic, marne cu gips, puțin conglomerat și calcar de Leitha. În S începe de pe stînga pîrîfului Zălau, la Borla de unde se îndreaptă spre N sub forma unei fișii lată de 8–10 km pînă la N de satele Archid și Chilioara.



Conglomeratul se aşază pe marginea de W a Cristalinului, constă din cuart rulat și conține intercalații de nisip gălbui, grosier, micaceu. De la partea lui superioară provin fosilele rău conservate : *Pecten besseri* ANDR., *Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp.

Pe Pîrul Rău, la N de Coșei, într-o carieră în calcar de Leitha resedimentat, am adunat cîteva fosile : Ostrei, *Lithothamnium*, Hexacoralieri, entroce de Echinoizi, *Pecten* sp., Briozare etc.; de aici provin și cele cîteva specii citate în lucrările mai vechi (MÁTYÁSOVSZKY — 1889, 1881 și 1882, MATEESCU — 1927 etc).

Sărăcia în fosile din acest sector o atribuim condițiilor biologice vitrege datorită centrelor de erupție existente pe falii, precum și faciesului lagunar în care s-a depus gipsul. Acesta apare sub formă de strate groase de cca 2 m, cristalizat sub formă de indivizi mari în virf de lance. La partea superioară a unui banc de gips din cariera de la E de Borla, se poate constata că după ce s-a depus, gipsul a fost erodat pe o dinclinație de 0,5 m, iar în șanțul astfel format s-a depus tuf dacitic resedimentat. În acesta am constatat prezența a numeroase impresiuni de frunze, fragmente de insecte, crabi etc. Tuful dacitic e sfârșimicioz datorită alterării continentale preponțiene.

În bazinile miocene de la exteriorul arcului carpatic sunt cunoscute încă de acum vre-o 70 de ani depozite de tranziție între sedimentele cu faună tortoniană și cele de vîrstă sarmatiană. Ele au fost separate sub numele de etaj buglovian, întrucât posedă o asociație de specii caracteristică. În Bazinul Silvaniei nu pot fi separate depozite de acest fel, nici faunistice și nici măcar litologic. De altfel Buglovianul nu a fost identificat în niciunul din bazinile de la exteriorul munților Apuseni și nici din întreaga depresiune a Dunării mijlocii. Cauza care a determinat lipsa acestui etaj în regiunea de W a bazinului sarmatic trebuie căutată în îndulcirea crescută a apelor din această regiune periferică.

8. SARMATIANUL

Deși apele acestuia au acoperit bazinul în întregime, rocile sale s-au păstrat numai în patru sectoare. Ele acopără cea mai mare suprafață în colțul de S al depresiunii în regiunea numită Oșteana; s-au păstrat sub formă de mici petece pe marginea de NW a Cristalinului Măgurii Șimleului și pe cea de E a munților Plopiș, iar de curînd au fost descoperite două petece peste depozitele tortoniene de la N de Guruslău.

Fauna sarmatiană din acest bazin, ca și din întreaga depresiune panonică, corespunde numai subetajului inferior, Volhinianului, și cel mult, parțial, celui mijlociu, Basarabianului din bazinile de la exteriorul Carpaților. Acest fapt a produs multă discuție împărțind geologii în două tabere : majoritatea, admitînd continuitatea de sedimentare spre Pliocen, atribuie Sarmatianului superior depozitele din baza Panonianului, în timp ce alții admit existența unei perioade continentale considerînd că apele au evacuat întregul bazin începînd din Sarmatianul mediu pînă în baza Pliocenului, adică inclusiv Meotianul.



Mișcările orogene din faza stirică au fragmentat și izolat o întinsă suprafață, ocupată anterior de marea Paratethys, dind naștere unei mari interne de proporții de asemenea foarte mari, marea sarmatică. Datorită ridicării unor creste de munți embrionari, aparținând sistemului alpin într-o fază următoare s-a produs întreruperea comunicațiilor cu apele calde și cu salinitate normală, pe care marea Paratethys o realiza între oceanele Atlantic și Pacific, determinând în marea sarmatică, devenită izolată, o puternică sărăcire a faunelor prin dispariția acelor grupe (Corali, Brachiopode, Echinoderme, numeroase Moluște etc.) care n-au suportat îndulcirea apelor sau care se pot dezvolta numai la temperaturi ridicate, subtropicale. În consecință, din luxurianta faună tortoniană, cu caracter subtropical și mediteranean, a supraviețuit un număr relativ mic de genuri care s-au putut adapta noilor condiții de viață mai puțin favorabile: ape salmastre (15–25 gr/l) și o temperatură mai scăzută.

Puținele genuri (*Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium* etc.), care au supraviețuit acestor schimbări, au luat în schimb o mare dezvoltare numerică, dind naștere unui număr impresionant de genuri noi, de specii și de varietăți. Alte genuri: *Pleurotoma*, *Murex*, *Ostrea*, etc. au supraviețuit numai puțin și sunt rare în depozitele Sarmățianului inferior în bazinele panonice. În comparație cu faunele marine tortoniene, în care speciile posedă o anumită constantă morfologică — datorită condițiilor biologice uniformizate prin existența curentilor marini — faunele sarmatiene au dat mult de lucru paleontologilor, datorită marii lor variabilități specifice, care trădează existența unor condiții biologice locale variate, caracteristice fiecărui sector restrâns de mare în parte.

În dezvoltarea litologică a Sarmățianului din bazinul Silvaniei remarcăm existența acelorași două faciesuri care se mențin constant în toată Depresiunea panonică. Unul este reprezentat prin calcare lumanșelice și oolitice, dezvoltat numai peste rocile fundamentului în imediata apropiere a țărmului, unde apele aveau adâncimi foarte mici. El reprezintă depozite de plajă. Al doilea facies este detritic, constând din puține piețrișuri în general cuarțoase și fine, din nisipuri și marne. Acest facies este mai puțin fosilifer și s-a depus la gurile rîurilor, precum și în larg la oarecare adâncime.

În deschiderile de pe marginile bazinului grosimea Sarmățianului rămâne sub 100 m., dar crește mult în forajele de la W de insulele cristaline.

Urmărind dezvoltarea depozitelor sarmatiene, începînd de la S spre N, trebuie semnalat faptul că majoritatea aflorimentelor din interiorul bazinului, apar pe văi, unde au fost dezvelite prin eroziune. Mai rar, ele se întâlnesc și pe creștele dealurilor ca martori de eroziune. Suprafața din sudul bazinului este cea mai bogată în deschideri cu depozite sarmatiene. În această ultimă regiune, văile pe care apare Sarmățianul sănt: V. Poișcului și V. Ostenii cu afluenții lor, precum și văile Dobrin, Peștilor, Radului, Cizerului și Ciungilor, afluenți ai Barcăului sau care dau naștere văii Crasna.

Sarmățianul este reprezentat aici prin marne nisipoase, micacee, cenușii cu Ceriți, Cardiacee și Maestre, prin nisipuri gălbui cu stratificatie neregulată care conțin Ervili, Cardiacee și intercalări de pietriș. Mai



întîlnim gresii microconglomeratice, microconglomerate și conglomerate cu mulaje de Moluște. În marnele sarmațiene întîlnim frecvent resturi de plante incarbonizate care formează uneori chiar lentile de cărbune cu grosimi reduse și fără importanță economică.

La N de Ciucea, pe V. Poicului și afluenți, Sarmatianul constă din gresie grosieră, friabilă, cenușie, cu fragmente de Moluște mici, precum și din marne cenușii nisipoase cu *Ervilii*, *Cardiacee*, *Ceriți* și fragmente de lemn incarbonizat. Orientarea lor este NE—SW și căderea mică spre NW. Sarmatianul suportă aici pietrișurile și nisipurile pliocene, care iau contact cu Cristalinul Meseșului.

Pe V. Oștenii și pe afluenții ei apar în numeroase deschideri marne nisipoase fine, cu fragmente de Moluște (probabil Mactre) care alternează cu nisipuri, cu lentile subțiri de pietriș și uneori cu gresii microconglomeratice cenușii. Orientarea depozitelor este NW—SE și inclinarea spre NE.

Pe pîriul Cionchii, afluent pe stînga al pîriului Oștenii se găsesc în marne : *Mactra* sp., *Ervilia* sp., *Modiola* sp., *Mohrensternia* sp., precum și *Cardium* cf. *transcarpaticum* GRISK., iar în gresii și microconglomerate : *Ervilia podolica* EICHW., *Potamides mitralis* EICHW., *Pirenella picta* DEFR., *P. nodosoplicata* HÖRNES., *Terebralia lignitarum* EICHW., *Faunus ornatus* DESH., *Neritina picta* FÉR., *Prososthenia zitteli* LÖR., *Hydrobia* sp., *Murex* sp., *Helix* sp. etc. precum și impresiuni de plante sau fragmente de lemn incarbonizat. Pe afluenții de pe dreapta văii Oștenii, în special pe V. Bivolilor, marnele sunt subordonate gresiilor microconglomeratice. În acestea se găsesc mulaje de Gasteropode mici, iar din nisipul grosier am putut determina : *Bulla lajonkaeriana* BAST., *B. convoluta* BROCC., *Mohrensternia* sp., *Cardium* sp., *Ervilia* sp.

Pe V. Cizerului, Sarmatianul foarte bine deschis este format din alternanțe de marne cenușii, nisipoase, micacee, cu nisipuri cenușii fosilifere. Din cursul superior al văii se pot aduna : *Cardium* cf. *transcarpaticum* GRISK., *C. litopodolicum* DUB., *C. vindobonense* LASK., *Mactra* sp., *Ervilia podolica* EICHW., *Bulla* cf. *okeni* EICHW., *Cerithium rubiginosum* EICHW., *Buccinum* sp., *Potamides mitralis* (EICHW. În cursul inferior al acestei văi predomină nisipuri cu intercalatii neregulate de pietriș și strate subțiri de marne. Aici se găsesc *Cardium vindobonense* LASK., *Cardium* sp., *Ervilia* sp., *Pirenella picta* DEFR., *Cerithium rubiginosum* EICHW.

Nisipuri fosilifere cu aceleași specii de Moluște apar pe văile : Sirbilor, Radului, Peștilor etc. Trebuie să menționăm că, în apropierea Tortonianului, nisipurile sarmațiene sunt mai albicioase, conțin material tufaceu și intercalații grezoase tufacee cu mulaje de Moluște.

Remarcăm lipsa depozitelor sarmațiene începînd de la Pria spre NE, pe toată marginea bazinei pînă la cristalinul horstului Prisaca, unde Sarmatianul de asemenea lipsește. Pliocenul ia contact aici cu Tortonianul printr-o falie, dar Sarmatianul a fost erodat, întrucît în unele foraje (Crișeni, Ortelec etc.) este necunoscut în timp ce în altele este prezent.

Pe rama munților Plopiș Sarmatianul apare în regiunea satelor Preuteasa, Fizeș, Lazuri, Iaz, Plopiș, Aleuș și Hălmajd întotdeauna peste Cristalin sau în imediata apropiere a acestuia.

La Preuteasa, sunt cunoscute patru petece, fiecare cu o suprafață de numai câteva zeci de metri pătrați, situate pe curba de nivel de 400 m a dealului Dumbrava. Trei dintre ele constau din calcar lumașelic cu coloniile sferice ale unui briozoar (fig. 8).

La Fizeș Sarmațianul ocupă o suprafață de cca 0,5 km² în jurul dealului Bontei. Fiind așezat și aici pe Cristalin este reprezentat mai ales prin calcar, care a făcut în trecut obiectul exploraților pentru prepararea varului. De aici am recoltat: *Cardium lithopodolicum* DUB., *Musculus naviculoides naviculoides* KOLES., *Serpula* sp. și colonii de Brioza sferice.

La Lazuri, pe marginea de W a satului, constatăm prezența a opt petece în general mici, cu excepția uneia care acoperă o suprafață de cca 1000 m². Petecele mici constau din calcar lumașelic, iar cel mare din argile, din marne, puțin microconglomerat și calcar lumașelic. De aici am recoltat *Cerithium* sp., *Cardium* sp. *Ervilia* sp. și *Modiolus* sp.

La Iaz, Sarmațianul apare într-un singur punct pe o suprafață de cca 100 m² pe marginea de SW a satului, într-o rîpă. Consta din argilă și nisip din care s-a recoltat *Cerithium volhynicum* FRIEDB. și *Potamides mitralis* EICHW..

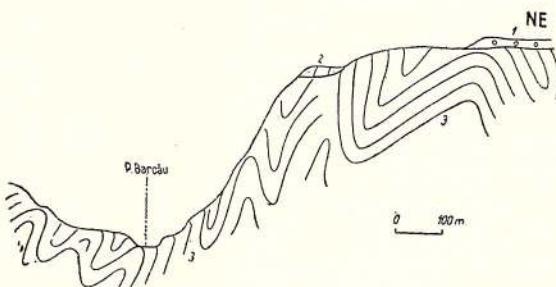


Fig. 8. — Profil de pe V. Barcăului (Preuteasa).
1, pietriș de piemont, 2, calcar lumașelic sarmațian; 3, Cristalin.

Abb. 8. — Profil aus dem Barcău-Tal (Preuteasa).
1. Piedmontschotter; 2. Sarmatischer Muschelkalk; 3. Kristallin.

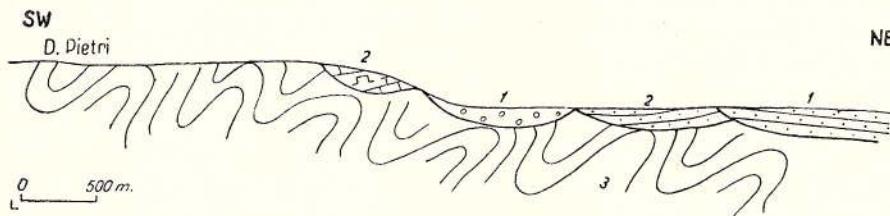


Fig. 9. — Profil de la SW de satul Plopis.
1, Pontian, 2, Sarmatian, 3, Cristalin.

Abb. 9. — Profil süd-westlich vom Dorf Plopis.
1, Pont; 2, Sarmat; 3, Kristallin.

La S și W de Plopis, (fig. 9) Sarmațianul apare sub forma a nouă petece cu suprafețe începând de la câteva zeci de metri pătrați pînă la peste una mie metri pătrați. Opt dintre ele fiind așezate nemijlocit peste Cristalin, constau din calcar lumașelic și oolitic, în timp ce a nouă de pe V. Racoviță constă din marne, gresii și conglomerat.

Bazindu-se pe material paleontologic provenit din regiunea satului Plopiș, recoltat probabil de K. ROTH TELEGD înainte de 1918, G. BETHLEN (1933) determinându-l, susține, fără a fi cunoscut personal regiunea, existența întregului Sarmatian și continuitatea de sedimentare cu Pliocenul. Prezența Sarmatianului numai sub formă de petece, adesea minuscule, care apar ici-colo încăete în Pliocene, exclude, chiar de la o privire fugări a hărții geologice, presupusa continuitate de sedimentare.

La Aleuș, constatăm prezența a cinci petece de Sarmatian, patru dintre ele se află pe V. Găii. Aceasta străbate satul dezvelind Cristalinul care avansează spre NE pe o distanță de 2 km sub forma unui pinten. Al cincilea petec, cu o distanță numai de 2–3 m², se află în capătul de W al satului, pe drumul de culme ce suie la munte.

Regiunea cea mai de N, în care apare Sarmatianul pe marginea de E a Cristalinului Plopiș, se află pe marginea de S a satului Hălmajd, unde îl întâlnim sub forma a patru petece dispuse pe Cristalin și în consecință, dezvoltat sub facies de calcar lumașelic și oolitic. Aici se întâlnește în dealul Piciorul Varului, iar apariția cea mai mare se află pe stînga văii Varului, unde ocupă o suprafață de cîteva mii de metri pătrați, acoperind întreaga creastă a dealului. În capătul de E al acestei apariții există o carieră din care s-a extras material pentru șoseaua Șimleu-Oradea, precum și o dolină, singura care a putut fi observată în calcarul de această vîrstă. Aici am recoltat mulaje de *Cerithium*, *Trochus*, *Modiolus*, *Tapes* și *Cardium*.

Mai departe spre N, Sarmatianul nu mai este cunoscut pe marginea de E a munților Plopiș. El apare abia în sondele de la N de Suplacul de Barcău, unde este situat la adîncimi pînă la 900 m., dovedind puternica scufundare suferită de acea regiune în Pliocen.

În interiorul bazinului, Sarmatianul apare la zi în legătură cu insulele cristaline ale Măgurii Șimleului și Heghișei.

La Cehei, concordant peste conglomeratele tortoniene se dispun marne tufacee, albicioase, micacee, cu o bogată faună de Lamellibranchiate: *Cardium transcarpathicum* GRISK., *C.praeplicatum* PAPP, *C. vindobonensis* LASK., *Modiolus* sp. și fragmente de plante.

La NE de Borla, peste depozitele tortoniene, Sarmatianul apare sub forma unui petec cu o suprafață de cca 200 m, fiind reprezentat prin marne cenușii, micacee, foarte fosilifere. De aici s-a determinat *Cardium transcarpathicum* GRISK., *Ervilia dissita* EICHW., *Trochus* cf. *planatum* FRIEDB., *Trochus* sp., *Replidacna* sp., *Nassa* sp., precum și numeroase microfosile. Tot în legătură cu insula miocenă de pe Cristalinul Heghișei, Sarmatianul mai apare la zi la N de Archid, pe Valea Largă, unde conține *Cardium plicatum* EICHW.

În forajele executate recent în bazinul de eroziune al Nușfalăului și mai la S, Sarmatianul a fost întâlnit la: Fizeș, Marin, Bănișor, Crasna Valcăul de Jos, Aleuș, Hălmajd, Bozieș, Drighiu și Nușfalău, în toate fiind reprezentat prin marne și nipuri cu puține microfosile.



9. PLIOCENUL

În comparație cu depozitele neogene anterioare, sedimentele plio-cene se caracterizează prin marea suprafață pe care o ocupă și prin marea lor grosime, datorită mișcărilor de scufundare continuă în timpul sedimentării ale unor blocuri care alcătuiesc fundimentul. Au fost separate pe baze faunistice și litologice, etajele Pontian, Dacian și Levantin (?). Fauna marchează îndulcirea totală a apelor. Sărăcia în fosile a unor pachete groase de strate este, în Pontian, consecința caracterului de mare închisă a apelor (lipsă de curenți verticali care să ducă oxigenul pînă la fund), precum și a erodării depozitelor litorale, singurele în care se dezvoltă o faună bogată. Sărăcia în fosile a Dacianului se datorează faciesului torrential al depozitelor și amestecului de cenușă vulcanică.

Distribuția fragmentară a depozitelor sarmatiene, existența documentelor paleontologice numai pentru orizontul inferior al acestora, contactul permanent transgresiv al Pliocenului peste Toitonian sau peste roci mai vechi, lipsa Sarmatianului din numeroase foraje etc., ne îndreptătesc să ne menținem ferm la părerea noastră anterioară relativ la o îndelungată perioadă continentală preponțiană. Includerea parțială în Sarmatian a depozitelor „panoniene” este în contradicție cu marele salt faunistic de la limita Sarmatian – Pliocene, întrucât nici o specie pliocenă nu poate fi derivată direct din fauna marină sarmatiene. O faună de mamifere locală, care să justifice includerea depozitelor cu Congeriei în Sarmatian, lipsește.

BODA (1959) sustine ideia continuității de sedimentare din interiorul depresiunii cu numeroase argumente. Nu ne îndoim că va sosi și timpul cînd se vor găsi criteriile care ne vor permite recunoașterea fazei continentale și în regiunile din interiorul depresiunii, după cum, pînă la urmă, s-au găsit criteriile care ne-au permis, de altfel destul de tîrziu, să putem recunoaște lacuna din Sarmatianul și Pontianul de pe marginile depresiunii, lacună mult timp de asemenea contestată.

Pînă în prezent nu s-a găsit încă explicația pentru ce, în timpul perioadei continentale dintre Sarmatian și Pontian, eroziunea de pe marginea de est a depresiunii panonice a fost mult mai intensă chiar decît cea actuală dezvelind rocile prepliocene mai adînc ca astăzi și pe suprafetele mult mai mari. Să fi avut ea la dispoziție un timp mai îndelungat decît intervalul Pliocen superior – Holocen, sau era nivelul de bază mai coborît ca cel actual? În ipoteza persistenței apelor în bazin, nivelul de bază ridicat explică greu această eroziune intensă datorită căreia depozitele tortoniene și sarmatiene au fost îndepărtate în mare parte.

În ipoteza continuității de sedimentare nimeni n-a putut lămuri cauzele dispariției brusă și fără urmași a faunei sarmatiene, cînd totuși depresiunea ar fi rămas acoperită de ape permanent, și nici cum a putut fi înlocuită în aceste condiții fauna marină cu fauna panonică de origine mai veche, care se dezvoltase anterior în rîuri, lagune și estuare. Numeroșii geologi, care susțin continuitatea de sedimentare, se mențin într-un cadru cu totul general și nici unul n-a încercat delimitarea acelei suprafete care a rămas acoperită de ape continuu. Prezența unor mici lacuri relicte de



tipul Balatonului actual nu contrazice ideea existenței acelei perioade continentale.

În ipoteza continuității se pune problema ce s-a făcut cu enorima cantitate de săruri pe care le conțineau apele Mării Sarmatice? Acestea n-au dispărut din apele bazinului prin simplă concentrare, întrucât depozitele sarmatiene nu conțin nici un fel de sedimente de precipitare chimică. Gipsul din bazinul Baia Mare, atribuit mai de mult Sarmatianului, a fost dovedit că este de vîrstă tortoniană. S-ar mai putea emite ipoteza că acele săruri au fost înglobate pe început în sedimentele sarmatiene. Totuși sedimentele de această vîrstă posedă grosimi relativ reduse și nu conțin nici un fel de săruri, atât nisipurile—din care sărurile au putut fi spălate între timp—cât și mai ales marnele. Dacă îndulcirea apelor ar fi fost un fenomen continuu, atunci cum ne putem explica pragul faunistic existent prin dispariția bruscă a speciilor sarmatice și prin apariția explozivă a Melanopisidelor și Congeriilor care lipsesc din lista faunelor sarmatiene? Existența acestui prag faunistic reiese, între altele, și din afirmația repetată a lui BODA că stratele de tranziție din interiorul depresiunii sunt lipsite de macrofosile, ele conținând cel mult Ostracode.

Evacuarea completă a apelor sarmatice din bazin explică, prin ridicarea fundului, atât dispariția sărurilor și a faunei salmastre, cât și apariția explozivă a faunei pontiene care a venit odată cu apele dulci de pe continent.

Întrucât blocul munților Apuseni a prezentat mișcări pe verticală independente, în comparație cu celelalte numeroase blocuri care formau tărmurile mării interioare panonice, iar sedimentele și fauna prezintă variații caracteristice fiecărui din aceste blocuri, nu se poate aplica și la noi clasificarea în opt zone propuse de A. PAPP, pentru bazinul Vienei. Putem totuși constata că zonele C—E sunt prezente.

În timpul Pontianului apele au posedat o stratificație comparabilă aceleia din Marea Neagră actuală, în sensul că apele adânci fiind stagnante erau bogate în H_2S , în timp ce la suprafață, deci și la țărm, ele posedau cantitatea normală de oxigen. Mai demult noi atribuam această stratificație unui grad foarte redus de salinitate din apele adânci. Prezența H_2S în apele adânci din timpul Pontianului nu este legată neapărat de existența mediului salin, ci H_2S se putea dezvolta și din substanțele proteice ale organismelor care trăiau la suprafață, iar după moarte cădeau pe fundurile adânci. Deducem aceasta din marele număr de concrețiuni minuscule de marcasită din marnele pontiene, care dau miroslul și gustul characteristic apelor arteziene provenite din Pontian, precum și temperatura lor mai ridicată decât cea corespunzătoare adâncimii de la care provin.

Apele superficiale trebuie să fi posedat, în unele momente, un oarecare grad de mobilitate, care a permis transportul materialului sedimentar de la mari depărtări. Într-adevăr constatăm că nisipul, cel mai deseori foarte fin, precum și suspensiunile, din care au luat naștere marnele, de vîrstă pliocenă cu caracter de molasă, nu-și trag originea din tărmurile imediat învecinate, ci au o proveniență încă necunoscută, venind probabil din molasa mai veche miocenă a bazinului transilvan, sau chiar din flișul carpatic.



Numeroasele specii de Limnocardiacee din depozitele Ponțianului panonic nu sunt o dovadă de existență unui grad oricăr de scăzut de salinitate întrucât acestea, în calitate de forme eurihaline, suportau și ape complet îndulcite.

Temperatura apelor era mai ridicată decât cea actuală din regiune iar diferența dintre vară și iarnă mai mică, dovadă cochiliile mari și groase ale unor Melanopsidă și Congerii. Această temperatură era datorită atât unui climat mai dulce decât cel actual, cât și cu siguranță activității hidrotermale mult mai intense decât astăzi, pe numeroasele fracturi care separau între ele blocurile de fundament din interiorul bazinului sau de pe marginile sale.

Dintre cele trei mari familii de moluște caracteristice Ponțianului panonic (Limnocardiacee, Congerii și Melanopsidă), ale căror specii alcătuiesc circa 75% din faună, primele sunt singurele care prezintă afinități cu faunele salmastre anterioare. Întrucât însă Limnocardiaceele sunt forme puternic eurihaline, care au trecut în Sarmatianul superior – Meotian printr-un studiu lacustru, de apă dulce, ele nu pot fi folosite în scopuri stratigrafice. O importanță stratigrafică mai mare o au Congerii care sunt prezente atât în faciesul litoral, cît și în cel neritic, în timp ce Melanopsidalele prezintă importanță stratigrafică cea mai scăzută, ele fiind cantonate în zona litorală.

Marea diversitate a speciilor de moluște pliocene panonice este consecința unui stadiu de evoluție a faunei în numeroase lacuri preponțiene independente, în care au luat naștere specii diferite. Umplerea depresiunii panonice cu ape dulci în timpul Pliocenului, a permis speciilor astfel formate să capete o mare răspândire teritorială.

Prezența unor specii de Melanopsidă și de Congerii, cu talia mare și cochilia groasă în regiunea tărmului mai dovedește că acestea erau specii care trăiau în ape litorale agitate.

Depozitele pliocene se prezintă sub faciesul panonic, caracteristic întregului bazin al Dunării mijlocii, începînd de la Viena pînă la Carpații orientali. Ele au fost sedimentate într-un bazin care reprezenta ultimile rămășițe ale mării Parathethys, un lac cu totul îndulcit și izolat în cea mai mare parte a timpului, de bazinile existente spre S și SE.

După cum este ușor de înțeles, pe o suprafață așa de vastă, depozitele pliocene nu puteau prezenta un facies litologic și paleontologic uniform, ci ele erau influențate puternic de condițiile locale, caracteristice fiecărui bloc în parte, care alcătuiau tărmurile. În consecință, depozitele pliocene sub facies panonic pun o serie de probleme care, cu toate că sunt atacate încă mai bine de 100 de ani, nici pînă acum nu s-a ajuns la soluționarea lor univocă. Dimpotrivă, se pare, că pe măsură ce dispunem de date mai numeroase, problema se complică.

Problema depozitelor pliocene din Depresiunea panonică se punea în primele decenii ale acestui secol numai ca o problemă de nomenclatură, anume dacă este cazul să fie folosită denumirea mai veche de Ponțian sau cea mai nouă de Panonian. Discuțiile aprinse ale geologilor asupra acestei probleme au fost rezumate de ȘT. GĂAL (1938) care înglobează depozitele



sarmațiene Pliocenului și de St. VITÁLIS (1942) care opinează pentru folosirea denumirei de Ponțian, în timp de denumirea de Panonian trebuie să-și păstreze înțelesul comprehensiv inițial, dat de ROTH TELEGD în 1879 de strate cuprindând întregul pachet situat între Sarmațian și Cuaternar.

În căutarea soluției celei mai potrivite pentru rezolvarea acestei probleme dificile, există și geologi cari, constatănd lipsa documentelor paleontologice pentru existența Sarmațianului superior, aşa cum acesta este înțeles la exteriorul arcului carpatic, propun a se atribui această vîrstă unui pachet din baza stratelor cu congerii. Ei separă astfel un etaj Panonian care ar face tranzitia spre etajul Ponțian s. str. de vîrstă Pliocen-inferioară. Totuși, puternica discordanță care poate fi constatătă pretutindeni între stratele cu Ceriți și cele cu Congerii, nu permite adoptarea acestei soluții, care putea fi propusă numai într-un timp cînd lucrările de cartare detailată erau încă într-un stadiu inițial.

După ce un timp îndelungat numeroși geologi de vază au susținut cu lux de argumente ideia continuității de sedimentare dintre Sarmațian și Pliocen pe marginile depresiunii, noi am reușit să dovedim că faunele mixte, pe care se bazau aceștia, constau în realitate din specii sarmațiene remaniate în număr de exemplare apreciabil în timpul depunerii Ponțianului. Partizanii acestei concepții n-au dezarmat însă, ei susținînd acum existența continuității de sedimentare numai în interiorul bazinului. Apele și-ar fi ridicat din nou nivelul în Ponțian, cînd apar cu caracter transgresiv numai pe marginile bazinului.

Continuitatea de sedimentare presupusă de numeroși geologi în regiunile din interiorul bazinului, precum și întreruperea acesteia, nu poate fi nici dovedită și nici contestată cum se obișnuiește numai pe bază de foraje. Lipsa constantă a fosilelor chiar la nivelul unde bănuim existența limitei Sarmațian—Pliocen, cît și importantul salt faunistic între aceste două etaje, reprezintă argumente în favoarea întreruperii sedimentării. Continuitatea de sedimentare, admisă timp de decenii pentru regiunile de pe marginile depresiunii Dunării mijlocii, era determinată de prezența acelorași fel de roci, marne și nisipuri în Sarmațian și Ponțian, precum și de alterarea subaeriană a depozitelor sarmațiene în timpul perioadei continentale preponțiene, alterare care a determinat ca la contactul dintre roca de vîrstă mai veche și cea de vîrstă mai nouă să nu se poată observa vreo discontinuitate litologică.

Este cazul să se menționeze că, atât la suprafață, cît și în foraje nu pot fi separate depozite pe care să le atribuim Meotianului. MATEESCU separă într-adevăr în forajul de la Crișeni un pachet cuprins între 400—488,30 m de marne vinete, uneori micacee și chiar nisipoase cu *Hydrobia* și Ostracode, pe care le atribuie cu probabilitate Meotianului. Unii geologi de mai tîrziu au transformat această probabilitate, fără să aibă vreun argument în plus, în siguranță. Existența Ponțianului și a Dacianului este asigurată pe baze litologice și paleontologice. Depozitele pliocene se încheie pe marginile bazinului prin pietrișuri de cristalin puțin rulate în apropierea ramei și constănd aproape numai din quart bine rulat în interior și la NW de Măgura Șimleului, material pe care-l atribuim, cu



semnul întrebării Levantinului, întrucât ocupă poziții superioare depozitelor precedente, prezintă structură toreanțială și nu conțin fosile.

Apele pliocene din Depresiunea panonică au stat în legătură temporară cu apele lacurilor de la exteriorul arcului carpatic în fazele lor de transgresiune maximă din Pontian, cînd a avut loc un schimb faunistic redus (cîteva specii de Congerii comune, *Valenciennessius*, specii înrudite de Limnocardiacee). De asemenea constatăm existența unor specii de Unionide, Vivipare, Melanopsida etc., de vîrstă levantină, comune pe ambele laturi ale Carpaților.

a) *Pontianul*. Depozitele de această vîrstă posedă cea mai mare răspîndire. Ele ocupă șanțul Zălăului în întregime, unde apar sub forma unei zone late între 15—20 km, avînd direcția NE—SW. Pe marginea de N a bazinului ele se continuă fără nici o întrerupere cu depozitele de aceeași vîrstă din bazinul Baia Mare și numai cercetările geofizice ar putea descoperi o eventuală limită a celor două bazine în fundamentalul preneogen.

Pe marginea de SE a bazinului, Pontianul ia contact cel mai adesea cu Tortonianul, dar pe unele distanțe și cu alte formațiuni mai vechi, cum cu este Paleocenul și Eocenul de la W de Ortelec și cu Cristalinul la E de Zălau.

Contactul dintre Pontian și formațiunile mai vechi este reprezentat cel mai adesea prin linii de falie în lungul cărora au avut loc noi prăbușiri cu ocazia transgresiunii pliocene. Nivelul apelor pontiene și depozitele acestuia au depășit faliile în numeroase regiuni în funcție de relieful pre-pontian, dar de pe aceste suprafete ele au fost erodate cel mai adeseori.

Pe marginea de SW a bazinului, Pontianul ia contact, cel mai adesea, cu Cristalinul horstului Plopiș și numai în regiunea de S a bazinului depozitele sale acopăr Tortonianul sau Sarmatianul pe mari suprafete.

Spre deosebire de limitele sale de SE și SW care, fiind de natură tectonică, sunt aproape rectilinii, limita de WNW constă dintr-o linie sinuoasă datorită faptului că Pliocenul prezintă înclinări numai foarte mici spre W sau NW, depozitele pontiene din șanțul Zălăului se continuă și dincolo de insulele cristaline, pe oarecare distanțe, mai ales în lungul cursurilor de ape principale Barcău și Crasna, care s-au adîncit cel mai mult, dispărînd în cele din urmă sub depozitele înclinate numai de cîteva grade ale Dacianului.

Întrucât faciesul sub care se prezintă depozitele pontiene nu este constant nici pe orizontală și nici pe verticală, în clasificarea depozitelor sale vom distinge existența a trei orizonturi în șanțul Zălăului și a două orizonturi în regiunea de la W de insulele cristaline. Într-adevăr cele trei insule de cristalin din interiorul bazinului au determinat o variație de facies, datorită faptului că apele unui rîu, care venea din spre S din interiorul munților Apuseni (Paleo-Drăganul), se surgeau în Pontian spre N prin șanțul Zălăului, pentru a ajunge în bazinul Baia Mare, și nu spre W, după cum am putea fi tentați să admitem pe baza orientării rețelei hidrografice actuale.

Cele trei orizonturi din șanțul Zălăului sunt: unul basal conglomeratic, unul mediu predominant marnos și altul superior argilo-nisipos,



iar cele două orizonturi din regiunea de la W de insulele cristaline constau dintr-un complex inferior grezo-nisipos neproductiv, identificat numai în foraje și unul superior marno-nisipos cu numeroase strate de lignit. Marnele conțin numeroase concrețiuni de marcasită.

Pe rama cristalină și în jurul insulelor cristaline s-a dezvoltat un facies litoral nisipos foarte bogat în fosile (*Melanopsid*, *Congerii*, *Cardiacee* etc.) dar acesta a fost erodat în cea mai mare parte în timpul formării depozitelor de piemont de la sfîrșitul Pliocenului. Cel mai bine s-a păstrat în jurul insulei cristaline a Măgurii Șimleului, la Pericei și Giurtelec.

În sedimentele ponțiene, depuse la oarecare depărtare de tărâm, fosilele nu sunt distribuite uniform. În timp ce pachete întregi sunt lipsite de macrofosile și numai Ostracodele sunt prezente, anumite nivele cu grosimi centimetrice abundă în exemplarele aceleiași specii. Aceste nivele s-au depus de sigur, în scurtele intervale de timp cînd, printr-o cauză oarecare, apele de la fund erau aerisite. Alteori fosilele din interiorul bazinului apar în intercalării microconglomeratice subțiri, fapt care indică aducerea lor de la tărâm de către curenti. De altfel, ele prezintă și urme de transport.

Limitele dintre orizonturi sunt cu totul arbitrară întrucît nu s-a putut constata nicăieri nivele reper sau bancuri caracteristice.

În șantul Zălaului, orizontul superior al Pontianului a fost depus, în colțul de S al bazinului, sub influența Paleo-Drăganului. La gurile acestuia a fost depusă o alternanță de nisip și pietriș torrential cu o grosime de peste 100 m, în timp ce spre N apele transportau spre bazinul Baia Mare material tot mai fin.

Urmărind acest orizont spre N, constatăm că la nivelul satului Cizer pietrișul încetează. Totuși un număr de deschideri bune, situate în plin bazin, dovedesc existența sedimentației deltaice în tot timpul depunerii orizontului superior, cînd bazinul se umplea treptat, începînd de la S spre N. Lipsa unor strate de lignit exploataabile în șantul Zălaului se datorează condițiilor biologice defavorabile dezvoltării turbăriilor anume apelor adînci și în continuă mișcare.

La W de insulele cristaline interioare Pontianul se depunea în condiții diferite, caracterizate prin ape puțin adînci și stagnante care favorizau dezvoltarea turbăriilor și deci a lignitului.

Cîteva deschideri interesante în Pontian sunt următoarele :

La W de Ip, pe V. Minei, constatăm predominarea argilelor cenușii, gălbuli prin alterare, cu concrețiuni calcaroase diagenetice. Într-o deschidere constatăm următoarea succesiune : în bază argilă cenușie șistoasă, cu grosime necunoscută, apoi 0,5 m lignit cafeniu foios, cu aspect aproape disodilic datorită alterării ; urmează 1 m argilă cenușie foarte bogată în *Melanopsis sturi* FUCHS și *Congeria* cf. *amygdaloïdes* DEMK. ; din nou lignit negru de 0,3 m ceva mai compact, iar la partea superioară argilă cenușie cu cristale de gips. În halda de aici se găsește un mare număr de *Melania (Brotia) escheri* BRONGT : fosil care se întâlnește în numeroase alte puncte ale bazinului (Suplacul de Barcău, Bobota, Sărmașag etc.) în preajma stratelor de lignit.



La Zăuan, pe marginie de N a satului, apare un sol nisipos format din material fin gălbui, cu concrețiuni calcaroase diagenetice. Cu toate că roca este foarte puțin cimentată, este destul de rezistentă astfel că pot fi săpate în ea pivnișe. La gurile acestora, dintr-un nisip galben cu intercalății cărămizii, se poate recolta *Melanopsis sturi* FUCHS, *M. vindobonensis* FUCHS și *Congeria* sp. Structura torrentială este pusă în evidență prin galeti de marne cu formă discoidală și cu dimensiuni de 2–6 cm.

Sedimentația deltaică se poate constata în bune condiții în cariera mică de la N de Nușfalău situată la E de șaua prin care calea ferată și șoseaua trec din V. Barcăului în drum spre Șimleul Silvaniei. Aici predomină nisip fin, torrential cu numeroase fragmente mici de Congerii și de Melanopsisde sparte, datorită transportului, dintre care am determinat *Melanopsis rindobonensis* FUCHS.

La W de Plopiș, într-un ogaș pe stînga văii Crucii depozitele pontiene deltaice sunt deschise pe o grosime de aproape 50 m. În bază apar argile nisipoase cu o grosime de cca 3 m, urmează un strat gros de 2 m de pietriș bine rulat format pe socoteala Cristalinului, dar continând și mult material eruptiv provenit din Vlădeasa. Deasupra acestuia se așază nisip fin în alternanță torrentială cu nisip grosier, pe o grosime de 5 m. Urmează o alternanță de nisip cu pietriș în strate torrentiale, totul cu o grosime de cca 10 m, pînă la un strat de pietriș grosier, gros de 1 m, cu mult material eruptiv. Deasupra constatăm o alternanță în care predomină nisip de diferite granulații, cu argile nisipoase, dar și slabe intercalații de pietriș, totul avînd o grosime de cca 10 m și care este acoperită de argilă cu o grosime de cca 0,5 m. La partea superioară constatăm prezența unui strat format din pietriș de Cristalin cu mult Eruptiv, cu structură torrentială și o grosime de cca 4 m, acoperit la rîndul său de nisip argilos, micaceu, cu care se încheie sedimentarea Pontianului. La rîndul său acesta este acoperit cu material de piemont (Levantin ?), format numai din material de cristalin, cu o grosime de cca 8 m.

În acest complex, n-am reușit să găsesc fosile, dar acestea au fost întîlnite într-o succesiune asemănătoare numai la 1 km mai spre N, într-o ripă împădurită de curînd, care se varsă în V. Lușor, ceva mai sus de biserică din Plopiș. Aici am găsit impresiuni de Limocardiacee.

Faciesul deltaic apare dezvoltat cel mai clar în colțul de S al bazinului, la S de Cizer, unde constă dintr-o alternanță de nisip micaceu cu granulație medie și pietriș cu dimensiuni începînd de la cele mai fine pînă la 25 cm.

Pînă acum materialul torrential din colțul de S al bazinului era atribuit fie Cuaternarului (harta 1 : 500.000), fie stratelor de Cîndești (MATEESCU). În 1962, A. CLEMENS a reușit să descopere pe versantul drept al văii Crucii, affluentă pe dreapta a văii Boului la S de Cizer, din nisipuri fine cîteva exemplare de *Congeria partschi* ČJŽEK. și *C. marcoviči* BRUS., care indică vîrstă pontiană a pietrișurilor.

În capătul de S al satului Crasna la fabrica de cărămidă, constatăm următoarea succesiune, începînd de la bază : argilă masivă, slab nisip-

poasă, cenușie de cca 3 m, alternanță de argilă și nisip în strate cu grosime variată (1 m), nisip fin galben cu o grosime de 3 m, având concrețiuni sferice, argilă nisipoasă cenușie de 1 m și apoi argilă alterată gălbuie. Mai sus, în afara de carieră, terenul în pantă este alunecat întrucât nisipurile care predomină, posedă numeroase intercalații de argilă. În acest teren alunecat de deasupra carierii se găsesc rare fragmente de Congerii.

Creste de dealuri secundare cu direcția aproximativ E-W, care coboară din creasta principală a Meseșului, prezintă o ruptură de pantă evidentă de îndată ce intră în depozitele neogene. Acestea sunt reprezentate prin Ponțian, iar adeseori culmile sunt ocupate de pietriș de piemont. Împrejurimile orașului Zălau posedă numeroase deschideri care au fost cercetate de geologi în repetate rânduri, începînd cu HOFMANN și MÁTYÁSOVSZKY pînă la S. PAPP și MATEESCU care au citat numeroase specii de Congerii, Hidrobii, Limnocardiacee, Neritine etc.

Pe marginea de S a satului Crișeni, există o carieră mică în nisip fin cu alternanțe subțiri de argilă, nefosilifere, în care structura deltaică este clară, întrucât după ce s-a depus un strat subțire de nisip fin de un curent cu o anumită direcție, acest strat a fost erodat parțial pe el depunîndu-se o intercalație de argilă nisipoasă și apoi din nou nisip fin de către un curent cu o altă direcție. Tot la Crișeni, în livezile de pe marginea de N a satului, în cariera înaltă de cca 5 m, cu nisip ceva mai grosier, structura torrentială este pusă bine în evidență prin numeroși galeti discoidali de marnă, cu un diametru de 5–15 cm și o grosime de 2–5 cm.

La W de Crișeni, în jurul cătunului Oaia, apar fosile pontiene strivite în nisip și pietriș torrential, iar în Dealul Mare, de la SE de Hereclean S. PAPP a recoltat: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. pygmaea* PARTSCH, *M. bouéi* FÉR., *Congeria partschi* CŽJZEK și diferite Limnocardiacee.

O deschidere instructivă asupra înfătișării Ponțianului întîlnim în capătul de W a satului Mirșid, pe stînga văii principale a satului în cariera din D. Dumbrava. Aici Ponțianul constă din bancuri de nisip micaceu foarte puțin cimentat, groase de 1–2,5 m, care alternează cu orizonturi de argilă cu o grosime numai de 15–20 cm. Nisipul prezintă structură torrentială, pusă în evidență prin numeroși galeti discoidali de tuf dacitic și de marne lungi de 5–10 cm, aduși de curenți. Interesul mare pe care îl prezintă însă această deschidere este prezența unei falii cu o săritură de peste 2 m, avînd direcția NE-SW, deci paralelă cu rama bazinului și cu aripa de W (din spre interiorul bazinului) scufundată.

Cu toate că bănuim că Pliocenul este străbătut de foarte numeroase falii cu sărituri în general mici, acestea sunt vizibile numai rareori datorită lipsei unor deschideri proaspete și a unor orizonturi-reper.

Nu mai puțin interesantă este deschiderea de lîngă șoseaua Zălau-Cehul Silvaniei, la confluența văii Sălajului cu V. Verveghiului. Aici găsim o carieră cu nisip situată lîngă o fintină cu apă slab mineralizată. Cam la 1,5 m de la baza acestei cariere constatăm prezența unui orizont



gros de peste 1 m de nisip torențial care conține un număr neobișnuit de mare de galeti de argilă cu dimensiuni de 2–10 cm, aduși de torenți și depuși în dezordine. Acest material inclină cîteva grade spre SW, ceea ce indică o direcție a curenților de apă din spre SE. Din această deschidere am adunat cîteva exemplare de *Dreissensia* cf. *eichwaldi* var. *simulans* ANDR. (fig. 10).

Depozitele pontiene mai pot fi examinate bine în cariera de nisip din capătul de E al satului Șoimuș, de lîngă drumul ce duce la Jibou, în care distingem trei pachete de strate. Pachetul inferior cu o grosime care nu poate fi constată din cauza dărimăturilor, constă din strate de nisip torențial, groase de 50–60 cm în alternanță cu strate de argilă, groase numai de 20–30 cm. Urmăză un pachet de nisip cu intercalării centimetrice de argilă, totul avînd o grosime de cca 1,5 m. Acest pachet se caracterizează printr-o ondulare slabă, făcînd impresia unor slabe anticlinale și sinclinale, care în realitate sunt datorite alunecărilor subacuaticice. În aceste nisipuri întîlnim și puțini galeti mici de argilă. Pachetul superior constă dintr-o alternanță de marne groasă de 20–30 cm, cu nisip în strate ceva mai groase, totul fiind paralel cu depozitele pachetului din bază. Poziția stratelor este N 15° E/8–12° NW. Granulația nisipului de aici este evident mai mare în comparație cu aceea a nisipului din interiorul bazinului. Ca fosile am găsit fragmente de *Congeria* sp. și imprăștieni de frunze (fig. 11).

Între deschiderile din Pontian este cazul să mai descriem una care se află în axul bazinului, reprezentînd astfel depozitele cele mai tinere de

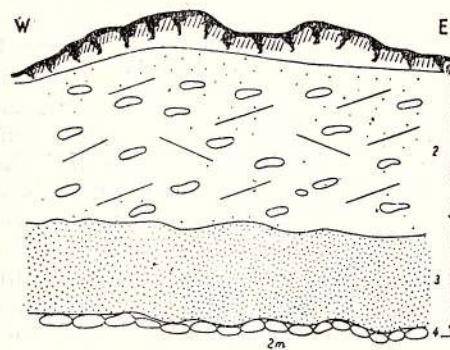


Fig. 10. — Cariera în Pontianul de la gura P. Verveghiu.

1, sol; 2, nisip torențial cu galeti de marnă; 3, nisip slab cimentat; 4, blocuri căzute.

Abb. 10. — Steinburch im Pont an der Mündung des Flusses Verveghiu.

1, Boden; 2, Wildfussand mit Mergelgeröll; 3, Schwach verwitterter Sand; 4, abgerutschte Schollen.

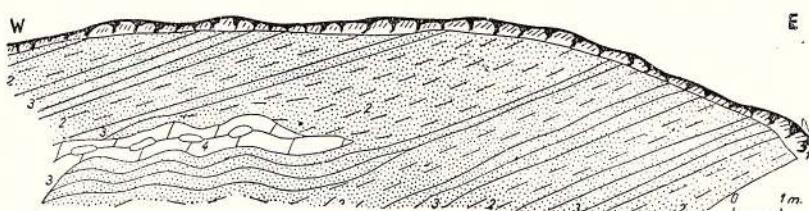


Fig. 11. — Profil în cariera de la E de Șoimuș, lîngă șosea (Pontian).

1, sol; 2, nisip stratificat; 3, nisip argilos; 4, nisip cu galeti de marnă.

Abb. 11. — Profil im Steinburch östlich von Șoimuș, neben der Landstrasse.

1, Ackerboden; 2, Geschichteter Sand; 3, Toniger Sand; 4, Sand mit Mergelgeröll.

această vîrstă. Este vorba de cariera de nisip de pe marginea de N a orașului Cehul Silvaniei, examinată și de HOFMANN cu 85 de ani în urmă. Aici constatăm o alternanță de nisip în strate groase de la 10—50 cm, de culoare gălbuiie, depuse cel mai adesea în ape liniștite, dar uneori cu structură torențială și conținând fosile. De aici HOFMANN a determinat în 1878, următoarele specii: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi* FÉR., *M. sturi* FUCHS, *M. pygmaea* PARTSCH, *Congeria subglobosa* PARTSCH și *C. spatulata* PARTSCH. În plus, noi am găsit fragmente de *Unio* sp.

Dintre deschiderile frumoase întâlnite pe marginea Cristalinului ramei sau a insulelor interne una deosebit de interesantă este cariera de pietriș de la Port, situată chiar lîngă șosea. Materialul, provenit în întregime din Cristalin, este bine rulat. Pietrișurile posedă o grosime totală de minimum 15 m, iar baza nu li se vede. Ele constau din depozite torențiale cu direcția E—W și cu înclinații de 10°—15° spre N. În acest complex se întâlnesc exemplare întregi de Melanopside (speciile *fossilis* și *vindobonensis*), precum și fragmente de Congerii mari. Modul lor de prezentare arată că cochiile au fost aduse din alte regiuni. Specii cu cochilia mică lipsesc și nici n-ar fi putut rezista în ape cu o putere de transport așa de mare.

La Pericei, lîngă Șimleul Silvaniei, Pontianul apare foarte fosilifer. Fosile apar pe marginea de N a satului în dealurile Steaua și Dioș, într-un complex de nisip grosier și pietriș fin de Cristalin, intercalate nisipului fin, caracteristic Pontianului regiunilor de la interiorul bazinului. După modul de prezentare al fosilelor (predominarea exemplarelor cu talie mare, valve izolate și corodate) și a depozitelor grosiere care le adăpostesc, trebuie să admitem că fauna n-a trăit pe loc, ci a fost adusă de curenti nu de departe din spre W, de pe tărmul insulei cristaline pe care o reprezintă Măgura Șimleului, într-o fază de cborire a apelor (sau de ridicare a horstului Măgurii).

Asemenea oscilații ale nivelului apelor au mai putut fi constatate de noi și în bazinul Baia Mare, pe marginea de E a insulei cristaline a Făgetului, la Oarța de Sus, unde se poate constata o ușoară discordanță intraponțiană, suprafață de discordanță fiind marcată prin aglomerare de cochilii.

De la N de Pericei, LÖRENTHEY a determinat următoarele 25 specii de Moluște: *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. partschi* CŽJZEK, două specii diferite de alte Congerii, *Limnocardium hantkeni* FUCHS, *L. desertum* STOL., *L. tenue* FUCHS, *Limnocardium* sp. (patru specii diferite), *Unio atavus* PARTSCH, *Melanopsis (Martinia) martiniana* FÉR., *M. vindobonensis* FUCHS, *M. (Canthiodomus) bouéi* FÉR., *M. (Homalia) pygmaea* PARTSCH, *M. (Martinia) spiralis* HANDM., *M. (Homalia) pyrula* HANDM., *M. (Hyphantria) cf. triata* HANDM., *Melania kochi* FUCHS, *Bythinella cf. cylindrica* PARR., *Hydrobia cf. seemanni* FRNFLD., *Planorbis micromphalus* FUCHS, *Neritina crenulata* KLEIN, și *Neritina* sp. LÖRENTHEY (1893) atribuie faunei vîrsta pontian-superioară, determinare care corespunde situației reale.

De pe marginea de E a Șimleului, în punctul numit Mal, LÖRENTHEY a determinat o faună asemănătoare, compusă din următoarele 26 specii: *Congeria schmidti* LÖR., *C. partschi* CŽJZEK, *C. clavaeformis* FUCHS, *C. pseudoauricularis* LÖR., *C. märtontfyi* LÖR., *Congeria* sp., *Limnocardium carinatum* DESH., *L. solitarium* KRAUSS, *Limnocardium* sp., *Melanopsis martiniana* FÉR., *M. impressa* KRAUSS, *M. bouéi* FÉR., *M. defensa* var. *triochiformis* FUCHS, *M. vindobonensis* FUCHS, *M. striata* HANDM., *Melanopsis* sp. (2 specii), *Hydrobia spiralis* FRNFLD., *Hydrobia* sp., *Bythinella (Frauenfeldia) minutissima* SCHMIDT, *B. (Fr.)* cfr. *alpestris* CLESSIN, *Bythinella* sp., *Cyclostoma (?) minima* LÖR., *Planorbis micromphalus* FUCHS, *Pl. varians* FUCHS, precum și Ostracode. Interesant de remarcat este că MÄRTONTFY, care a determinat de aici o faună încă din 1879, a mai recoltat din acest punct și două exemplare de *Cerithium pictum* BAST. precum și *Ervilia podolica* EICHW., remaniate desigur din Sarmățian, care totuși astăzi nu mai este cunoscut din imediată apropiere.

În partea de NE a Cristalinului Măgurii Șimleului se dezvoltă un facies nisipos cu caracter litoral. El conține pietrișuri și gresii bine cimentate dispuse peste depozite danian-paleocene în facies argilos de culoare verde violacee sau chiar peste Cristalinul Măgurii. Aceste depozite se întâlnesc la S de satul Giurtelec și ocupă regiunile cele mai înalte ale dealurilor Calului, la Piatră, Sub vii și Giurgău, unde gresia se exploatază. De aici, GL. CRAHMA-LIUC și M. RADU au determinat: *Melanopsis martiniana* FÉR., *Congeria spathulata praebalatonica* SAUREZ, *Congeria* sp., *Limnocardium* sp. și urme de plante (fig. 12).

Fosile pontiene se mai cunosc din numeroase alte localități: Gîrceni, Fizeș, Domnin, Fetindia, Ban, Doba etc., din fiecare însă în număr redus. Predomină Congeriile cu *C. amygdaloïdes* DEMK., *C. szigmondyi* HALAV., *C. banatica* HÖRN., *C. rhomboidea* HÖRN., apoi Limnocardia ceele cu *L. secans* FUCHS, *L. aperum* HÖRN. și *Limnocardium* sp., *Dreissena* sp., *Unio atavus* PARTSCH, etc.

Pontianul este bogat în fosile și la W de insulele cristaline din interior. Astfel de la Cristelec, pe versantul de NE al dealului Copăcelul, din nisip gălbui, fin, micaceu GL. CRAHMALIUC și M. RADU au determinat: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *M. pygmaea* HÖRN., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Limnocardium* sp.

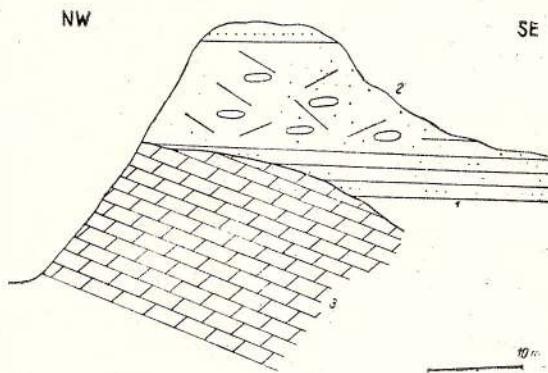


Fig. 12. — Ponțianul din dealul „la Piatra” (Giurtelec).
1, nisip și gresie; 2, microconglomerat torrential cu galeti de Paleocen;
3, argile roșii paleocene.

Abb. 12.— Pont aus dem Hügel „la Piatra” (Giurtelec).
1, Sand und Sandstein; 2, Wildflussmikrokonglomerat mit paläozänen Geröll; 3, Paläozäne rote Tone.

De la Doh se cunosc: *Melanopsis austriaca* HANDM., *M. martiniana* FÉR., *M. bouéi affinis* HANDM., *Melanopsis* sp., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. cf. cžžekii* HÖRN., *Dreissena polymorpha* PALL., *Cardium* sp., *Limnocardium humilicostatum* JEK. etc.

Pe V. Carastelecului, lîngă șoseaua ce duce la Șimleul Silvaniei, în aceleași nisipuri fine, micacee, feruginoase s-au recoltat: *Melanopsis pygmaea* HÖRN., *M. bouéi sturi* FUCHS, *M. austriaca* HANDM., *M. vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi affinis* HANDM., *Melanopsis* sp., *Dreissena caspia* JARK., *D. polymorpha* PALL., *Congeria partschi* CŽJŽEK, *C. marcovičii* BRUS., *C. panticapaea* AKM., *Limnocardium brunnense* (HÖRN.) ANDR., *Unio* sp.

În cuprinsul acestei zone Pontianul prezintă oarecari variații litologice. Astfel, pe V. Mălădia el apare sub un facies psamitic, desigur datorită influenței insulei cristaline a Măgurii Șimleului. Aici, într-un pachet de marne cenușii-albăstruie, roșcate prin alterare, stratificate, cu concrețiuni calcaroase și cu spărtură concoidală, apar următoarele fosile: *Congeria marcovičii* BRUS., *C. panticapaea* AKM., *C. aff. cžžekii* HÖRN., *C. szigmondyi* HANDM., *C. partschi* CŽJ., *Limnocardium humilicostatum* JEK., *Limnocardium* sp., *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. austriaca* HANDM., *M. bouéi affinis* HANDM.

La Sârmășag, la intrarea în tunelul exploatarii miniere, apar nisipuri gălbui, fine, micacee, din care GL. CRAHMALIUC a recoltat numeroase exemplare de *Brotia vásárhelyi* HANT., *Melanopsis pygmaea* HÖRN., *M. austriaca* HAND., *M. vindobonensis* FUCHS, *Dreissena polymorpha* PALL., *Congeria* sp.

Mai sus de Giurtelec, pe versantul de SW al dealului Acastaulorii, în același material ca la Sârmășag care conține concrețiuni și cruste calcaroase, apar: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *Congeria partschi* CŽJ., *C. subglobosa* PARTSCH, *Congeria* sp., *Limnocardium humilicostatum* JEK., *L. conjugens* PARTSCH, *Limnocardium* sp.

De pe marginea de NE a satului Bădăcin E. LOBONȚIU¹⁾ mă informează despre prezența în marne cenușii a gasteropodului *Valenciennius*, acesta fiind singurul punct din care ne este cunoscut în bazinul Silvaniei.

De la Chiejd, SW de sat, din nisipuri și marne nisipoase GL. CRAHMALIUC și M. RADU²⁾ au determinat *Dreissena polymorpha fluvialis* PALL., *D. polymorpha occidentalis* PALL., *Congeria szigmondyi* HAND., *Congeria* sp., *Melanopsis austriaca* HAND., *M. bouéi sturi* FUCHS, *Neritina* sp.

De la Nadișul Hododului, CRAHMALIUC a recoltat: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *M. bouéi affinis* HAND., *M. stricturata* BRUS.

La SW de Ser, marnele gălbui, nisipoase, micacee, cu concrețiuni calcaroase, conțin următoarea bogată faună: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. handmani* PARTSCH, *M. martiniana* FÉR., *M. pygmaea* HOERN., *M. stricturata* BRUS., *M. bouéi multicostata* HAND., *Congeria*

¹⁾ Comunicare verbală.

²⁾ Op. cit. p. 47.

zsigmondyi HAND., *Congeria marcoviči* BRUS., *C. subglobosa* PARTSCH, *Limnocardium humilicostatum* PARTSCH., *L. conjungens* PARTSCH, *L. carnutum* HOERN., *L. haueri* HÖRN., *L. inflatum* JEK., *Dreissena polymorpha* PALL.

Referindu-ne la orizontarea Panonianului propusă de STRAUSZ (1941, 1942), faunele pontiene determinate de noi reprezentă toate cele patru orizonturi ale sale, deci orizonturile cu *Congeria banatica* și cu *C. partschi* (= Panonian inferior) și orizonturile cu *C. ungula caprae* și cu *C. balatonica* (= Panonian superior), deși ultimele două specii nu apar la noi, ci sunt reprezentate prin specii vicariante. Nu suntem însă de acord cu atribuirea *C. banatica* la Meotian, întrucât această specie apare la noi pînă la sfîrșitul Pontianului. În concluzie suntem de părere că, în condițiile ecologice caracteristice mării Panonice, este hazardat să stabilim o orizontare amănunțită bazîndu-ne nu numai pe specii izolate, dar chiar și pe unele complexe faunistice, întrucât speciile litorale dispărute în unele regiuni au putut supraviețui, în calitate de relicte, în alte regiuni ale bazinului.

Grosimea Pontianului variază în limite mari (100 la 800 m) în funcție de viteza de scufundare a blocurilor din fundament și de eroziune.

b) *Dacianul*. În continuitate de sedimentare cu Pontianul se dispune, la W de insulele cristaline interne, un complex predominant grezos căruia îi atribuim, pe bază de caractere petrografice și faunistice, vîrstă daciană. După încreșterea sedimentării complexului nisipo-argilos, care conține stratele de lignit și este caracterizat printr-o faună destul de variată de Melanopsidae, Congerii și Limnocardiacee, precum și prin lipsa materialului de origină vulcanică, începe a fi depus un complex predominant grezos cu intercalări de microconglomerate și de material vulcanic (fig. 18), care conține o faună cu totul diferită, caracterizată prin prezența Unionidelor costate de talie mare, a Viviparelor, Valvataelor etc. Cele două complexe petrografice și faunistice au luat naștere în condiții de sedimentare cu totul diferite, datorite schimbărilor care s-au produs în evoluția geologică a regiunii, astfel că chiar dacă le-am atribui alte vîrste decît cea pontiană și daciană, totuși suntem obligați ca între ele să tragem o linie de delimitare. Dacianul reprezintă faza de retragere a apelor din regiunea situată la W de insulele cristaline, întrucât apele din șantul Zălăului se retrăseseră încă de la sfîrșitul Pontianului.

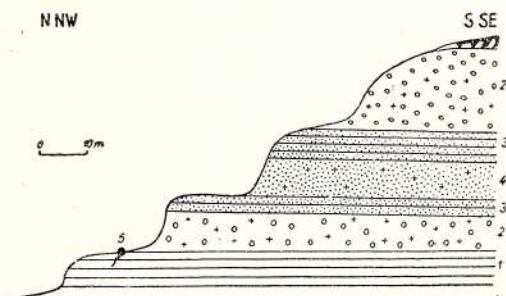


Fig. 13. — Profil prin Dacianul de la SE de Cehal.
1, argilă; 2, microconglomerat cu ciment tufaceu vulcanic; 3, grezie; 4, nisip cu material eruptiv.

Abb. 13. — Profil durch die Daz süd-östlich von Cehal.

1, Ton; 2, Mikrokonglomerat mit vulkanischem tuffartigen Bindemittel; 3, Sandstein; 4, Sand mit eruptivem Material.

Folosind aceste criterii putem trasa limita Pontian-Dacian ca o linie în zigzag care trece prin regiunile satelor : Camăr, Dumușlău, Zalnoc, Bobota, Sârmășag, Dersida, Chiejd, Corund, Ciuta și Corni. Mai spre N Dacianul ia contact direct cu Cristalinul munților Făget, apărind în regiunea satelor Soconzel, Cuța și Boldă de sub depozitele levantine, în facies de piemont.

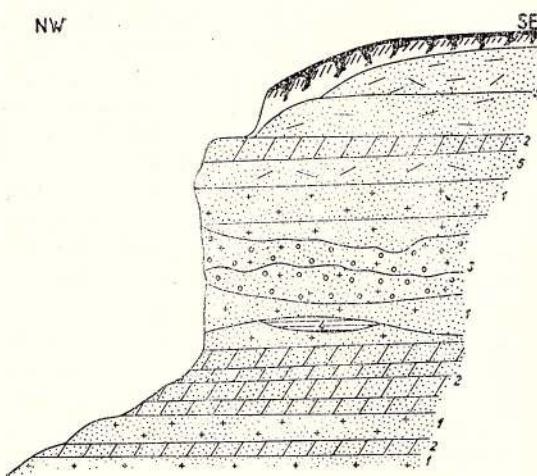


Fig. 14. — Profil prin cariera de la SE de Dersida (Dacien).

1. nisip argilos cu material vulcanic; 2. marnă nisipoasă; 3. micro-conglomerat cu ciment de material vulcanic și cu concrețiuni; 4. lentilă de argilă; 5. nisip torrential;

Abb. 14. — Profil durch den Steinbruch süd-östlich von Dersida (Daz.).

1. Toniger Sand mit vulkanischem Material; 2. Sandiger Mergel; 3. Mikrokonglomerat mit Bindemittel aus vulkanischen Material und Konkretionen; 4. Mergellinsen; 5. Wildflussand.

Deschiderile cele mai frumoase în care poate fi cercetat Dacianul, se găsesc în regiunea satului Dersida, pe versantul drept al pîrului Crasna. Aici s-au găsit puncte fosilifere pe V. Peșterii și în Dealul Mare. Din complexul de gresie PAUCA (1954) a determinat *Unio wetzleri flabiformis* DUNK., iar MAXIM și GHIURCA (1960) următoarea faună : *Planorbarius thiolieri* MICH., *Planorbis cornu* BRONGT., *Melanopsis aff. handmani* TINNYE, *M. bouéi multicostata* HANDM., *Limnea* cf. nov. f. LOR., *Limneus bouilleti* MICH., *L. aff. subpalustris* TOMAE., *L. (Radix) cf. optusissima* DESH., *Valvata* (*Valvata*) *šulekiana* BRUS., *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUS., *Viviparus sadleri* PARTSCH, *Cepaea vindobonensis* PFEIFFER, *Unio crassus* PHIL., căreia îi atribuie o vîrstă daciană.

Din același complex de roci, de pe V. Rîturilor la Zalnoc GL. CRAH-MALIUC și M. RADU au recoltat o bogată faună, reprezentată prin :

Depozitele daciene posedă în bază un pachet de gresii grosiere, cenușii-gălbui, cu intercalării de marne cenușii-albicioase, tufacee, nestratificate, tufite și nisipuri cenușii-verzui sau roșcate, datorită prezenței oxizilor de fier. Nisipul prezintă structură torrentială, conținând nișe de pietriș mărunt și bine rulat cu grosimi pînă la 1 m. Deasupra acestor gresii se cunoaște la NW de Sârmășag, cu o dezvoltare locală, un banc de nisipuri cu intercalării concreționare elipsoide grezoase, precum și cu lentile de argile albastrii (fig. 14).

Depozitele daciene, posedă înclinări de numai 4-5° care mulează minimul gravimetric Șimleul Silvaniei-Supur, astfel că la E de acesta înclina spre NE, iar la W spre NW.

Viviparus sadleri PARTSCH (frecvent), *Viviparus* sp., *Valvata piscinalis* MÜLLER, *Valvata* sp.

Grosimea depozitelor daciene o apreciem la cca 300 m, pe baza datelor de foraje executate în regiunea cuprinsă între Mărghita și N de Sărmașag.

c) *Levantinul* (?). Începînd adesea chiar pe de rama cristalină a bazinului și continuîndu-se spre interiorul acestuia constatăm frecvent existența unor pietrișuri de cuart care acopăr culmile dealurilor de la înălțimi de cca 400 m, în timp ce în bazin ele coboară pînă la cca 200 m. Insulele cristaline a Măgurii Simleului și Făgetului au dat și ele naștere unor asemenea pietrișuri pe marginile lor de W sau NW. Pietrișul este de proveniență cristalină, uneori este sortat constînd numai din cuart alb hidrotermal, bine rotunjit, în timp ce alteori proveniența lor din Cristalinul imediat învecinat este evidentă.

Grosimea acestui pietriș este variabilă, de la cîțiva metri pînă la cîteva zeci și posibil chiar pînă la 100 m. Întrucît el nu este cimentat, ca urmare a eroziunii care a dat naștere reliefului, în decursul timpului pietrișul a curs pe versanți dind adesea impresia că posedă o grosime mai mare decît cea reală.

Acest pietriș s-a depus în condiții de piemont începînd probabil chiar după retragerea apelor din sănțul Zălaului. Inițial, el a acoperit suprafețe întinse de pe marginile bazinului, dar prin eroziune a rămas numai pe culmile mai înalte ale dealurilor. Pe marginea de W a bazinului, în apropierea cîmpiei Tisei, pietrișurile devin tot mai fine și amestecate cu argile roșii, după care acestea din urmă acoperă singure crestele.

Pe rama de E a bazinului întîlnim în aceste pietrișuri deschideri frumoase la E de Zălau, chiar lîngă șosea. Aici se află cîteva cariere care au procurat timp de zeci de ani materialul necesar pentru întreținerea șoselei. Elementele din ele posedă un aspect evident torențial, fiind formate din blocuri de micașist de mărimi pînă la 0,5 m, alături de altele cu un diametru de un centimetru, totul fiind cuprins într-o masă de nisip și de mică alterată, care joacă rol de liant. Datorită alterării rocilor, culoarea predominantă este cea cărămizie.

Un alt punct, tot așa de bine deschis și de accesibil, se află mai sus de Hălmajd, lîngă șoseaua Simleu—Oradea pentru a cărei întreținere se exploatează în regiunea dealului numit, sugestiv, „Pietriș”. Materialul începe la o altitudine de cca 400 m și se întinde pe o distanță de mai mulți kilometri. Elemente de Eruptiv din Vlădeasa lipsesc din aceste pietrișuri începînd de la satul Plopîs spre N. Pește cristalinul ramei grosimea sa este numai de cca 1 m, dar în bazin pește Pontian grosimea crește mult și capătă o granulație mică, iar structura torențială este evidentă.

Referindu-ne la vîrstă exactă a acestor pietrișuri, ele fiind lipsite de fosile, nu pot fi făcute precizuni. Este posibil ca depunerea lor să fi avut loc într-o perioadă de timp destul de îndelungată, începînd cu Dacianul pînă la începutul Cuaternarului. Într-adevăr este logic ca, în sănțul Zălaului evacuat de ape mai timpuriu, sedimentația terestră să



fi început, pe marginea bazinului, imediat după retragerea apelor pomicene. Deci pietrișurile din această regiune ar avea o vîrstă daciană. Prezența unor intercalări de pietriș fin, bine rotunjit, în depozitele daciene de la W de insulele cristaline, ar fi un argument în acest sens, ele putind să reprezinte echivalentul lacustru îndepărtat al pietrișului grosier terestră, depus peste Pontian pe marginea bazinului.

De asemenea în bazinul de eroziune al Nusfalăului, pietrișurile care coboară din munții Plopisului, acopăr toate culmile dealurilor, apărând pînă la altitudini mult inferioare, sănt în comparație cu alte regiuni, de o vîrstă destul de nouă. Ele datează din Pliocenul cel mai tîrziu, dacă nu chiar de la începutul Antropogenului, formîndu-se odată cu stabilirea actualului curs al Barcăului.

Pentru a rezolva în mod provizoriu problema vîrstei acestor pietrișuri, noi le considerăm deocamdată ca levantine, adică le atribuim pe toate acelei vîrste cînd este probabil că au fost depuse în cantitate mai mare. Aceasta cu atît mai mult cu cît pietrișurile piemontane situate la W de insulele cristaline Măgura Șimleului și Făgetul, acopăr nu numai Pontianul, dar și depozitele căror le atribuim vîrsta daciană. Ridicările continuie a regiunii îi corespunde o intensă eroziune pe verticală a sedimentelor.

10. ANTROPOGENUL

Ca și pe întreaga margine de W a muntîilor Apuseni, depozitele de această vîrstă acopăr și aici, deși sub forma unei pături adesea cu totul superficială, cea mai mare parte a bazinului. Ele constau din depozite deluviale reprezentate prin argile și nisip. Marea lor răspîndire este consecința diagenezei prea puțin înaintate a depozitelor pliocene care acopăr cea mai mare parte din bazin și se pun în mișcare cu orice prilej.

Depozitele antropogene sănt reprezentate prin alunecări de teren, existente și acolo unde, la prima vedere, relieful nu dă nimic de bănuitor. Ele mai constau din depozite de terasă, aluviuni, travertin, soluri îngropate, proluvii etc.

Antropogenul reprezintă o epocă în care a avut loc modelarea actualului relief, prin eroziunile laterale produse pe versanții văilor care prezintau în Pliocenul superior versanți mult mai repezi și erau separate de interfluvii sub formă de mici podișuri, rămășițe din vechiul fund al lacului pliocen.

II. TECTONICA

Suprafețele limitate, care făceau obiectul cercetărilor din trecut, nu permiteau obținerea unei imagini amănunțite asupra tectonicii depozitelor neogene. În consecință, numeroase lucrări nici nu conțin un capitol de tectonică. Excepție face lucrarea lui MATEESCU (1927) care dă indicații sumare și asupra tectonicii regiunii cercetate. Această deficiență se datoră și faptului că depozitele neogene erau studiate independent, fără a se ține seama de tectonica ramei cristaline, precum și lipsei datelor



geofizice și de foraj, care cintăresc greu în descifrarea tectonicii acestui bazin. În tectonica regiunii vom distinge două etaje structurale: Cristalinul împreună cu întreg Sedimentul preneogen, precum și cuvertura neogenă (fig. 15).

1. TECTONICA FUNDAMENTULUI PRENEOGEN

Referindu-ne la tectonica fundamentalului, prima problemă care se pune este aceea a amplasării bazinului. Locul ocupat de acesta și forma sa nu sunt de fel întimplătoare, ci sunt determinate de tectonica veche, cel puțin hercinică, a șisturilor cristaline. Într-adevăr, în munții Plopiș direcția predominantă este NW, în timp ce în Meseș ea este NNE. Cele două direcții se întâlnesc la N de Ciucea, unde începe bazinul, făcând un unghi de cca 90°. Linile de fractură, care au dat naștere bazinului, se află situate pe direcțiile de cutare ale Cristalinului. Aceasta este valabil nu numai pentru ramă dar și pentru cele trei insule din interior ale căror limite sunt fie paralele, fie perpendiculare pe direcția de cutare a Cristalinului.

Bazinul s-a scufundat folosind cele două direcții de linii rupturale importante: direcția panonică, orientată NE-SW pînă la N-S și direcția carpatică, orientată NW-SE pînă la E-W.

În general se poate constata că acele blocuri de mari dimensiuni care au început să se ridice încă din Mezozoic și-au continuat ridicarea și în Neozoic dînd naștere horsturilor, în timp ce blocurile care au început să se scufunde în Paleocen și-au continuat scufundarea și mai tîrziu dînd naștere bazinelor. Face excepție blocul de pe V. Someșului de la Jibou care, după o scufundare puternică și o sedimentare intensă în Danian-Paleocen, cînd a acumulat sediminte cu o grosime de cca 1200 m, nu și-a mai continuat scufundarea. Explicația ar putea fi găsită în faptul că în timpul mișcărilor din fază laramică s-a remaniat întreg stilul tectonic al regiunii, luînd naștere pe de o parte bazinele Transilvaniei și panonic, iar pe de altă parte horstul complex al „munților de graniță” Meseș-Prisaca.

Limitele Neogenului față de Cristalin se abat de la aceste două direcții numai local, datorită intervenției eroziunii marine sau lacustre, care a avut loc începînd din Tortonian pînă în a doua jumătate a Pliocenului, cînd bazinul a fost înglobat munților Apuseni.

Dintre cele două linii de fractură majoră, care au dat naștere bazinului, cea mai distinctă și cu o săritură mai importantă, deși necunoscută pînă acum, este fractura Parameseș, care limitează munții Meseș pe la W, continuîndu-se în N pînă la marginea de W a Cristalinului Prisaca. În lipsă aproape totală de foraje, care să ne indice adincimea la care se află scufundat Cristalinul, imediat la W de această fractură, este dificil să facem o apreciere exactă asupra denivelării produsă de fractura Parameseș. Totuși, ținînd seama de grosimile depozitelor neogene, paleogene, cretacic superioare și triasic, pe care le cunoaștem din bazin sau de pe marginile sale, precum și de altitudinea la care apar astăzi șisturile cristaline în Plopiș și Meseș, apreciem că această denivelare depășește cu mult cifra de 1000 m.



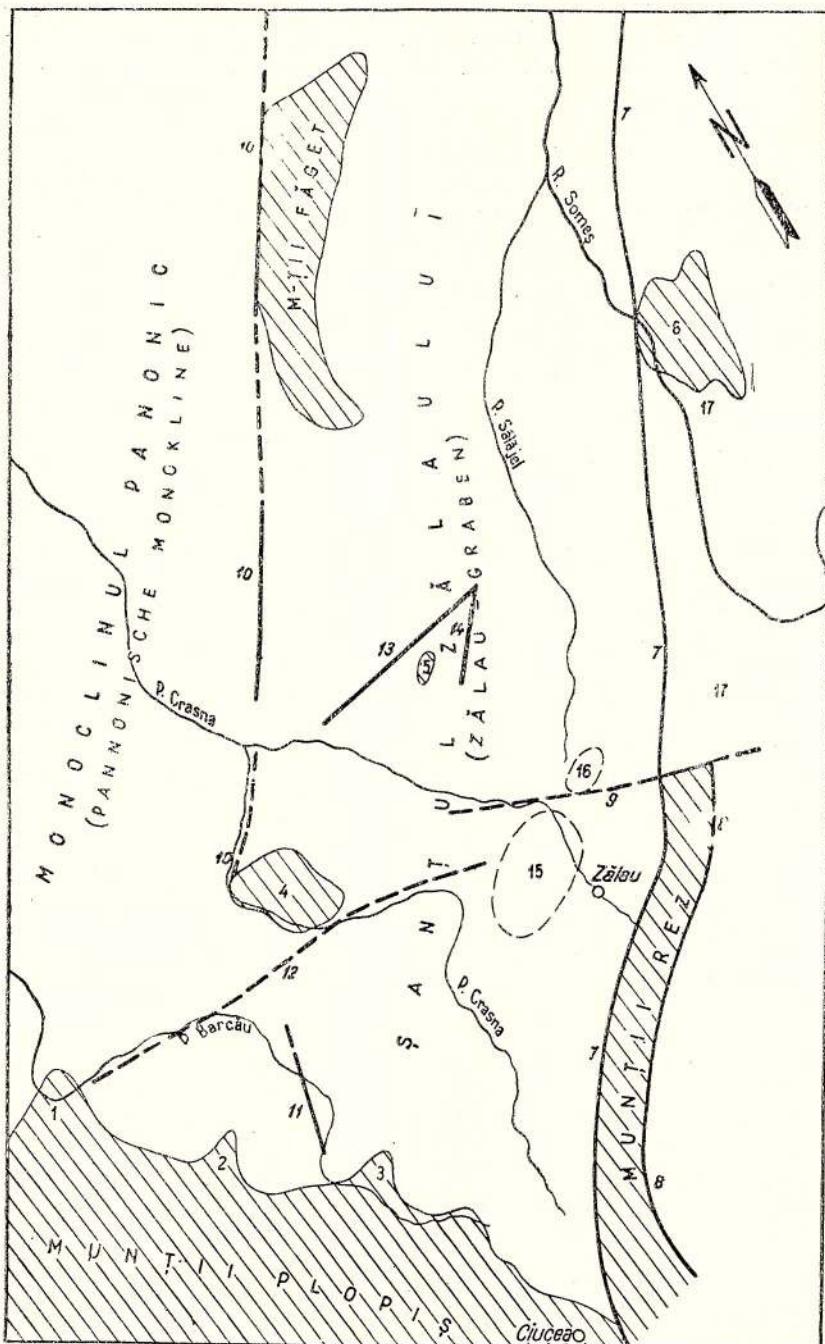


Fig. 15. — Schiță tectonică a bazinului Silvaniei (1 : 500,000)

1 - 3, părtenii Marca, Fizeș și Aleuș; 4 - 6, horsturile cristaline; Magura Simleului, Heghișa și Prisaca; 7, fractura Para-Meșes; 8, fractura Meșes; 9, fractura Bogradului; 10, fractura Para-Codru; 11, 12, fâali Barcău și Crasna; 13, 14, fractură Heghișet; 15, 16, domurile Panic și Crăseni; 17, horstul Iagor pat al Someșului.

Abb. 15. — Tektonische Skizze des Silvania-Beckens (1 : 500,000)

1 - 3, Marca, Fizeș- und Aleuș-Horste; 4 - 6, Kristalline Horste; Magura Simleului, Heghișa und Prisaca; 7, Para-Meșes Bruch; 8, Meșes-Meșes Bruch; 9, Mograd-Bograd-Bruch; 10, Para-Codru Bruch; 11, 12, Barcău und Crasna-Verwerfungen; 13, 14, Verwerfungen von Heghișa; 15, 16, Panic-und Crăseni-Kuppen; 17, Begrabener Horst des Someș-Flusses.

Asupra vîrstei fracturii Parameseș, putem afirma numai că ea a funcționat intens în timpul Neogenului, jucînd un rol important mai ales în mișcările din Tortonian, cînd s-au conturat limitele bazinului. Totuși este în afară de orice îndoială că aceasta este o fractură mult mai veche, mezozoică, în Neozoic ea fiind numai reanimată. De altfel această fractură a fost activă și în Antropogen, dovdă fiind numeroasele mici depresiuni erozive de contact care s-au dezvoltat în lungul ei, între Cristalin și Neogen.

Fractura Parameseș nu constă dintr-o linie simplă ci ea este formată dintr-un întreg sistem de falii care se dezvoltă adesea în culise, falii de vîrstă tortoniană, sarmatiană și pliocenă, sedimentarea avînd loc concomitent cu scufundarea. La N de falia transversală a Moigradului, fractura Parameseș constă din două falii apropiate și aproape paralele. Dintre acestea, falia din E, cu o săritură mai mare, aduce în contact Tortonianul cu stratele pestrițe inferioare, în timp ce falia din W, cu o săritură mai mică, aduce în contact Tortonianul cu Pontianul, Sarmațianul lipsind de pe cea mai mare parte din marginea de E a bazinului. La S de Zălau existența acestor falii este marcată de altfel și prin prezența unui număr de opt apariții de Eruptiv neogen, necunoscute pînă acum, pe această linie la SE de Cătelul. Fractura Parameseș n-a fost constată pînă acum de nici un geolog, dîndu-se importanță numai fracturii Meseșului, care separă acești munți de Bazinul Transilvaniei, fractură care aduce totuși în contact Cristalinul numai cu diferenți termeni au Paleogenului. Caracterele celor două fracturi paralele sunt tot așa de deosebite ca și alcătuirea bazinelor pe care le separă.

Însăși masivul Meseșului reprezintă un horst îngust numai de 1–3 km și lung de cca 30 km. Tectonica de amânat a acestui horst este foarte complicată prin prezența numeroaselor falii longitudinale cu direcția NNE–SSW și a falilor transversale cu direcția E–W pînă la NW–SE.

Aceste numeroase falii au produs fragmentarea horstului în nenumărate blocuri mici, unele sub 1 km², care, în plus, se află dispuse la altitudini diferențiate. Consecința situației arătate este că aceste blocuri constau numai din termeni diferenți ai Cristalinului (ceea ce a determinat în trecut pe unii geologi să constate tranziții de la epi- la mezozonă), dar blocurile scufundate au prilejuit salvarea de la eroziune a diferenți termeni ai Sedimentarului mezozoic-paleogen, care apar fie pe creasta Meseșului, fie pe versantul său de W, mult mai scufundat.

Intr-unul din aceste grabene locale, calcarul triasic mediu de pe V. Ragului apare atît de scufundat la E de Stîrci încît face impresia că este acoperit de gresia werfeniană, care este mai puțin scufundată. Un geolog neavertizat asupra problemelor din regiune, ar putea avea impresia, pentru moment, că pe această vale este în prezență unei tectonici în pînză.

În concluzie putem afirma că, după cum întreaga regiune studiată prezintă, în mare, un adevarat mozaic de blocuri de cristalin și de sedimentar, la fel și Meseșul reprezintă în mod un alt mozaic de asemenea blocuri cu dimensiuni însă mult mai mici.



De altfel caracterul predominant al structurii întregii jumătăți de N a munților Apuseni este prezența unui mare mozaic în care piesele mici se combină în figuri mari, iar acestea, la rîndul lor, în altele și mai mari care reprezintă horsturile diferitelor masive muntoase sau bazinele umplute cu depozite neogene.

Horstul Meseșului se termină în N printr-o puternică fractură: falia Moigradului, cunoscută din lucrările lui MATEESCU. Această falie a produs scufundarea, la N de ea, a Cristalinului cu cca 1500 m. Ea a permis, la întrețierea cu fractura Meseș, situată pe versantul de E a acestor munți apariția unor eruptiuni dacitice și andezitice, precum și o îngroșare considerabilă a Sedimentarului de la N de ea, care formează un adevărat graben transversal pe direcția Meseșului.

De la falia Moigradului, spre N, fundalul cristalin se ridică ușor, în trepte, pînă la nivelul orașului Jibou, unde o nouă falie transversală de pe V. Ferăstrăului, aduce la zi depozitele danian-paleocene. În sănțul dintre Moigrad și Jibou, depozitele paleogene prezintă în cea mai mare parte direcția E-W și o inclinare spre S. Legătura dintre direcția E-W din acest sănț transversal și direcția NNE-SSW, din Meseș, are loc la S de satul Mirșid, pe V. Rogoazelor, unde sedimentele miocene sunt puternic brecificate.

Mai departe spre N, fractura Parameseș constă din două falii aproape paralele: una situată între stratele pestrițe inferioare și Tortonian, iar a doua între aceasta și Ponțian. Observăm că, începînd de la Pria spre N pe o distanță de cca 50 km, Sarmațianul nu mai apare la zi pe marginea de E a bazinului și nu este cunoscut nici din cele două foraje din apropierea ei, de la Crișeni și Ortelec.

Dacă acum ne referim la fractura dintre bazin și horstul munților Plopiș, constatăm că aceasta apare mai puțin unitară în comparație cu fractura Parameseș și, în plus, ea este acoperită de sedimentele pliocene. Limita de E a masivului Plopiș n-a căpătat infățișarea actuală încă din Tortonian, ci s-a format în etape. Lipsa de unitate a acestei fracturi reiese și din prezența a doi pinteni lungi de cîte cca 2 km, cu direcția NE, pe care Cristalinul Plopișului îi trimește în regiunile satelor Fizeș și Aleuș, precum și din lipsa Tortonianului și Sarmațianului începînd de la satele Preuteasa și Hălmajd spre N. Suprafața învecinată din bazin a reprezentat, în Tortonian și Sarmațian un uscat care s-a scufundat succesiv, de la S spre N, abea în Sarmațian și Ponțian.

În linii generale horstul Plopiș face impresia a fi mai puțin strivit în comparație cu Meseșul. Aceasta reiese și din aspectul lor geomorfologic deosebit, în timp ce primul se prezintă ca o peneplenă cu o altitudine de cca 600 m, ultimul apare sub forma unei culmi în care numeroase vîrfuri de peste 800 m, alternează cu șei și chei cu altitudini sub 400 m.

Horstul Măgurii Șimleului este limitat spre S de un puternic sistem de fracturi, spre E și W de fracturi cu o importanță intermedieră, în timp ce spre N, îmbrăcat de Triasic mediu și Danian-Paleogen, se scufundă lent pe sub depozitele ponțiene, putînd fi urmărit prin foraje și prin prospecțiunile electro- și gravimetrice, pe o distanță de cca 15 km, pînă în regiunea satului Supurul de Jos. Această comportare a limitei de N a

horstului Măgurii Șimleului explică prezența calcarului și dolomitului Triasic mediu numai pe marginea sa de N, precum și lipsa Sedimentarului preneogen pe celelalte laturi ale sale.

Dacă trecem la horstul cristalin al Heghișei, care apare în plin bazin la W de Coșei, constatăm că Cristalinul ocupă o suprafață numai de 1 km². Totuși prezența pe mari suprafețe a depozitelor miocene este un indiciu că și Cristalinul se ridică pe aceleași suprafețe pînă aproape de suprafață.

Dintre fracturile cu direcție panonică, care separă acest horst de sedimentele neogene, subliniem importanța sistemului de falii cu direcția N-S, situate pe marginea de E a Miocenului, falii care au permis în Tortonian existența unei linii cu o puternică activitate vulcanică de la N de satul Chilioara.

În insula de cristalin a Făgetului, contactul nemijlocit dintre Cristalin și Pliocen implică existența unei puternice fracturi (depășită de transgresiunea pliocenă), pe care în 1961, am denumit-o falia Paracodru. Puternica dezvoltare locală a depozitelor de piemont de la W de Cristalinul Făgetului dovedește existența mișcărilor epirogenice la sfîrșitul Pliocenului.

Relieful depozitelor preneogene din fundamentul bazinului este redat de putinile hărți gravimetrice și electrometrice, de care dispunem pînă acum. Începînd de la SW spre NE constatăm mai întîi existența unui maxim gravimetric corespunzător munților Plopiș. Acesta, plecînd de la Ciucea, ajunge pînă la Marca, unde prezintă o digitătie. De aici o ramură se îndreaptă spre W, trecînd pe la S de Derna, în timp ce alta se continuă spre NNW pe la Leșmir pînă la E de Mărghita.

Un al doilea maximum, plecînd tot de la Ciucea, se îndreaptă spre NE, urmînd culmea Meseșului. Spre deosebire însă de linia descrisă precedent, linia de maximum a Meseșului nu este continuă ci prezintă două intreruperi. Prima, care prezintă o ușoară decroșare, se află în regiunea de la S de satul Ponîța. Ea corespunde probabil dezvoltării locale a calcarelor triasice medii. Cea de a doua intrerupere se află la E de Ortelec, corespunzînd faliei Moigradului și înaintării spre W a depozitelor paleocene din Bazinul Transilvaniei. După o oarecare intrerupere linia urmărește V. Someșului, la N de Jibou, pînă ajunge în Cristalinul Prisacei.

În unghiul cu o deschidere de cca 90°, pe care le fac aceste două linii de maximum, mai apar încă două asemenea linii. Una dintre ele, începînd de la Șimleul Silvaniei, se îndreaptă mai întîi spre NNW pînă la W de Bobota, pentru ca apoi să se arcuiască ușor spre NNE, îndreptîndu-se spre regiunea satului Supurul de Jos.

O altă linie de maximum pornește din Cristalinul Plopișului de la nivelul satului Fizeș, de unde se îndreaptă spre NNE pînă la Virșolt. De aici, după o scurtă intrerupere, se continuă mai întîi spre N, pînă la E de Mocirila, de unde traversînd insula de cristalin a Heghișei, face o cotitură spre E, pentru a se îndrepta din nou spre N, cu tendințea de a se uni cu o altă linie de maximum, corespunzătoare Cristalinului munților Făget.

Pentru suprafețele cercetate prospecțiunile electrometrice confirmă aceeași structură.



Încheiem expunerea tectonicii fundamentalului cu o discuție asupra tectonicii regiunii de la N de Jibou, considerată de toți geologii ca formind un anticlinal, în timp ce cercetările noastre au dus la concluzia că este vorba de un horst îngropat.

Idea că Paleocenul de la N de Jibou formează un anticlinal a pornit de la HOFMANN și a fost acceptată de KOCH, de ROTH TELEGD și de toți geologii care i-au urmat. Într-adevăr, dacă venim cu trenul din spre București, ajungind la Jibou se poate vedea cum, sub terasa pe care este așezat satul Rona, depozitele paleocene inclină spre SSE. De asemenea un scurt profil pe ori care din pîraiele afluente pe stînga Someșului, la N de Jibou, arată înclinarea acelorași strate spre W sau SW.

Totuși prezența unui anticlinal este aici numai o aparență înșelătoare, un fenomen de mimetism în geologie, pe care nu ne este permis să-l acceptă și astăzi. Într-adevăr cele două flancuri ale acestui aşa zis „anticlinal” reprezintă în realitate depozitele marginale aparținând la două unități tectonice cu prea puține legături între ele și care au prezentat evoluții cu totul deosebite, anume depresiunea Chioarului în E și depresiunea Silvaniei în W, unități separate de un horst scufundat, cuprins între Cristalinul Prisacei în N și șanțul Jibou-Moigrad în S, șanț care reprezintă o unitate și mai scufundată încă. Explicarea dată de HOFMANN înclinărilor contrarii spre SE și SW a depozitelor pestrițe de pe V. Someșului prin prezența unui „anticlinal” reprezintă o concluzie de primă aproximatie, permisă în cadrul cunoștințelor de acum 80 de ani, concluzie care nu mai poate rezista și astăzi. Într-adevăr de la început trebuie să constatăm că depozitele paleocene n-au putut fi cutate sub nici o formă, deoarece numai la cîteva sute de metri sub ele se cunosc rocile rigide ale Cristalinului.

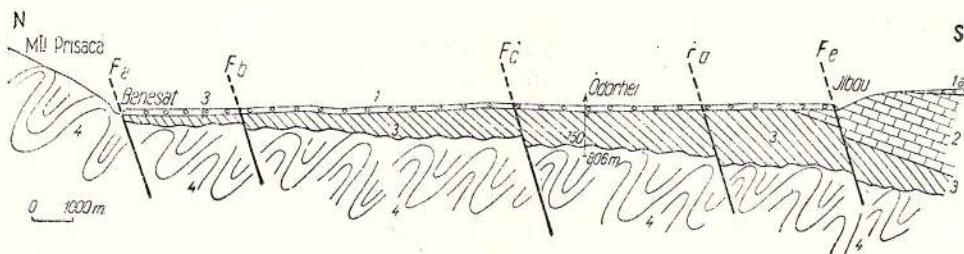
În afara de aceasta, datele de foraj contrazic concluzia acceptării unui anticlinal. Anume, forajul de pe marginea de E a satului Bîrsa pus pe „flancul de W al anticlinialului” atinge Cristalinul la adîncimea de numai 200,20 m, în timp ce forajul de la S de Someș-Odorhei, pus în „creștet anticlinialului” și situat la o altitudine cu cca 20 m inferioară celuilalt, atinge Cristalinul abia la adîncimea de 750 m. Iată, deci o diferență de cca 550 m în minus a adîncimii din axul „anticlinialului” în comparație cu aceia de pe „flancul” său de W, diferență care n-a dat de gîndit geologilor.

În interpretarea tectonică a regiunii prin existența unui horst îngropat, problema se simplifică, întrucât se explică adîncimea de numai 200 m a Cristalinului din sonda de pe V. Bîrsăului care se află în imediata apropiere a horstului aparent al Prisacei, în timp ce adîncimea de 750 m a același roci din forajul de la S de Someș-Odorhei este datorită depărtării de 15 km de la marginea de S a aceluiași horst aparent la zi (fig. 16 și 17).

Faptul că depozitele pestrițe de pe flancul de W al cuvetei Chioarului, bine deschise în fruntea terasei de la Rona, prezintă o înclinare uniformă și constantă spre SE, a determinat să se admită că și flancul de E al cuvetei Silvaniei mai puțin clar deschis, trebuie să se comporte în aceeași condiții, iar numeroasele abateri de la înclinarea spre W sau



SW a depozitelor de aceeași vîrstă de pe stînga Someșului au fost interpretate de ROTH TELEGD ca un fenomen de cutare secundară a flancului de W al „anticlinalului” de pe V. Someșului. Prezența aluviunilor pe o lățime de 2–3 km în larga luncă a Someșului, camuflind regiunea de legătură între cele două „flancuri” ale acestui „anticlinal” a reprezentat un factor care asigura verosimilitatea structurii presupuse de HOFMANN.



Neregularitățile fundamentului cristalin reies atât de adâncimile diferite la care au fost întilnite rocile acestuia în foraje, cît și din faptul că linia de contact dintre horst și Depresiunea Silvaniei reprezintă un sistem de falii existente încă din timpul Cretacicului superior, falii care au funcționat în tot timpul depunerii stratelor pestrițe inferioare, după cum s-au mișcat în repetate rînduri și în Neozoic, producind trangresiuni și regresiuni importante.

Din cele expuse precedent se impune concluzia asupra inexistenței unui anticlinal în lungul văii Someșului la N de Jibou, aşa cum era admis pînă acum timp de peste 80 de ani, ci constatăm că, în realitate, este vorba de sedimente de piemont care acopăr flancurile unui horst îngropat. Acest horst, pe care-l denumim horstul Someșului, face legătura între horsturile aparente ale Cristalinului Prisacei la N, și acela al munților Meseș în S.

Mai mult încă, putem afirma că acest horst îngropat se prezintă foarte fracturat atât în direcția E-W, cît și în direcția NNE-SSW, fapt care reiese din următoarele trei constatări :

Activitatea erozivă a Someșului a fost înlesnită între Jibou și Benesat dînd naștere unei depresiuni morfologice lungă de 20 km și largă de 3 km ;

Prezența a numeroase izvoare sărate atât în rocile de pe ambele flancuri ale horstului, cît și în interiorul acestuia ;

Existența a numeroase indicațiuni asupra prezenței unor mici cantități de hidrocarburi gazoase pe toată suprafața ocupată de acest horst îngropat.

2. TECTONICA CUVERTURII NEOGENE

Tectonica depozitelor neogene, care formează etajul structural superior al bazinului, apare, la o primă impresie, cît se poate de liniștită. Într-adevăr fundamentele cristalin rigid, situat la adâncimi adeseori mult inferioare cifrei de 1000 m, n-a permis cutarea sedimentelor pe care le suportă. Dacă regiunea n-a fost atinsă de mișcări orogenice, în schimb ea a suferit numeroase mișcări epirogenice. Existența acestor mișcări se constată pe baza numeroaselor și marilor lacune stratigrafice, care pot fi constataate pînă la sfîrșitul Neogenului. Ne vom ocupa numai de mișcările din această ultimă epocă.

Mișările din faza stircă au determinat redeșteptarea numeroaselor fracturi existente anterior. Întrucît aceste fracturi nu se prezintă în poziție verticală, ci sunt mai mult sau mai puțin inclinate, presiunile laterale suferite de regiune, au determinat ridicarea acelor blocuri — actualele horsturi — ale căror falii converg spre interiorul scoarței, și scufundarea blocurilor intermediare care au dat naștere bazinului.

Asemănător tectonicii horsturilor care constau, la rîndul lor, din nenumărate blocuri dintre care unele s-au ridicat mai mult, iar altele mai puțin, la fel și blocurile de mari dimensiuni care alcătuiesc bazinul prospătat, nu s-au scufundat uniform. Unele blocuri de dimensiuni mici



scufundindu-se mai mult, au determinat în timpul sedimentării Neogenului, depunerea unei stive de sedimete mai groase, în comparație cu blocurile care se scufundau mai puțin intens. Fundul bazinului prezintă, în consecință un relief foarte accidentat.

Prospecțiunile geofizice au confirmat ipoteza noastră din trecut asupra structurii de mozaic a fundamentului acestui bazin.

Asupra momentului exact, cînd a avut loc transgresiunea tortoniană nu dispunem de nici o indicație precisă. Lipsa din acest bazin, precum și din bazinile situate spre S și N, a depozitelor miocen-inferioare și a depozitelor cu *Spirialis*, atribuite Tortonianului inferior, ar fi un indiciu care ne determină să admitem că transgresiunea a avut loc abea la începutul Tortonianului superior. Transgresiunea a acoperit blocurile scufundate în timp ce pe marginea bazinului și ale insulelor cristaline a avut loc o activitate vulcanică destul de intensă. Aceasta reiese din prezența intruziunilor de pe fractura Paramesă și a cineritelor tortoniene foarte răspândite în bazin, cinerite care n-au fost aduse pe calea aerului sau a apei din masivul eruptiv de la N de Baia Mare, ci sint de proveniență locală, după cum dovedește prezența aglomeratului dacitic din cariera nou deschisă de la N de Chilioara.

Faza de cutare moldavă, situată între Tortonian și Sarmățian, a avut un răsunet mult mai mic în regiune, din care cauză ea a fost trecută pînă de curînd cu vederea. Această fază a determinat numai o scădere generală a adîncimii apelor și depunerea gipsului.

Faza de cutare atică, între Sarmățian și Ponțian, a determinat, în schimb, transformări cu totul deosebite în regiune, întrucît a produs o importantă regresiune, urmată de o nouă transgresiune care a depășit în amploare pe toate cele precedente. Într-adevăr stratele cu Congerii acopăr discordant toate rocile existente în regiune, începînd cu Cristalinul pînă la cele mai noi aparținînd Sarmățianului.

Această fază era cu totul necunoscută în lucrările dinainte de 1918, cînd se susținea existența continuității de sedimentare dintre Sarmățian și Ponțian. După ce s-au adus dovezi asupra existenței unei puternice discordanțe și a amestecului de faune sarmațiene, ponțiene și chiar tortoniene, unii susținători ai continuității de sedimentare afirmă că aceasta n-ar fi avut loc și pe marginile Depresiunii panonice, unde admit că, după o scurtă retragere, apele au revenit tot în Sarmățian depunînd o parte din stratele cu Congerii, adică „Panonianul” s.s. În consecință existența mișcărilor din faza atică reprezintă un fapt dovedit, răminînd în discuție numai amploarea lor.

Faza de mișcare rodanică dintre Dacian și Levantin a încheiat golirea de ape a bazinului Silvaniei, ea de altfel și din toate celealte bazine de la exteriorul munților Apuseni, începută pe unele suprafețe încă de la sfîrșitul depunerii stratele cu Congerii. Consecința acestei faze a fost începutul, mai întîi a sedimentării pe mari suprafețe a depozitelor de piemont, atît pe marginile bazinului, cît și pe unele suprafețe situate la W de insulele cristaline a Măgurii Șimleului și a Făgetului și apoi erodarea

parțială a acestor depozite și instalarea primei rețele hidrografice, care era mult diferită de cea actuală.

Acestei faze trebuie să-i atribuim și o ușoară ridicare chiar din timpul Pontianului, a insulelor cristaline a Măgurii Șimleului și a Făgetului. Aceasta reiese din transportul în cantitate apreciabilă și pe o distanță de 2–3 km înspre interiorul bazinului a pietrișurilor provenite din Cristalin și a fosilelor pontiene (Melanopsidă și Congerii mari cu scoica groasă) care trăiau în zona strict litorală, întâlnite la N Pericei (dealul Steaua) și la Oarța. Aceste materiale nu pot fi puse pe socoteala transportului fluviatil, întrucât pe niște insule înguste sau mici nu se puteau dezvolta ape mari.

În sfîrșit, faza valahă din timpul Antropogenului, cu ocazia ridicării întregii regiuni carpatică, a determinat stabilirea actualei rețele hidrografice și adâncirea acesteia pînă la nivelul de eroziune la care se află astăzi.

Numele mișcări epiogene din bazin au determinat existența a trei unități tectonice fiecare cu problemele sale. Începînd de la E spre W acestea sint: șanțul Zălăului, insulele cristaline și monoclinul panonic.

Șanțul Zălăului reprezintă o depresiune dezvoltată între horsturile Meseș–Prisaca în E și insulele cristaline ale Măgurei Șimleului, Heghișei și Făgetului în W. Spre S, acest șanț se întinde pînă în regiunea de contact dintre horsturile cristaline ale Plopișului și Meseșului, iar în N, el se continuă fără vreo intrerupere vizibilă cu regiunea cea mai de W din bazinul neogen al Băii Mari.

Șanțul Zălăului constă din sedimente de vîrstă pontiană, sarmatiană tortoniană. Cele dintii păstrează, în cea mai mare parte, poziția inițială în care au fost sedimentate. Anume, pe cele două imagini ale sale ele înclină cu maximum 12° înspre interiorul bazinului unde ele devin orizontale pe mari suprafețe.

Axul cuvetei reprezentată prin șanțul Zălăului urmărește lunca largă a pîrîului Sălăjel. Mai spre S, la nivelul orașului Zălău, așezarea depozitelor pontiene din această unitate tectonică se complică prin apariția a două brahianticlinale, descoperite de S. PAPP în 1915, la Crișeni și la Panic. Aceste două brahianticlinale se prezintă cu o decroșare de-a lungul unei falii transversale cu direcția E–W care urmărește V. Zălăului și affluentului acesteia pe dreapta, pîrîul Creicuța. Cele două brahianticlinale se întind începînd de la S de Gîrcei, peste Crișeni și Panic și ajung la S pînă în apropiere de Cățelușa. Înclinările maxime pe care le prezintă sint de $8-10^{\circ}$.

Geneza lor nu o atribuim unor presiuni tangențiale, ci existenței unor blocuri ale fundamentalului care, în timpul mișcărilor rodanice sau chiar a celor valahice, suferind o ușoară ridicare au produs boltirea sedimentelor pontiene de deasupra.

La E și W de aceste brahianticlinale, se găsește cîte un sinclinal și anume unul cu sedimente pliocene relativ groase, situat în imediata apropiere a Meseșului, sinclinal pe care se află așezat orașul Zălău, și altul

cu sedimente pliocene mai subțiri care spre W, ia contact printr-o fractură cu insulele cristaline din interior (fig. 18).

De la Cătelușa spre S, situația tectonică se normalizează în sensul că depozitele neogene prezintă așezarea inițială a unor sedimente care s-au format într-o albie.

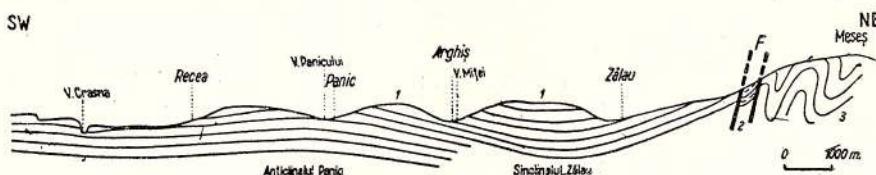


Fig. 18. — Profil prin șanțul Zălăului.
1, Pliocen; 2, Eocen; 3, Cristalin; F, falii.

Abb. 18. — Profil durch den Zălău-Graben.
1, Pliozän; 2, Eozän; 3, Kristallin; F, Verwerfungen.

În afară de aceste cufe, depozitele din șanțul Zălăului se mai caracterizează prin existența a numeroase falii. Dintre acestea, sunt unele vizibile în deschideri, în timp ce altele sunt mascate, dar existența lor este de neînlăturat. Săriturile, pe care le prezintă ele, sunt în general mici începînd de la cîțiva centimetri și ajunge la cîțiva metri.

Întrucît regiunea prezintă foarte, numeroase alunecări precum și roci neconsolidate care se dezagregă ușor, făcînd să dispară urmele evenualelor falii, acestea pot fi constataate numai în carieră sau în deschideri proaspete. Convingerea noastră este că falile există în număr mult mai mare, dar prezența lor n-a putut fi stabilită întotdeauna.

Falii cu o săritură de numai 10—15 cm, au putut fi constataate la W de Crișeni, în fundul văii Oaiei, în două mici cariere de nisip. O altă falie cu o deplasare de cca 2 m, se poate vedea în cariera de NW de Mirșid iar altele la SE de Cătelu. Pe lîngă aceste falii vizibile dar cu caracter local, trebuie să mai admitem existența a numeroase alte falii, care se întind pe mulți kilometri dar nu sunt vizibile nemijlocit, întrucît pe ele s-au instalat cursuri de ape care le maschează prin aluviuni.

Una dintre aceste falii, presupusă și de BANDAT-REICH, avînd direcția E—W și situată în continuarea spre W a fracturii Moigradului, este aceea care provoacă decroșarea brahianticlinalului Crișeni-Panic. În afară de această decroșare falia este marcată prin prezența unor vulcani noroioși: două pe V. Creicuta (la S de Crișeni) și unul imediat la E de halta C.F.R. Herculane.

Este posibil ca această falie să aibă continuitate spre W pînă la falia cu aceeași direcție E—W care separă, la Șimleul Silvaniei, Cristalinul din Măgura de Pliocen. Ea urmărește apoi spre W pîrful Puturos, affluent pe stînga Crasnei, la Șimleu, unde este marcată de asemenea prin vulcani noroioși. Din pîrful Puturos această falie se continuă probabil în direcția vestică, pe V. Barcăului, între Zăuan și Port, fapt care reiese din dezvoltarea unei largi depresiuni erozive de contact în apropiere de Marca. Prezența faliei a înlesnit și aici multă lărgirea albiei Barcăului.

O altă falie, care figurează în lucrarea lui BANDAT-REICH, are direcția N—S și se află între Boghiș și Valea de Sus. Această falie, acoperită de aluviunile Barcăului, este marcată prin prezența vulcanilor noroioși de la Valea, precum și prin prezența unei deschideri în malul drept al Barcăului, în care Pontianul se prezintă în poziția N 29° E/40° SE. De asemenea forajul executat în toamna anului 1962 la Valea de Sus a dat de ape termale, care dovedesc că și fundamentul este fracturat.

Altor falii, pe care de asemenea nu le putem constata nemijlocit, le atribuim existența a numeroși alți vulcani noroioși din următoarele regiuni: capătul de S al satului Cătușa, pe V. Grebea (N de Cătușa), la sud de satul Recea, pe calea principală a satului Gîrcei, pe marginea de E a satului Cristur, la N de Ortelec.

Prezența numeroaselor falii transversale care străbat Meseșul, precum și falii probabil mai puțin numeroase din Plopiș, în special acele care determină ieșirea spre E ai celor doi pânteni în spate interiorul bazinului, nu putea fi lipsită de ecou și asupra sedimentelor pliocene, care au fost astfel străbătute de falii și în regiuni încă necunoscute.

Geneza acestor falii o atribuim prezenței mișcărilor suferite de blocurile din care constă fundamentul preneogen, fiecare falie de la suprafață corespunzând unor fracturi importante din fundație.

Dintre insulele cristaline, Măgura Șimleului prezintă un contur rombic, rezultat din întretăierea unor falii cu direcții aproximativ E—W, cu falii având direcția NW—SE. Dintre cele patru falii, deplasarea cea mai mare pe verticală o prezintă falia din S, intrucât aceasta o limitează de regiunea de minim gravimetric situată la SE de Șimleul Silvaniei. De altfel în această regiune este vorba de un întreg sistem de falii paralele, care provoacă scufundarea Cristalinului în trepte spre S.

Cele două falii paralele din E și W prezintă sărituri mijlocii, dar totuși importante, intrucât și ele separă acest horst de două regiuni de minim gravimetric. Cît privește sistemul de falii din nordul acestui horst cristalin, acesta prezintă săritura relativă cea mai mică, din care cauză limita Cristalinului apare aici în zigzag.

Insula cristalină a Heghișei, situată în plin bazin, pe marginea de W a satului Coșei, apare la zi numai pe o suprafață de 1 km². Cristalinul de aici fiind înconjurat pe o mare suprafață de sedimente tortoniene care incep prin tuf dacitic, este de presupus că la o adâncime nu prea mare Cristalinul posedă o suprafață egală cu aceea ocupată de Tortonian, intrucât depozitele acestuia sunt relativ subțiri. Depozitele sarmatice nou descoperite aici, ocupă suprafețe neînsemnante.

Rocile cristaline din adâncime și cele miocene de la suprafață acestei insule, care alcătuiesc un horst, sunt limitate de către o falie importantă spre E (falia Guruslău) și spre NW (falia Bocșa), falii care se întâlnesc la N de Chilioara. Înspre SW, falia nu este evidentă, fiind acoperită de transgresiunea pontiană. Pe această linie horstul ia contact cu o depresiune marcată printr-un minim gravimetric.

Monoclinul panonic constă la zi din depozite de vîrstă numai pliocenă, care prezintă inclinări mai mari, pînă la 10° pentru Pontianul din

vecinătatea insulelor cristaline și numai de cîte 5° – 6° pentru Dacian. Depozitele monoclinului panonic sunt caracterizate prin prezența falilor dintre care două sunt cunoscute cu siguranță. Una dintre ele, falia Șarmășag, cu direcția NE–SW, este cunoscută de mult timp, datorită exploatarilor miniere. Ea prezintă o săritură de 25–30 m a aripei sale de W. Această falie începe în N de la Bogdand, trece pe la Chiejd și Șarmășag, de unde, urmărind V. Crasnei, se continuă probabil pînă în regiunea satului Uileacul Șimleului.

Falia Dersida prezintă aceeași direcție NE–SW, ca și precedenta și este situată la N de satele Dersida și Corund. Această falie nu poate fi constatată la zi. Ea a fost pusă în evidență prin forajele executate în 1961 și prezintă o săritură de 30–50 m. Prezența lor este un indiciu asupra structurii mai complicate existentă în fundamentalul preneogen.

Mai spre N încă, este posibilă existența unei a treia falii la Supurul de Sus. Existența acestei falii o bazăm pe prezența metanului la adîncimea numai de 120 m în forajul executat în anul 1962. Alte două falii cu direcția NE–SW și E–W și cu sărituri numai de cîțiva metri, au fost stabilite în lunca Barcăului între satele Suplac și Leșmir, pe baza forajelor puțin adînci.

În concluzie, putem afirma că în timpul Pliocenului mediu mișcările de scufundare ale numeroaselor blocuri din fundament continuau destul de intens, determinînd marile grosimi (peste 1000 m) ale depozitelor de această vîrstă întinute în zonele de minim gravimetric. De altfel, aceasta este epoca în care depresiunea panonică a căpătat actuala ei înfățișare, dimensiunile ei mari și unitatea pe care o prezintă astăzi.

III. ERUPTIVUL

Activitatea vulcanică s-a manifestat destul de slab. Mai întîi este cazul să arătăm existența unei activități vulcanice în Permian, după cum se poate constata din materialul piemontan găsit în fundul pîrifului Zălau pe flancul de W al horstului Meseș. Porfirele feldspatice și quartifere de culoare verde și brun închisă întinute aici, nu pot proveni decît din imediata apropiere. Pădurea deasă și tînără nu permite deocamdată stabilirea punctului de apariție în loc.

Începînd din Permian lipsesc orice indicii de activitate vulcanică pînă în timpul Tortonianului cînd, deodată, vulcanismul intens din unele regiuni apropiate poate fi constatat și aici.

Vulcanismul s-a manifestat la întretăierea sistemului de falii longitudinală Parameș, cu falia transversală a Moigradului, care a adus la suprafață dacite și andezite. Primele se cunosc sub forma unui mare masiv pe dreapta pîrifului Strîmturii în vîrful Măguricea și sub formă a două petece mici pe stînga aceluiași pîrîu în apropierea vîrfului Puguiorul. Marea extindere a tufurilor dacitice de la Ortelec, prin Mirșid pînă la Popeni și la S de acesta, este un indiciu că ele provin de pe o linie eruptivă locală și nu au fost aduse din altă parte.



În lungul sistemului de falii Parameseș, constatăm prezența unui număr de opt apariții de andezite alterate, pe suprafețe reduse, la SE de Cățelu.

În sfîrșit o altă linie de eruptiuni este fractura situată pe marginea de E a insulei cristaline a Heghișei, unde la N de Chilioara, în cariera nouă situată la N de sat, în D. Lighet este exploatață o brecie dacitică. Alternanța de material eruptiv brecificiat cu diferite dimensiuni și cu o cădere de 15° – 20° spre W, arată că ne aflăm chiar pe linia de eruptiune. Brecia vulcanică de aici este acoperită spre W de tuf dacitic, iar spre E ia contact cu Pontianul (fig. 19).

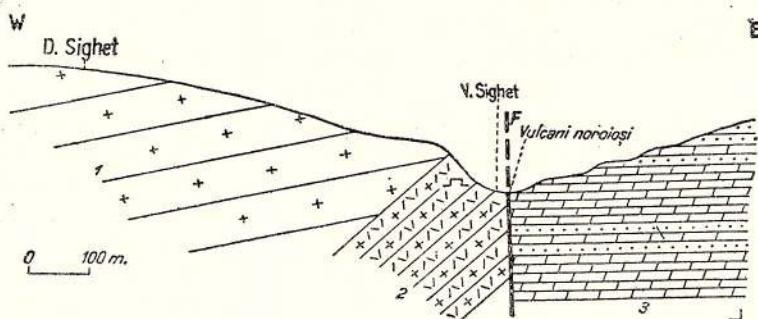


Fig. 19. — Profil prin conul vulanic de la N de Chilioara.

1. tuf dacitic fin ; 2. brecie dacitică ; 3. Pontian ; F. falie cu vulcani noroioși.

Abb. 19. — Profil durch den Vulkankegel nördlich von Chilioara.

1. Feiner dazitischer Tuff ; 2. Dazitische Breccie ; 3. Pont. F. Verwerfungen mit Schlammvulkanen.

IV. GEOMORFOLOGIA

Datele geomorfologice de care dispunem pînă acum asupra bazinului Silvaniei, sunt cu totul sumare, ele fiind continute în lucrarea lui ST. MATEESCU și în aceea a lui FICHEUX. Acest bazin n-a făcut obiectul unui studiu geomorfologic special. De la început este cazul să remarcăm că individualizarea distinctă, pe care o constatăm astăzi, la bazinile neogene externe ale munților Apuseni, este un fenomen secundar și de dată tîrzie, anume de la sfîrșitul Pliocenului și din Cuaternar. Tărâmul de est al mării pontiene panonice ce se prezinta mult mai puțin franjurat decît este cazul limitei geologice de astăzi. Ea este consecința eroziunii intense a depozitelor moi de vîrstă pliocenă care acoperau în mare măsură horsturile cristaline situate între bazine.

Întrucît o explicare bine documentată a formelor de relief actuale arată măsura în care s-a reușit să se pună și să se rezolve problemele stratigrafice și mai ales cele tectonice, considerăm necesară expunerea rezultatelor geomorfologice obținute în paralel cu cele geologice.

Unitatea morfologică a bazinului Silvaniei și limitele sale clare sunt consecința unității tectonice pe care o prezintă această depresiune, în comparație cu horsturile care o limitează spre SE și spre SW. Pe de

altă parte variațiile de relief din interiorul bazinului se datorează influenței fundamentului depozitelor neogene, precum și dezvoltării istorice a acestui bazin.

Cele trei mari unități tectonice separate : șanțul Zălăului, insulele cristaline interne și monoclinul panonic, corespund la tot atîtea unități geomorfologice cu caractere proprii, în care poate fi raionată morfologia bazinului. Dacă cinea, urcat pe Măgura Șimleului, privește spre S și cuprinde într-o singură privire munții Meseșului și ai Plopișului, este surprins că de deosebit se prezintă aspectul lor. Într-adevăr, în timp ce munții Plopișului prezintă aspectul unui podis înalt — ei reprezentând o peneplenă — munții Meseș se prezintă în forma dintilor unui ferăstrău constând dintr-o alternanță deasă de vîrfuri înalte pînă la 990 m și de șei situate în imediata apropiere care coboară cu 100—200 m sub nivelul vîrfurilor, unele dintre ele cобorind chiar pînă la 281, 416 și 596 m altitudine absolută.

În șanțul Zălăului, devenit uscat încă de la sfîrșitul Pontianului, s-a organizat o primă rețea hidrografică chiar de la începutul Dacianului. Suprafața acestei portiuni de bazin a fost drenată inițial de un singur curs de rîu care reprezenta prelungirea spre NE a vechiului curs a Drăganului. Aceasta urmărea șanțul Zălăului paralel cu Meseșul și cu Prisaca și se vîrsa în acel maximum de scufundare existent atunci și reprezentat prin bazinul Băii Mari. Astăzi acel lung pîrîu se află fragmentat în două : cursul superior al Crasnei și pîrîul Sălaj.

Documente litologice în sprijinul acestei ipoteze n-am găsit. Totuși cotitura în unghi drept, pe care o face rîul Crasna la Vîrșolt, prelungirea sectorului său de pînă aici în direcție NE cu Pîrîul Rece, affluent al pîrîului Zălau și direcția pe care o prezintă cursul superior al pîrîului Sălaj la Gîrceni, dovedesc unitatea de odinioară a acestor văi.

Barcăul nu există încă în Dacian. Apele care cобorind din munții Plopiș sint adunate astăzi de acest rîu, curgeau pe atunci spre N pentru a se vîrsa în rîul Crasna mai jos de localitatea cu același nume. Ele foloseau în acest scop V. Ratinului, în care ajungeau trecînd actuala creastă de pe dreapta Barcăului prin dreptul satului Valcăul de Sus.

Mai spre N, V. Iazului și Valea Mare depășeau și ele creasta de pe dreapta Barcăului în dreptul satului Boghiș, folosind cursul actual al rîului Pupoș. Și mai la N încă V. Dridiului depășea aceeași creastă mai sus de Nușfalău pentru a urmări V. Corhanilor, ambele unindu-se cu V. Ratinului. Existența unei vechi rețele hidrografice a cursului superior al pîrîului Barcău, în timp ce era affluent al Crasnei, este documentată prin prezența pietrișurilor de cuarț constatate în șanțul săpat în 1962 al șoselei pe marginea de W a satului Ratin.

Într-un stadiu următor al evoluției hidrografice a avut loc formarea actualului curs mijlociu al Crasnei, situat în aval de Vîrșolt, pînă la ieșirea acestuia din defileul de la Șimleu. Cauza acestei schimbări o atribuim faptului că mișcările de scufundare încetaseră în bazinul Baia Mare, în schimb a devenit activ un nou centru de scufundare în regiunea de la W de Satul Mare. Acest centru intensificînd activitatea erozivă a unor pîraie din

timpul Levantinului, a împins cursurile acestora pînă la Vîrșolt unde au captat actualul curs superior al Crasnei.

Sectorul orientat SW—NE, al Crasnei de la NE de Uileacul Șimleului, după ieșirea din Cristalinului Măgurii, pare a fi determinat de prelungirea spre SW a faliei Sărmașag care este aici acoperită de aluviuni.

Formarea cursului mijlociu al Barcăului, începînd de mai sus de Nușfalău și pînă la Suplacul de Barcău, este de vîrstă și mai tînără încă, probabil de la sfîrșitul Levantinului. Ea corespunde apariției unor noi centre de atracție a apelor, situate mai spre S, din depresiunea panonică. Vîrsta ei tînără este dovedită de piemontul care se dezvoltă la SE de Nușfalău, format din depozite care nu-și au corespondentul pe dreapta acestui sector al Barcăului. Bazinul Nușfalăului este de origine erozivă, depozitele cele mai tinere predominant nisipoase ale Pontianului superior fiind erodate pe o grosime de cca 100 m și acoperite cu pietrișuri și argile piemontane.

Unele ape din acest bazin de eroziune au depășit probabil într-un timp creasta și la E de Nușfalău, folosind actuala vale a pîriului Puturos, pentru a ajunge în Crasna la Șimleu. Altitudinea scăzută din șeaua pe unde au trecut apele este folosită acum de șosea și de linia C.F.R. coborînd pînă la cca 240 m, față de 301 m cota imediat învecinată de pe creastă.

O altă caracteristică a regiunii sunt numeroasele depresiuni erozive de contact. Acestea s-au dezvoltat în lungul falilor dintre Cristalin și bazin sau între două etaje neogene, prin erodarea depozitelor moi. Depresiunile de contact pot fi urmărite pe marginea de E a bazinului începînd din regiunea de la W de Benesat pînă la Stîrci, apoi pe ramura de V începînd de la Fizeș pînă la Suplacul de Barcău. Uneori dezvoltarea lor este minimă, cunoșcîndu-se numai sub forma unei lărgiri bruște a văilor înguste care ies din Cristalin și prin primirea unor mici vîlcele afluenți, care urmăresc de o parte și de alta exact limita dintre Cristalin și Sedimentar. Alteori depresiunile de contact sunt destul de largi pentru a putea cuprinde sate întregi (Cătelu, Popeni, Șoimuș, Bîrsa, Port, Chilioara, Coșei, Cehei etc.) sau chiar orașe (Simleul Silvaniei).

De asemenea sunt foarte frecvente șeile de contact. În acest caz culmile care vin din munți și ajung la marginea bazinului, nu-și păstrează panta lor uniformă, ci relieful scade deodată cu cîțiva metri pînă la peste 20 m pe o lățime de zeci și chiar de peste 100 m, pentru ca ulterior în cuprinsul depozitelor pliocene de pe marginea bazinului relieful să se ridice din nou și apoi să scadă iarăși definitiv în spre interiorul bazinului.

Prezența a foarte numeroaselor depresiuni și șei de contact este o dovadă a influenței mișcărilor neo- și actuoctectonice, întrucît fracturile existente la contactul blocurilor, situate la altitudini foarte diferite, au fost active pînă în prezent slăbind constituția rocilor neogene din acoperiș și permitînd astfel intensificarea eroziunii.

Un rol de seamă în determinarea aspectului geomorfologic al bazinului l-au jucat și faliiile. Prezența falilor a determinat în interiorul bazinului direcția locală a unor sectoare de ape curgătoare. Din numeroasele exemple care se pot da în acest sens, vom alege numai cîteva. Astfel V.

Creicuta, affluent al pîrîului Zălau la S de Crișeni, urmărește cu direcția ei de E-W acea falie care a determinat decroșarea liniei de creastă a brahianticlinalului Panic-Crișeni.

Mai departe în continuarea ei spre W, pe această direcție de faliere se instalează porțiunea din pîrîul Barcău cuprinsă între Zăuan și Port. De asemenea cursul Crasnei între Șimleu și Uilacul Șimleului s-a stabilit pe fractura ce separă acest horst de depresiunea situată în spre apus.

Cursurile pîraielor Chilioara și Gurăslău s-au instalat tot pe falia dintre Tortonian și Pliocen, întrucât aici posibilitatea de eroziune era cea mai ușoară. Alte exemple de văi instalate pe fracturile din fundamente sunt cei cîțiva afluenți de pe stînga Someșului de la N de Jibou : V. Șoimușului, V. Bîrsei și V. Inăului.

Un aspect al reliefului determinat de situația tectonică sunt și miciile începuturi de inversiune de relief, care au luat naștere în cele două maxime de ridicare locală ale brahianticlinalelor Panic și Crișeni, depresiuni care au permis dezvoltarea acestor două sate.

Pentru întregul bazin trebuie să admitem, că într-un stadiu anterior eroziunea a acționat cu predilecție pe verticală, producînd adâncirea rețelei hidrografice. A urmat apoi un stadiu corespunzător diluviului cînd nivelul de bază stabilindu-se, apele nemaiputîndu-se adânci, eroziunea a lucrat acum lateral, producînd intense alunecări de teren, mai ales în depozitele slab consolidate ale Pliocenului, precum și colmatarea albiilor. Intensitatea alunecărilor crește începînd din partea inferioară a pantei, unde ele sunt vechi și aproape șterse, spre partea superioară din apropierea culmilor, unde se constată rupturi proaspete și adânci de mai mulți metri, cu formare de movile izolate sau în grup, uneori adevărate piramide de pămînt. Unele pîraie mici apar cu albia literalmente strangulate de alunecări.

Prezența alunecărilor a putut fi constatată chiar și în Cristalin, ele apărînd destul de frecvent pe versantul de W al crestei Meseșului. Geneza lor este datorită numeroaselor fracturi locale care au permis infiltrarea apelor și punerea în mișcare a unor suprafete de sute de metri pătrați de Cristalin adeseori alterat.

Alternanța frecventă în Pontianul superior din șanțul Zălăului, precum și în Dacianul din monoclinul panonic al unor complexe predominant nisipoase sau chiar fin conglomeratice cu complexe predominant marnoase a determinat punerea în evidență a rocilor mai bine cimentate din primul complex sub formă de praguri care se repetă pe pantă de mai multe ori. Chiar dacă acestea nu pot fi observate din imediata apropiere, ele devin foarte distințe de la o depărtare de 2–3 km.

Un punct deosebit de important, necesar a-l atinge în acest capitol, este străpungerea horstului Meseș de pe un versant pe celălalt de către apele a trei pîraie. Dintre aceste două (V. Poniței și V. Ragului) vin din Bazinul Transilvaniei pentru a intra în acela al Silvaniei. Ele curg de la E spre W fiind tributare Crasnei. Al treilea, pîrîul Strîmturii curge în sens invers, fiind tributar bazinului hidrografic al Someșului.



Valea Ragului înainte de a străbate Meseșul, curge mai întâi în Bazinul Transilvaniei cca 2 km. Această vale a folosit în străpungerea sa, un sistem foarte complicat de falii, care au dat naștere unui graben dispus transversal pe direcția Meseșului. În acest graben V. Ragului și-a tăiat în unele sectoare un adevarat defileu. Valea începe în E în depozitele de vîrstă eocenă ale Bazinului Transilvaniei, străbate apoi o distanță scurtă depozitele danian-paleocene, urmărind o falie, care le decoșează pe o distanță de cca 100 m, apoi intră în Cristalin pe care-l străbate cca 1 km, urmărind aceeași falie E-W, traversează Triasicul inferior și mediu, pe care de asemenea îl decoșează, intră din nou în Cristalin, valea rămînind mereu strîmtă, pînă la grupul de case al cătunului Valea Ragului. Aici valea intrînd în Tortonian se largeste putin pentru a se deschide larg la intrarea în depozitele moi ale Pontianului.

Data, cînd a avut loc această străpungere, nu o putem preciza. În orice caz sistemul de falii transversale este mult mai vechi decît Pliocenul, doavadă fiind prezența unui petec de Pontian pe Cristalinul de pe stînga văii Ragului, mai sus de ultimul grup de case din E. Apele Pontianului din bazin intrau deci pe o oarecare adîncime în interiorul Cristalinului, folosindu-se de V. Ragului.

În capătul de N al munților Meseș, pîrîul Strîmturii înaintînd din spre E din Bazinul Transilvaniei, a folosit sistemul de falii transversal al Moigradului, pentru a pătrunde în bazinul Silvaniei.

Cursul superior al văii Strîmturii este reprezentat prin V. Rodinei care urmărește sistemul de falii longitudinal al fracturii Parameș. Această vale a făcut parte inițial din sistemul hidrografic al bazinului Silvaniei. Ulterior ea a fost captată de pîrîul Strîmturii în regiunea situată la E de biserică din Ortelec, după cum o dovedește cotitura în unghi drept pe care o face aici.

Spre deosebire de valea Ragului care s-a adîncit numai pînă la altitudinea de 418 m, V. Strîmturii folosind această mare scufundare curge la o altitudine inferioară curbei de nivel de 300 m.

V. HIDROGEOLOGIA

Cu ocazia parcurgerii terenului am putut constata numeroase date hidrogeologice interesante. Pe acestea găsim că este cazul să le menționăm în scopul de a atrage atenția asupra unora dintre ele care nu erau cunoscute și de a pune la îndemîna cercetătorilor viitori o bază de plecare mai documentată decît aceea de la care am putut pleca noi. În plus ele ne permit să aducem multe dovezi suplimentare pentru înțelegerea structurii geologice expuse.

În cele ce urmează ne vom ocupa de : izvoarele arteziene, „vulcanii noroioși”, apele termale, izvoarele minerale, apele dure și regiunile lipsite de ape freatiche ușor accesibile.

Izvoarele arteziene. Am distins existența a trei raioane cu ape arteziene. Acestea sunt : zona axială a șanțului Zălau și, parțial monoclinul panonic, ambele acoperind suprafețe relativ mari, precum și regiunea de



la N de Jibou, a cărei suprafață nu o cunoaștem, dar nu poate fi decât foarte limitată.

Referindu-se la etapele arteziene din primele două raioane, trebuie să constatăm că ele apar (datorită înclinării slabe a stratelor și a lipsei de intercalări marnoase), numai începând de la o oarecare depărtare de rama cristalină și anume numai pe traseele văilor care prezintă o eroziune suficient de adinătă, precum sunt : Zălau, Barcău și Sălajul, împreună cu unii afluenți ai lor. De asemenea, ele sunt restrinse la rocile de vîrstă poniană și nu se mai manifestă deîndată ce străpungem depozitele acestuia.

Un caz care confirmă aceasta este forajul executat în anii 1948 — 1949 pe marginea de W a satului Crasna. Forajul a mers în marne poniene pînă la adîncimea de 250 m, avînd o singură intercalărie de nisip acvifer, groasă de 2 m la adîncimea de 160 m. Acest nisip a dat apă ascendentă pînă la 16 m sub nivelul amplasamentului forajului. În speranța de a se da totuși de apă, s-a continuat forajul înălțindu-se 16 m de Sarmatian, după care s-a intrat în tuf dacitic. La 268 m forajul, a cărui apă era destinată adăpării vitelor de la pășunat, a fost oprit din motive financiare.

Remarcăm că satul Crasna, care se aprovizează cu apă potabilă din fintini, ar putea avea apă arteziană, întrucît strada principală se află sub nivelul pînă la care s-a ridicat nivelul apei din foraj.

Cu această ocazie amintim afirmațiile noastre anterioare că artezianismul apelor de aici nu se datorează existenței vreunei structuri sinclinală a regiunii, ci pînzelor de ape captive care se află în alternanță de material grosier (pietris, nisip), cu grosime crescîndă spre marginea bazinului, unde se încarcă cu apă, cu material fin (argile și marne), a cărui grosime crescîndă spre interiorul bazinului, joacă rol de strate protectoare.

Cele mai vechi puțuri arteziene se cunosc la Zălau, ele datînd de peste 100 de ani. Acest oraș fiind centrul cel mai populat din bazin și destul de intens industrializat, pe teritoriul său, sau în imediata apropiere, au fost săpate pînă acum 19 puțuri arteziene.

Important de remarcat este faptul că apa acestor puțuri nu este folosită în întregime, întrucît populația se aprovizează cu apă numai direct de la puț, timp de 3—4 ore pe zi. În restul de 20—21 ore apa curge nefolosită. Cind însă este nevoie de apă într-un nou cartier sau pentru o nouă unitate industrială, atunci se execută un foraj nou pentru a avea apă la îndemînă.

Un aspect important al înmulțirii continuie al numărului puțurilor și al folosirii reale numai a unei mici cantități din apă izvorîtă, este dacă acest mod de exploatare nu va conduce la slăbirea pînzelor de apă arteziană, întrucît apa izvorește în cantitate mai mare decât se infiltrează în pămînt.

Caracteristica apelor tuturor puțurilor arteziene constă în temperatură lor ridicată de cca 16—17° și în conținutul de H_2S . Mai constă că, cu cît puțurile se află mai în apropierea ramei cristaline, cu atît ele conțin o apă mai rece și o cantitate mai scăzută de H_2S . Temperatura ridicată a acestor ape, precum și conținutul lor de H_2S , provine din oxidarea granulelor mici de marcasită care sunt împrăștiate în mare număr.



în depozitele ponțiene, în special în marne. Temperatura izvorului de la Crișeni este de 23,5°.

În săntul Zălăului, în afară de puțurile din orașul Zălau și din imediata apropiere, mai există puțuri arteziene în următoarele localități: Crișeni, două la Cehul Silvaniei (la moară și în centrul orașului), la Nușfalău și pe V. Tura. Din forajul de la moara din Cehul Silvaniei se degajă continuu o cantitate mică de gaze.

Izvorul artezian de la Crișeni conține o apă slab sărată și o cantitate oarecare de hidrocarburi gazoase, probabil metan. Prezența apei în axul unui anticlinal, se explică prin faptul că creștetul acestuia rămâne cu mult mai jos în comparație cu flancul de E al sinclinalului Zălău, ale cărui depozite pliocene, reprezentate prin pietriș fin și nisip grosier, se ridică mult spre E, rezemindu-se de Cristalinul Meseșului.

La W de Benesat, lîngă șoseaua ce duce la Cehul Silvaniei, apare un izvor de falie între Pliocen și Tortonian, în care apa se ridică peste 0,50 m în colacul de piatră pus în acest scop. Prezența acestuia este dovada existenței unei pînze de apă freatică venind dinspre E, care se ridică deasupra altitudinii locului.

În monoclinul panonic numărul puțurilor arteziene este mai mic. Există cîte unul la gara Sărmășag, Camăr, Șumal (un foraj de explorare pentru petrol, puternic sulfuros) și la Balc. La colonia minieră din Sărmășag există de asemenea un puț artezian, în care apa vine numai pînă exact la nivelul solului, astfel că a trebuit să se face o amenajare specială pentru a putea fi folosită apa.

În regiunea de la N de Jibou, există un singur izvor artezian, executat în 1898 pentru explorarea hidrocarburilor pe marginea de S a satului Someș-Odorhei, între linia ferată și șosea, la cca 100 m depărtare de aceasta din urmă. Privite superficial, condițiile geologice în care apare aici apa arteziană ar fi de neînțeles, atât în ipoteza veche a unei structuri anticlinale, cît și în ipoteza nouă care admite o structură de horst foarte strivit al cărui simbure cristalin este îngropat. Coloana sondei este înfundată cu un dop de lemn prin care reușește totuși să pătrundă o cantitate mică de apă sărată, care se răspîndește împrejur stîjenind culturile.

În aceste condiții, explicația artezianismului apei din acest foraj poate fi numai prezența unei cantități mici de gaze, care ține apa sub presiune, ridicînd-o pînă la suprafață.

,,Vulcani noroioși''. Această denumire poate fi dată la numeroase izvoare caracterizate prin apariția permanentă a apei chiar și în timpul secerelor, în suprafetele uneori de zeci de metri pătrați pe care le ocupă, precum și prin adîncimea mare a noroiului din care apar. Conțin apă dulce și sunt lipsite de gaze. Ele sunt acoperite permanent cu vegetație, se află întotdeauna în luncile văilor sau în imediata lor apropiere. Vitele sunt ferite de ele întrucîn căzind, intră adine și nu mai pot fi scoase. Adeseori sunt acoperite de locuitori cu lemn și crengi, iar dacă se bagă în ele prăjini lungi, acestea nu le dau de fund. De aceea oamenii le numesc „tăuri fără fund”, iar în unele regiuni „ochi de mol” (nămol). S PAPP le denumește „izvoare calde”, dar nimeni nu dă indicații asupra genezei lor.

Dintre cele cca 39 asemenea izvoare pe care le-am identificat (uneori numărul lor exact nici nu poate fi precizat, întrucât în anotimpurile ploioase, ele se unesc câte mai multe la un loc), unul singur merită denumirea de „vulcan noroios”, deoarece se ridică cca 20 cm deasupra nivelului local și, la fel cu vulcanii noroiosi din regiunile petroliere, el este în legătură cu manifestările de gaze (H_2S). Acesta este vulcanul noroios de la Crișeni, situat pe malul stâng al văii principale, în mijlocul satului. El se caracterizează printr-o erupție permanentă, dar slabă, nu conține gaze inflamabile, în schimb conține H_2S . În afară de băltoaca principală, la o distanță de cca 3 m, există încă trei băltoace mai mici și cu activitate mai scăzută.

După spusele locuitorului Vasalaș Crișan în vîrstă de 75 de ani, în iulie 1910, acest vulcan noroios a erupt pe neașteptate cu o intensitate deosebit de mare, acoperind pe mii de metri pătrați toată lunca văii cu un strat de noroi gros de cca 0,5 m, astfel că oamenii nu s-au putut folosi de teren timp de doi ani. De asemenea, a împroscat cu noroi toate casele din jur. În timpul războiului din 1942, acest vulcan ar fi avut din nou o activitate foarte scăzută. Probabil, că semnalarea acestui fenomen a determinat prospecțiunea făcută în regiune de S. PAPP (1915) și apoi executarea forajului adânc de 723 m, amplasat cam la 200 m mai sus de gura văii Oaei, affluent pe dreapta văii Satului, unde în prezent este amenajat un strand.

Amplasamentele celorlalte izvoare din perimetru nostru sunt următoarele : la Crișeni, un număr de opt izvoare, la Cristur există unul, la Gîrceni tot unul, la Hereclean unul, la Panic săpte izvoare, la Cătușa două izvoare, la Recea trei izvoare, la W de Șimleul Silvaniei două-trei izvoare, la Valea de Jos și de Sus cîte un izvor, la Ortelec W de biserică trei izvoare.

În ceea ce privește geneza lor cercetările noastre au ajuns la concluzia că aceste izvoare se găsesc întotdeauna amplasate pe linii de falii de importanță mai mare sau mai mică și în consecință ele reprezintă izvoare ascendente. Numele de „izvoare calde” provine de la faptul că nu îngheță iarna, deoarece apele lor provin de la oarecare adîncime.

Remarcăm că acest fel de izvoare, prin numărul lor mare sunt caracteristice bazinului Silvaniei și că ele lipsesc din unele bazine (Zărand, Beiuș, Borod), sau sunt foarte puține în alte bazine de la exteriorul munților Apuseni (de exemplu Baia Mare). Această constatare este un argument în plus asupra structurii diferite pe care o prezintă bazinul Silvaniei, în comparație cu celelalte bazine și a problemelor proprii care se pun în el, prin prezența unor numeroase fracturi, deși puțin importante.

Apele termale sunt cunoscute din cele două foraje executate în 1962, la Drighiu și la Valea de Jos. Temperatura lor este de peste 30° . Prezența acestora dovedește existența unor fracturi puternice în fundamentul format, în special, din Cristalin al depozitelor neogene. Este posibil să apară, în eventualele foraje amplasate pe flancurile anomalilor gravimetrice pozitive și izvoare de borviz întrucât acestea sunt cunoscute chiar în plin



Cristalin al Plopișului, din regiunea fabricii de sticlă de la Pădurea Neagră în masivul Plopiș.

Izvoarele minerale sunt destul de numeroase, dar puțin variate și puțin concentrate.

Izvoare feruginoase există la Zăuan, Zalnoc, Chiejd etc. unde sunt folosite uneori de localnici pentru băi. Fierul din ele provine din cimentul gresiilor sau din nisipurile de vîrstă poliocenă.

Izvoarele sulfuroase sunt mai numeroase. Ele sunt cunoscute la : Crișeni (în vulcanul noroios), Jibou (W de oraș), băile Cătelul și într-o vale situată la N de acestea, Cătelușa (în două fintini din capătul de S al satului), Subcetate precum și în marea majoritate a apelor din izvoarele arteziene. Sulful provine cel mai adesea din concrețiunile de marcasită din marnele pontiene, iar uneori posibil și din gipsul tortonian.

Izvoarele sărare provin din apele de zăcămînt întrucît nicăieri în regiune nu se întâlnesc la suprafață sau în foraje, depozite sub facies salifer. În afară de apa forajului de la S de Someș-Odorhei, mai cunoaștem ape sărare în izvorul mineral de la W de Jibou în malul stîng al pîrîului Ferăstrău, pe fracturile din cuprinsul stratelor pestrițe inferioare și dintre acestea și depozitele de vîrstă tortoniană de pe parcursul prelungirii spre N a fracturii Parameș, ca de exemplu de la E de satul Bîrsa în malul stîng al văii, la Benesat, pe marginea de W a satului la Aluniș, la contactul dintre Paleocene și Tortonian.

În forajul de la Crișeni apa sărată se întilnește la două nivele (268,36 m și 285 m). ea reprezentînd infiltratiuni care ajung aici de la circulația mai intensă a apelor de zăcămînt de pe fractura Parameș. Izvorul de la Jibou, precum și cel de la Crișeni, conțin iod.

Ape dure. Acest fel de ape sunt caracteristice puțurilor săpate în marnele pontiene masive. Astfel, de pildă, apa din puțurile dela Nușfalău nu este bună nici de gătit și nici de spălat, ci este folosită numai la adăpatul animalelor.

Pinze de *ape freatice* ușor accesibile lipsesc în depozitele de piemont, fie că acestea sunt de vîrstă daciană fie levantină. Astfel pe mari suprafețe situate pe interfluviile de la S de satele Pria, Cizer, Sîrbi și Sig, apoi de la E de contactul dintre Cristalinul Plopișului și Pliocenul bazinului de eroziune al Nușfalăului, precum și de pe marginea de S a Cristalinului Făget (regiunea satelor Sodulba, Hodîsa, Cuța, etc.) fiind formate din petrișuri și nisipuri piemontane groase pînă la peste 100 m, nu posedă ape freatice, iar vegetația constă din esențe puțin valoroase (mesteacăn etc). Satele sunt așezate pe văi, iar cînd se află pe piemonturi (exemplu Dolea) due mare lipsă de apă.

VI. CONCLUZII

Bazinul Silvaniei reprezintă o treaptă de scufundare intermediară între munții Apuseni și marea depresiune panonică. Depozitele sale constau din Tortonian, Sarmatian, Pontian, Dacian, Levantin (?) și Antropogen.



Fundamentul este format în cea mai mare parte din Cristalin mezozonal, peste care se găsesc numeroase petece de Triasic, Danian-Paleocen, Eocen inferior și faciesul de Gosau (fig. 20).

Permianul este cunoscut numai ca pietriș în piemontul de la SE de Zălau. Triasicul apare sub formă de petece de conglomerat și gresie cuarțitică werfeniană, de dolomit anisian și de calcar negru ladinian pe marginea cristalinului.

Cretacicul superior este dezvoltat sub facies de Gosau. Răspândirea mare la suprafață și în foraje a depozitelor danian-paleocene dovedește marea importanță a Cristalinului în alcătuirea reliefului din acel timp. Depozitele sale s-au format pe continent în condiții de piemont, cu o intrerupere cînd s-a depus marnocalcarul de Rona într-un lac cu apă dulce al cărui nivel a oscilat mult.

Eocenul inferior, format din marne cu gips, cu nummuliți și din gresii, se găsește transgresiv. El apare în regiunea crestei Meseșului, precum și pe fractura Parameseș la W de Jibou.

Tortonianul, puternic transgresiv, ocupă suprafete mari și apare cel mai adesea direct peste Cristalin. Consta din rocile caracteristice acestui etaj în toată depresiunea panonică. Grosimea sa nu depășește 100 m. Posedă o foarte bogată faună tropicală, în care predomină Gasteropodele. Apare în special în regiunea de S a bazinului pe marginile mun-

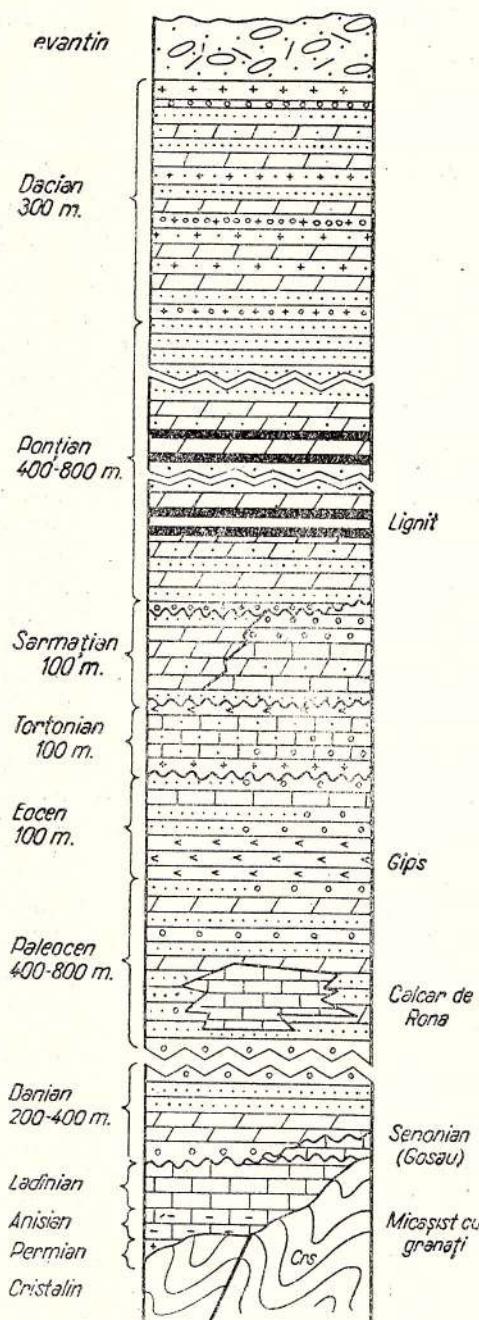


Fig. 20. — Coloană stratigrafică prin Neogenul bazinului Silvaniei și rocile din fundamente.

Abb. 20. — Stratigraphische Kolonne durch das Jungtertiär des Silvania-Beckens und den Gesteinen aus dem Grundgebirge.

ților Meseș și Plopiș și pe insulele cristaline. Depozite de vîrstă bugloviană n-au fost întâlnite.

După o scurtă și usoară ridicare a fundului, corespunzătoare mișcările din faza stirică, apele se adîncesc din nou în Sarmatian, depășind limitele Tortonianului. Fauna sărăceaște considerabil, supraviețuind genurile *Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium*, *Modiolus* etc.

Sarmatianul acoperă suprafața cea mai mare în colțul de S al depresiunii, unde s-a păstrat sub formă de petece mici pe marginea de E a munților Plopiș. Apare și pe marginea de W a insulei cristaline a Măgurii Șimleului, iar de curînd au fost descoperite două petece mici pe insula mioceană de la Coșei. Depozitele sale constau din două faciesuri: unul litoral-calcar lumașelic și oolitic — și altul de adîncime sau depus la gurile rîurilor — marne, gresii și microconglomerate slab cimentate.

Asupra relațiilor dintre Sarmatian și Pliocen ne menținem ferm pe vechea noastră poziție asupra unei îndelungate perioade continentale preponțiene. Dovadă că bazinul a fost golit de ape pe toată suprafața sa, este dispariția brusească și fără urmări a faunei sarmatiene. Fauna pliocenă nu posedă nici măcar un descendant al faunei marine sarmatiene.

Ideea continuității de sedimentare, admisă timp de decenii pentru regiunile de pe marginile depresiunile panonice, era determinată de prezența acelorași roci — marne și gresii friabile — care se depuseseră atât în Sarmatian cît și în Pontian în largul apelor, precum și pe alterarea subaeriană a depozitelor sarmatiene produsă în timpul perioadei continentale preponțiene, astfel că s-a sters lipsa de continuitate dintre rocile vechi și cele noi.

În comparație cu depozitele miocene, sedimentele pliocene se caracterizează prin marea suprafață pe care o acoperă și prin marea lor grosime, datorită scufundării continuie a numeroase blocuri din fundament. Au fost separate pe baze faunistice sau petrografice etajele: Pontian, Dacian și Levantin (?). Sărăcia în fosile a unor pachete groase de strate ponțiene este consecința caracterului de mare închisă, precum și erodării depozitelor litorale, singurele bogate în faună.

Întrucât blocul munților Apuseni a prezentat mișcări pe verticală independente de celelalte blocuri, care formau țărmurile mării interioare panonice, iar sedimentele și fauna prezintă aspecte caracteristice fiecărui din aceste blocuri, clasificarea în opt zone propuse de PAPP pentru bazinul Vienei nu se poate aplica și la noi. Constatăm totuși că zonele C—E sunt prezente.

Apele mării interioare panonice au stat în legătură temporară cu apele mărilor de la exteriorul Carpaților în faza lor de transgresiune maximă din Pontian, cînd a avut loc un schimb faunistic redus. Mai constatăm existența unor specii de Unionide, Vivipare, Melanopside etc. de vîrstă levantină, comune pe ambele laturi ale Carpaților. Apele ponțiene au posedat o stratificație comparabilă cu aceea din Marea Neagră actuală, în sensul că apele adînci erau bogate în H_2S , în timp ce la suprafață, deci și la țărm, ele posedau cantitatea normală de oxigen. Temperatura apelor era ridicată, iar diferența dintre iarnă și vară, mică, datorită activi-

tății hidrotermale mult mai intensă ca astăzi, a izvoarelor calde de pe fundul bazinului.

Ponțianul ocupă suprafața cea mai mare în regiunea de E a bazinului, pe cind la W de insulele cristaline interne apare numai în văile adânc erodate ale Barcăului și Crasnei. În timp ce pe marginea de E a bazinului, Ponțianul ia contact printr-o falie, direct cu Tortonianul, Paleogenul sau chiar cu Cristalinul, pe marginea de W el depășește falia acoperind direct Cristalinul.

Am distins trei orizonturi petrografice în Ponțianul din șanțul Zălaului și două orizonturi la W de insulele cristaline. Acestea au determinat în interiorul bazinului o variație de facies datorită faptului că apele unui riu, care veneau din interiorul munților Apuseni, Paleo-Drăganul, erau conduse prin șanțul Zălaului spre N, pentru a ajunge în bazinul Baia Mare. Limitele dintre orizonturi sunt arbitrale.

Pe ramă și în jurul insulelor cristaline s-a dezvoltat un facies litoral nisipos, foarte bogat în fosile de apă dulce, dar acesta a fost erodat în cea mai mare parte cu ocazia formării depozitelor de piemont levantin.

În sedimentele ponțiene, depuse la oarecare depărtare de țărm, fosilele nu sunt distribuite uniform. În timp ce pachete groase sunt lipsite de macrofosile, anumite nivele cu grosimi centimetrice abundă în exemplare ale aceleiași specii.

În regiunea de S a șanțului Zălaului orizontul superior al Ponțianului s-a depus sub influența Paleo-Drăganului. Acesta a sedimentat o alternanță deltaică de nisip și de pietriș torențial cu o grosime de peste 100 m, în timp ce spre N apele transportau material tot mai fin, bazinul umplindu-se de la S spre N. În acest timp, în regiunea de la W de insulele cristaline, situată într-o zonă cu ape liniștite și puțin adânci, s-a dezvoltat un facies de turbărie care a dat naștere stratelor de lignit ale Ponțianului superior. Grosimea depozitelor ponțiene variază în funcție de relieful fundamentalui, putând atinge 800 m.

După închiderea sedimentării complexului argilo-nisipos cu strate de lignit și cu o faună caracteristică destul de bogată, urmează, în continuitate de sedimentare, un complex predominant grezos, cu intercalări de conglomerat mărunt și cu mult material vulcanic. Fauna ponțiene este înlocuită printr-o faună mai săracă de Unionide mari și sculptate, Vivipare, Valvate etc. căreia îi atribuim o vîrstă daciană. Separarea depozitelor ponțiene de cele daciene o facem, deci, pe criterii litologice și paleontologice. Ea corespunde unei schimbări adânci produsă în evoluția geologică a regiunii de NW a Transilvaniei. Grosimea depozitelor daciene este de cca 300 m.

Am atribuit vîrstă levantină (?) unui complex de pietrișuri și nisipuri torențiale, nefosilifere, care au luat naștere în condiții de piemont terestru pe marginile bazinului, la W de insulele cristaline interne, precum și în micul bazin de eroziune al Nușfalăului. Grosimea lor este variabilă începând de la cîțiva metri pînă la peste 100 m.

Suprafetele restrinse care făceau obiectul cercetărilor din trecut, nu permiteau obținerea unei imagini clare asupra tectonicei depozitelor

neogene. Această deficiență se datoră și faptului că bazinul era studiat independent de rama sa.

Se disting două etaje structurale: Cristalinul împreună cu Sedi-mentarul preneogen și cuvertura neogenă.

Amplasarea bazinului nu este întimplătoare, ci se datorează scufundării sale de-a lungul unor sisteme de fracturi vechi. Ele urmăresc în cea mai mare parte direcțiile de cutare ale Cristalinului, folosind cele două direcții de linii rupturale ale regiunii: direcția panonică orientată NE—SW și direcția carpatică orientată NW—SE.

Constatăm că acele blocuri de dimensiuni mari, care au început să se ridice încă din Mezozoic și-au continuat ridicarea și în Neozoic, dind naștere horsturilor, în timp ce blocurile care au început să se scufunde în Paleocen și-au continuat scufundarea și mai târziu, dind naștere bazinelor. Putem vorbi de o ereditate tectonică, care se datorează faptului că marile blocuri fiind separate prin fracturi cu o oarecare inclinare, blocurile ale căror fracturi converg în adâncime, s-au ridicat ori de câte ori au suferit presiuni tangențiale.

Dintre cele două linii de fractură majoră, care au dat naștere bazinului, cea mai distinctă și cu săritura cea mai mare este fractura Parameș, a cărei săritură este de cel puțin 1000 m. Ea nu constă dintr-o linie simplă, ci este formată dintr-un întreg sistem de falii paralele, care la SE de Cățelul, au prilejuit apariția unor mici intruziuni andezitice miocene. Depozitele ponțiene din apropierea ei posedă un maximum de grosime.

Meseșul reprezintă un horst a cărui tectonică de amănunt este complicată prin prezența a numeroase falii transversale și longitudinale. Acestea îl împart într-un mare număr de blocuri de diferite mărimi, dintre care unele sunt ridicate, iar altele fiind scufundate au prilejuit conservarea unor mici pete de sedimente triasice sau cretacice.

Structura regiunii de la N de Jibou, de pe ambele laturi ale Someșului, considerată de HOFMANN și de toti geologii de pînă acum ca reprezentând un anticlinal, s-a dovedit că reprezintă un horst îngropat, care face legătura între horsturile aparente al Meseșului și Prisacei.

Fractura dintre bazin și horstul Plopis este mai puțin evidentă, fiind acoperită de transgresiunile neogene. În plus, ea este mai puțin unitară întrucât din Cristalin pleacă doi pinteni cu direcția NE în Neogenul din regiunile satelor Fizeș și Aleuș.

Caracterul predominant al structurii întregii jumătăți de N a munților Apuseni este prezența unui vast mozaic în care piesele mici se combină în figuri mari, acestea la rîndul lor în altele și mai mari, care reprezintă horsturile diferitelor masive muntoase sau fundamentul bazinelor umplute cu depozite neogene.

Horstul Heghișei este limitat la E de o puternică fractură miocenă, pe care au avut loc eruptiuni și formarea unui strato-vulcan la N de Chilioare.

Cuvertura neozoică este străbutută de falii cu orientare panonică sau carpatică. Depozitele mobile ale Pliocenului camuflează frecvent pre-

zența acestor falii, dar ele sunt marcate fie prin izvoare ascendențe, fie prin prezența unor văi care s-au instalat de-a lungul lor.

În bazin distingem existența a trei subunități tectonice: șanțul Zălaului, insulele cristaline interne și monoclinul panonic.

Șanțul Zălaului este afectat în regiunile satelor Crișeni și Panie de un brahianticinal cu direcția NE—SW, străbătut de o descroșare cu direcția E—W care urmărește V. Zălaului. Această cută își dătoarește existența unei slabe ridicări a blocurilor din fundiment.

Din punct de vedere geomorfologic constatăm existența unei rețele hidrografice levantine astăzi fragmentată cu direcția NE, îndreptându-se spre bazinul Baia Mare. Pietrișurile de la W de Ratin dovedesc că apele din Plopș erau tributare Crasnei. Falile dintre diferențele unității tectonice sunt marcate prin depresiuni și șiuri de contact.

Un fenomen interesant este străpungerea horstului Meseș de două pîraie: V. Ragului cu direcția E—W și V. Strîmturii cu direcția W—E, folosind puternicele linii de dislocare transversale ale Meseșului.

Vulcanii noroioși de care au vorbit geologii în trecut, reprezintă în realitate izvoare ascendențe, care se înșiră pe linii de falie.

Există două mari suprafețe cu ape arteziene: șanțul Zălaului și monoclinul panonic, cu zeci de puțuri care produc apă cu o temperatură de 15° — 17° și cu un puternic miros de hidrogen sulfurat.

Unele foraje adânci, care întâlnesc fundamentul preneogen, produc ape termale.

Primit: 1 aprilie 1963.

BIBLIOGRAFIA

- BANDAT H., REICH L. (1950). Informații asupra cercetărilor din bazinul Crasnei. — *Jahresb. d. ung. geol. A. 1941—1942*, Budapest.
- BETHLEN G. (1933). A Bihar szilágyi Rézhegység éjszaki peremének földtani és öslénytani viszonyai. — *Földt. szemle meléklete*, Budapest.
- BEUDANT F. S. (1922). Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1918, Paris.
- BODA J. (1959). Das Sarmat im Ungarn und seine Invertebraten Fauna. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, XLVIII,/3. Budapest.
- FICHEUX R (1929). Le réseau hydrographique de Bihor septentrional. *Bibl. Inst. Études Roum.* II. București.
- GÁAL ST. (1938) Was ist „Pannon“ und was ist „Pont“? (ungurește) *Bányászati és Kohászati Lapok*, 71. Bd., S. 357—345, Budapest.
- GIVULESCU R. (1957) Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene și sarmatiene din Nord-Estul Munților Rezului. *Bul. științ. Univ. Babeș-Bolyai*, Cluj, 1—2.
- HAUER FR. — STACHE G. (1863). Geologie Siebenbürgens, Wien.
- HOFMANN K. (1899). Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Komitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földt. Közl.* IX, Budapest.



- HOFMANN K. (1882). Bericht über die im NW-Siebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földt. Közl.* Budapest (1882).
- HOFMANN K. (1883). Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Teile des Szatmárer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földt. Közl.* XII, Budapest.
- JOJA T. (1956) Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. — *An. Com. Geol.*, XXX, București.
- KOCH A. (1900). Die Tertiärbildungen der Siebenbürgischen Landesteile I Paleogen 1894, II Neogen, Budapest.
- KRÄUTNER TH. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin de Bicul, du Heghieș et dans l'île cristalline de Măgura. — *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXII.
- LUPU M., LUPU D. (1960). Contribuții la cunoașterea faunei de Rudiști din Senonianul munților Apuseni. — *Acad. R.P.R., Stud. — Cercet. Geol.*, V/4, București.
- LOBONIU E. (1940). Probleme economice în legătură cu structura geologică a pământului sălăjenesc. — „Tara Silvaniei” An. I, I, Zălau.
- LORENTHEY E. (1893). Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitates und Siebenbürgens. — „Értesítő”.
- MÁRTONFY L. (1879). Beiträge zur Kenntnis des Neogens von Szilágy-Somlyó. — „Értesítő”.
- MATEESCU ST. (1927). Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălaului. — *Rev. Muz. Geol. Mineral.* Cluj, II.
- MATEESCU ST. (1938). Falia Moigradului cu variațiile de facies pe care le provoacă în Eocenul și Oligocenul de la sudul și nordul ei. — *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II/6, București.
- MÁTYÁSOVSZKY I. (1879). Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy im Jahre 1878. — *Földt. Közl.* IX.
- MÁTYÁSOVSZKY I. (1881). Bericht über die geologische Aufnahmensarbeiten in Comitate Szilágy. — *Földt. Közl.*, XII.
- MÁTYÁSOVSZKY I. (1883). Bericht über die geologische Aufnahmen im Bükk — und Rézgeberge im Sommer 1882. — *Jaresb. d. k. ung. geol. R. A. f.* 1882, *Földt. Közl.*, XIII.
- MAXIM I., GHITURCA V. (1960). Forme noi de moluște din Pliocenul superior de la Derșida (Sălaj). — *Comunic. Acad. R.P.R.*, X/7, București.
- NICORICI E. (1958). Noi forme de Lamellibranchiate și Gasteropode din Tortonianul de la Tusa (reg. Crișana). — *Studia Universitatum Babeș-Bolyai*, III/5, ser. II, fasc. 1, Culj.
- NICORICI E. 1961). Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene din nord-estul munților Rezului. — *Studia Universitatis Babeș-Bolyai*. 1/1. Cluj.
- NICORICI E. (1962) Asupra limitei Sarmatian-Pliocen pe bordura nord-estică a munților Rez. — *Acad. R.P.R., Comunic.*, XII/9.
- NOPCSA FR. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyula-Fehérvár, Déva, Ruskabánya und der rumänischen Landesgrenze. — *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. geol. A.*, XIX/4.
- NOZSKY I., ROTH TELEGI K. (1948). A Rézhegység fialtal harmadkori fedöképződményei. — *Földt. Közl.* LXXVIII, Budapest 1.
- PAPP S. (1915). Czigány, Egrespatak és Szilágynagyfalu környékének geologiai viszonvai különös tekintettel á földtgáz és petroleum kutatására. — *Bányászati és Kohászati Lapok*, XLVIII, Budapest.

- PAUCĂ M. (1951). Două echinide rare din Tortonianul bazinului Sălaj. — *Comunic. Acad. R.P.R.* I/5.
- PAUCĂ M. (1953). Cercetări geologice în bazinele neogene din NW Ardealului. I. *D. S. — Com. Geol.* XXXVII.
- PAUCĂ M. (1954). Două specii de fosile rare din Pliocenul bazinului Sălaj. — *Comun. Acad. R.P.R.* IV/7.
- PAUCĂ M. (1954). Cercetări geologice în bazinele neogene din nord-vestul Ardealului. II. — *D. S. Com. Geol.* XXXVIII.
- PAUCĂ M. (1954). Neogenul din bazinele externe ale munților Apuseni. — *Anu. Com. geol.*, — XXVIII.
- PAUCĂ M. CLEMENS A. (1964). Vîrsta pietrișurilor piemontane din regiunea de S a bazinului Silvaniei. — *D. S. Com. Geol.* L/1. București.
- RADU M. și CRAHMALIU C. (1964). Notă asupra prezenței unor forme daciene în bazinul Silvaniei. — *D. S. Com. Geol.* L/1. București.
- RĂILEANU GR., SAULEA EMILIA (1955). Contribuționi la orizontarea și cunoașterea variațiilor de facies ale Paleogenului din regiunea Cluj și Jibou. — *Rev. Univ. și a Politehn.* București, nr. 8,
- RĂILEANU, GR. SAULEA EMILIA. (1955). Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou. — *Anu. Com. Geol.*, XXIX,
- ROTARIDES M. (1925). Beiträge zur Kenntnis der sarmatischen Landschneckenfauna des Réz-Gebirges im Kom. Bihar. — *Ann. Muzei Nat-Hungarici*, XII.
- ROTH TELEGD L. (1897). Die Umgebung von Zsibó im Comitate Szilág. — *Mitt. a. d. Jahr. f. k. ung. geol. A.* XI, Budapest.
- ROTH TELEGD L. (1912). Die Nordseite des Rézgebirges zwischen Paptelek und Kuznács und die südliche Partie des Măgura bei Szilág-Somlyó. — *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1911*, Budapest.
- ROTH TELEGD K. (1914). Fortsetzungsweise Reambulierung des Réz-Gebirges. — Budapest.
- STRAUSZ L. (1941). Horizontierung des transdanubischen Pannons. — *Jahresb. Földt. Közl.* LXII Budapest.
- STRAUSZ L. (1942). Versuch einer Parallelisierung des Pannons. — *Földt. Közl.* LXXII Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1931). Contribuționi la geologia Ardealului de NW. — *L. S Inst. Geol.*, Rom., XIV (1925—1926). București.
- SEMSEY A. (1877). Tertiäre Versteinerungen von Szilág-Somlyó. — *Földt. Közl.*, VII. Budapest.
- STACHE G. (1860). Eocene Schichten bei Szibó, Dés u.a. *Jahrb. Wien* XI.
- VITÁLIS ST. (1942). A „pontusi” vagy a „pannoniai” elnevezést használjuk e? — *Besz. Magy. Kir. Földt. Int.*, IV/IV/2 p. 33—39.



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — *Vaccinites oppeli* Douv. Santonian. Zălau. Diametru 15 cm.
Durchmesser 15 cm.

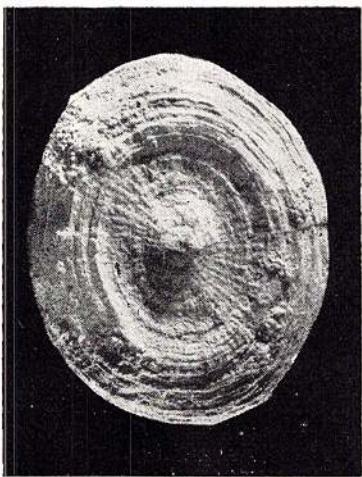
Fig. 2 a, b. — *Cycloilites corbiriaca* Mich. Santonian. Zălau. Mărime naturală.
Natürliche Grösse.



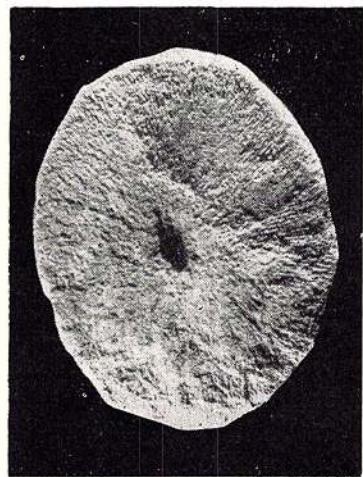
M. PAUCĂ. Bazinul Silvaniei.



1



2 a

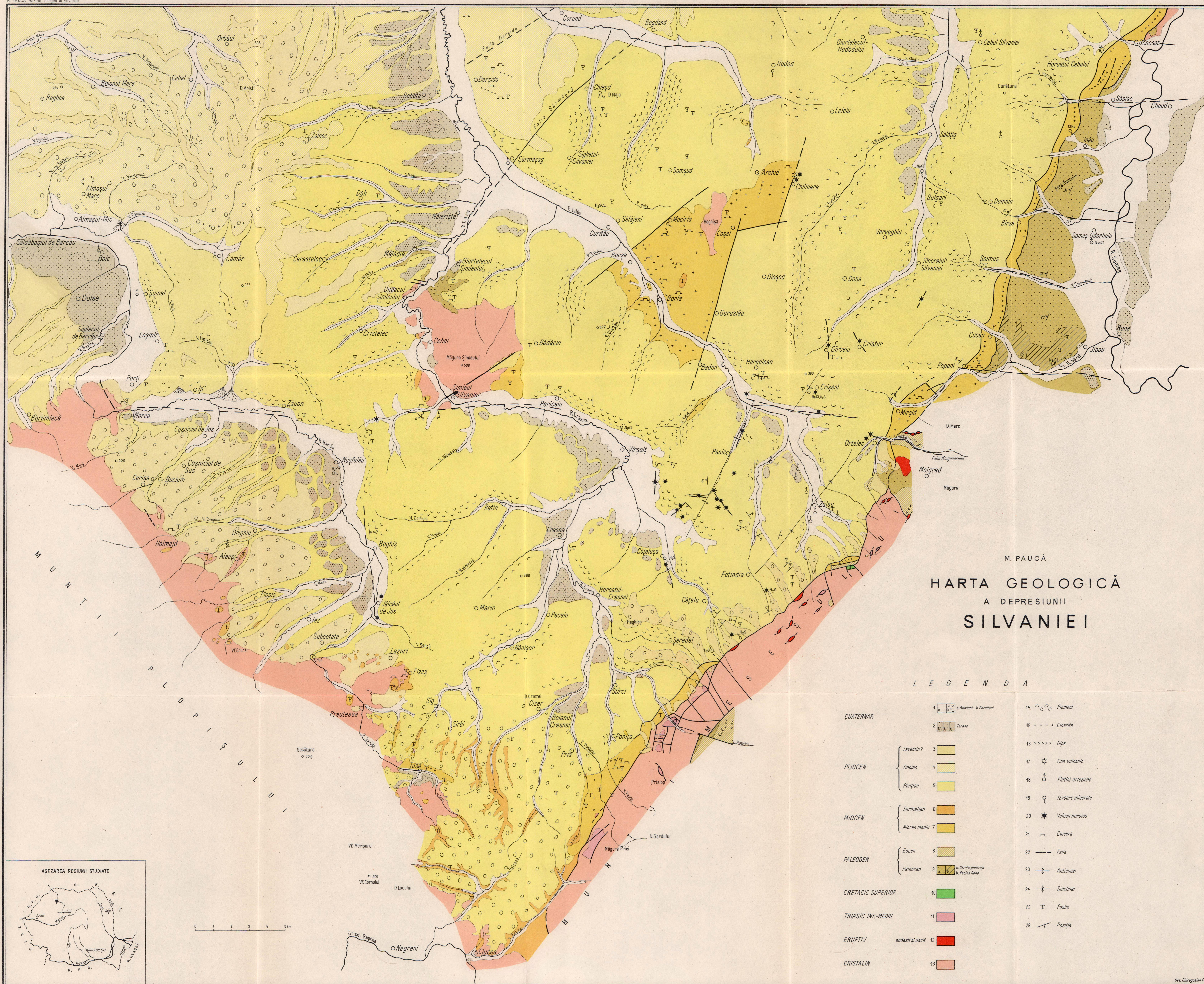


2 b

Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.



Institutul Geologic al României



DAS JUNGTERTIÄRE SILVANIA-BECKEN
VON
MIRCEA PAUCĂ

(Zusammenfassung)

Das Silvania-Becken bildet eine Versenkungsstufe zwischen dem Massiv des Apuseni-Gebirges und der grossen pannonischen Senke. Dieses Becken stellt eines der fünf jungtertiären Buchten (von Norden nach Süden : Baia Mare, Silvania, Vad, Beiuș und Zărand), ähnlicher geologischer Entwicklung dar, welche von den Meeren der mittleren Donau-senke zu den Nord-und Westrändern des Apuseni-Gebirges entsandt wurden. Die Ablagerungen des Silvania-Beckens bestehen aus Torton, Sarmat, Pliozän und Anthropogen. Über dem, zum grössten Teil aus mesozonalem Kristallin bestehendem Grundgebirge, befinden sich zahlreiche kleine Flecken von Trias, Danien-Paläozän, unterem Eozän, und je einem Flecken von Perm und Gosau.

Die zahlreichen Forschungen begannen seit mehr als 100 Jahren. Die Mehrzahl der veröffentlichten Arbeiten besteht jedoch nur aus kurzen Notizen, so dass daraus weder die geologischen Probleme in ihrer Vielfältigkeit, noch der Entwicklungsgang des Beckens hervorgeht.

Das Vorherrschen der Mesozonalgesteine im Kristallin, so wie die sehr geringen Flächen der vortortonischen Ablagerungen beweisen, dass das Gebiet bis in das mittlere Miozän einer starken Abtragung unterworfen war.

Stratigraphie. Perm. Das durch grünen oder rötlichen Quarz-Feld-spatporphyr vertretene Perm ist im oberpliozänen Piedmont süd-östlich von Zălau, nur unter der Form von Schotter bekannt. Seine Herkunft aus allernächster Nähe ist unzweifelhaft.

Die Trias (Abb. 1 und 2) erscheint am Kristallinrande des Meses-Gebirges und der Măgura Șimleului unter der Form von zahlreichen Flecken roten Konglomerats und rotem oder grünlichem Werfener-Quarz-sandstein, grauem anisischem Dolomit und 10—20 cm mächtigen schwarzen bituminösen ladinischen, mit einer Limonitkruste bedeckten Kalk-platten.



Die obere Kreide (Abb. 3) ist unter Gosau-Fazies entwickelt und besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Glimmermergeln mit zahlreichen *Hippurites*, *Cyclolites* u.s.w.

Danien-Paläozän. Die an der Oberfläche und in den Bohrungen weit verbreiteten detritischen danien-paläozänen Ablagerungen (Abb. 4, 16, 17), sowie deren Mächtigkeit, stellenweise bis zu 1200 m, beweisen die grosse Bedeutung des Kristallins im Aufbau des damaligen Reliefs. Die vorwiegend rotfarbigen Ablagerungen dieses Alters bildeten sich auf dem Festland unter Piedmont-Bedingungen, mit einer örtlichen Unterbrechung, zur Zeit der Ablagerung des Rona-Kalkmergels in einem Süßwassersee (*Limnea*, *Paludina*, *Planorbis* und *Chara*), dessen Wasserspiegel sehr stark schwankte. Hätte dieser Kalkmergel, dem wir das unterpaläozäne Alter zuschreiben, eine allgemeine Entwicklung, könnte seine Anwesenheit als Leithorizont zwischen dem Danien und dem Paläozän verwendet werden.

Die Struktur des Gebietes, durch das Vorhandensein zahlreicher Kristallinschollen gekennzeichnet, wovon einige sehr starke positive Bewegungen, während die in der Nähe befindlichen ebenso starke negative Bewegungen erlitten, bestimmte während der laramischen Bewegungen einerseits eine starke Abtragung des Kristallins, und anderseits den Absatz sehr mächtiger aus danien-paläozänem terrigenem Material bestehende Schichtkomplexe, die von den früheren Forschern als Untere bunte Schichten bezeichnet wurden.

Das aus Mergel mit Gips und *Nummulites* und aus Sandsteinen bestehende, aus dem Siebenbürgischen Becken eingreifende Untereozän, erscheint transgressiv. Diese Stufe tritt auch im Gebiet des Meseș-Kammes, sowie längs des Para-Meseș-Bruches westlich der Stadt Jibou (Abb. 6) auf.

Das stark transgressive *Torton* (Abb. 1—3, 5—8) nimmt eine etwas grössere Fläche als die älteren Ablagerungen ein und erscheint fast immer diskordant unmittelbar über dem Kristallin. Seine Ablagerungen gleicher fazieller und lithologischer Zusammensetzung wie in der pannonicischen Senke, bestehen im Küstengebiet aus Konglomerat, Sandstein und fossilienführendem Kalk mit *Lithothamnium* und aus Mergel in dem neritischen Gebiet. In beiden Fazies treten auch weisse vulkanische Tuffe auf. Die Mächtigkeit des Tortons überschreitet nicht 100 m. Seine Ablagerungen besitzen eine sehr reiche und verschiedenartige tropische marine Fauna mit über 200 Arten von Algen, Foraminiferen, Echinoiden und insbesonders Mollusken, überwiegend Gasteropoden, welche mit den miozänen Faunen von Lăpuș, Coștei, Buitur, u.s.w. wetteifern. Die fossilienreichsten Ortschaften sind: Șimleul Silvaniei, Tusa, Preoteasa, Ponița, Pria, Coșei und Benesat. Die Ablagerungen dieser Stufe blieben ganz besonders in dem südlichen Teil des Beckens am Rande der Meseș-und Păpăuș-Gebirge erhalten, sowie auf den kristallinen Inseln aus dem Beckeninnern. Ablagerungen die wir dem Buglow zuschreiben könnten, wurden nicht begegnet.



Sarmat (Abb. 3, 9). Nach einer, der moldawischen Faltungsphase entsprechenden kurzen und schwachen Bodenhebung an der oberen Grenze des Tortons, wurde die Paratethys-Geosynklinale in verschiedene Becken zerteilt, welche die Verbindung mit dem Weltmeer verloren. Ihre letzten Ablagerungen bestehen aus Gips. Im Sarmat vertiefen sich die Gewässer aufs neue und überschreiten die Grenzen des Tortons. Unter dem Einfluss der vom Festland kommenden Gewässer wird der Salzgehalt ständig geringer. Die Fauna verarmt und wird beträchtlich spärlicher. Es überleben die Brackwassergattungen: *Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium*, *Modiolus*, *Ostrea* u.s.w., die sich zuweilen örtlich in einer grossen Anzahl von Arten und Exemplaren entwickeln.

Die sarmatischen Ablagerungen treten oft unter der Form von nur einigen Quadratmetern breiten, von der Abtragung verschont gebliebenen Flecken auf. Die grössten Flächen bedecken sie im südlichen Teil des Beckens und im östlichen Teil des Plopis-Gebirges. Das Sarmat erscheint auch noch auf den Rändern der kristallinen Insel von Măgura Simleului und erst kürzlich wurden zwei kleine Flecken auf der miozänen Insel westlich von Coșei festgestellt. Diese Stufe ist im grössten Teil des östlichen Beckenrandes unbekannt, wahrscheinlich als Folge der tiefen Verwerfung die das Becken vom Meseș-Horst trennt. Auch die sarmatischen Ablagerungen erscheinen unter zwei Faziesarten: eine Küstenfazies lumachellischer und oolitischer Kalke, und eine Tiefenfazies oder an den Flussmündungen abgelagerte Fazies, die durch Mergel, Sandsteine und schwach verkitten Mikrokonglomerate vertreten ist. Es fehlen die vulkanischen Aschen.

Was die Beziehungen zwischen Sarmat und Pont betrifft, bestehen wir auf unserem früheren Standpunkt bezüglich einer langen vorpontischen Festlandsperiode. Das plötzliche und spurenlose Verschwinden der sarmatischen Fauna gilt als ein Beweis dafür, dass die Wasserentleerung auf der ganzen Fläche der mittleren Donausenke erfolgte. Die pliozäne Fauna entbehrt örtliche Abkömmlinge einer sarmatischen Seewasserfauna und besteht aus den, aus ausgesüßten sarmatischen Seen, Flüssen und Ästuarien stammenden Formen.

Der Gedanke einer ununterbrochenen Ablagerung, der jahrzehntelang erst für die Randteile der pannonischen Senke angenommen wurde, stützte sich auf folgende Umstände. Einerseits war es die Anwesenheit sowohl im Sarmat als auch im Pont des in kleiner Entfernung von der Küste befindlichen Gebietes, derselben unter sich nicht unterschiedlichen Gesteine (Mergel und mürber Sandstein) und anderseits die subaerienne Verwitterung der sarmatischen Ablagerungen die in der vorpontischen Festlandsperiode stattfand. In Wirklichkeit handelt es sich immer nur um eine scheinbare Ablagerungskontinuität.

Die Elemente welche diese scheinbare Ablagerungskontinuität zwischen den zwei jungtertiären Stufen bestimmt haben, sind durch die Anwesenheit derselben, oft nicht fossilienführenden Gesteine (Sand und Mergel), durch die Erdrutschungen während der vorpontischen Festlandsperiode welche die fortgeschrittene Gesteinsverwitterung verursacht



haben, sowie durch die Aufarbeitung bis in eine gewisse Tiefe der sarmatischen, während der pontischen Transgression unverkittet gebliebenen Gesteine vertreten. Bis jetzt wurde nur die Aufarbeitung miozäner Fossilien in den pliozänen Ablagerungen angenommen. Die viel leichtere Möglichkeit der, gelegentlich der pontischen Transgression erfolgten Aufarbeitung sarmatischer Absätze wurde jedoch nicht beachtet. In dieser Art bildete sich ein Zwischenschichtkomplex mit einer kaum unterscheidbaren Schichtung und einer gemischten Fauna welche, in Unkenntnis der erfolgten Erscheinung, als Übergang zwischen diesen beiden Stufen betrachtet wurde. Folglich kann nur auf Grund der aus Bohrungen entnommenen Proben, weder eine ununterbrochene Ablagerung, wie man dies früher annahm, noch die Unterbrechung der Ablagerung bewiesen werden.

BODA (1959) behauptete, mit zahlreichen Beweisführungen, den Gedanken der ununterbrochenen Ablagerung im Innern der mittleren Donau-Senke. Wir zweifeln nicht daran dass noch die Zeit kommen wird in der wir jene Merkmale finden werden die uns die Erkennung der Festlandsphase auch im Innern der Senke erlauben werden, so wie wir bis zu guter Letzt auch jene Merkmale gefunden haben die uns, spät genug, erlaubt haben die Lücke zwischen dem Sarmat und dem Pont an den Rändern der Donau-Senke zu erkennen, Lücke die lange Zeit hindurch heftig bestritten war.

Bis jetzt konnte noch nicht erklärt werden warum während der Festlandsperiode zwischen dem Sarmat und dem Pont, die Abtragung am östlichen Rand der pannonischen Senke viel stärker als die gegenwärtige war und dadurch die vorpliozänen Gesteine viel tiefer und auf viel weiteren Flächen als es jetzt mit den pliozänen Ablagerungen der Fall ist, aufdeckte. Sollte die vorpontische Abtragungsperiode eine längere Zeitspanne als den Zeitraum Oberpont-Holozän zur Verfügung gehabt haben, oder war die Abtragungsbasis tiefer als gegenwärtig? In der Annahme des Andauerns der Gewässer im Becken kann die erhöhte Lage der Abtragungsbasis schwerlich diese starke Abtragung, wodurch die tortonisch-sarmatischen Ablagerungen grösstenteils entfernt wurden, erklären.

In der Annahme einer ununterbrochenen Ablagerung konnte niemand die Ursachen des plötzlichen Verschwindens und ohne Abkömmlinge, der sarmatischen Fauna erklären, falls die Senke dennoch ständig von Wasser bedeckt geblieben wäre. Desgleichen könnte nicht erklärt werden wie unter solchen Verhältnissen die Ersetzung der sarmatischen Seewasserfauna durch die pannonische Süßwasserfauna, viel älterer Abstammung, möglich war. Zahlreiche Geologen, die die Ablagerungskontinuität behaupten, verhalten sich in einem ganz allgemeinen Rahmen und noch kein einziger hat die Begrenzung jener ständig mit Wasser bedeckt gebliebenen Flächen versucht. Die Anwesenheit relikter Seen vom Typus des gegenwärtigen Balanton-Sees widerspricht nicht dem Vorhandensein jener Festlandsperiode.

In der Annahme der Ablagerungskontinuität erhebt sich die Frage was mit dem ungeheueren Salzgehalt des sarmatischen Meeres geschehen ist? Dieser verschwand nicht durch einfache Konzentrierung aus den



Gewässern des Beckens, da die sarmatischen Ablagerungen keine Absätze chemischer Fällung enthalten. Es wurde bewiesen dass das früher dem Untersarmat zugeschriebene Gips aus dem Baia Mare-Becken tortonischen Alters ist. Es tritt unter der Form von Felsen auf, die von der Abtragung verschont blieben und die später durch die sarmatische Transgression vergraben wurden. Auch könnte man noch annehmen, dass jener Salzgehalt allmählich in die sarmatischen Absätze eingeschlossen wurde. Dennoch weisen die Absätze dieses Alters nur verhältnismässig geringe Mächtigkeiten auf und, sowohl der Sand aus welchem der Salzgehalt in der Zwischenzeit ausgewaschen werden konnte, als auch der Mergel, enthalten keine Salzböden. Wäre die Aussüssung eine fortgesetzte Erscheinung gewesen, wie könnten wir uns dann die, zufolge des plötzlichen Verschwindens der sarmatischen Faunenarten und des explosiven Auftretens der Melanopsiden und Congerien, die aus der sarmatischen Faunenliste fehlen, vorhandene faunistische Stufe erklären? Das Vorhandensein dieser faunistischen Stufe geht unter anderem auch aus der wiederholten Behauptung BODA's hervor und zwar, dass die Übergangsschichten aus dem Innern der Senke, ausser höchstens Ostracoden, keinerlei Makrofossilien enthalten.

Die vollständige Entleerung des Brackwassers aus der pannonischen Senke, zufolge der Bodenhebung, erklärt ohne Schwierigkeiten sowohl das Verschwinden des Salzgehaltes als auch das explosive Auftreten der pontischen, mit dem Süßwasser zugleich vom Festland kommenden Fauna, die ihren Ursprung in den in miozänen Strandseen erhalten gebliebenen Reliktformen hat.

Auf der Suche nach der geeignetesten Lösung dieser schwierigen Frage gibt es auch Geologen die das Fehlen der paläontologischen Dokumente für das Vorhandensein des Obersarmats, so wie es am äusseren Rand des Karpatenbogens verstanden wird, feststellen. Sie schlagen vor dieses Alter einem Schichtkomplex an der Basis der Congerienschichten zuzuschreiben. Somit trennen sie eine pannoniche Stufe, die den Übergang zu einer pontischen Stufe *s. str.* unterpliozänen Alters darstellen würde. Dennoch lässt die mächtige Diskordanz die allerorts zwischen den Cerithien- und Congerienschichten festgestellt werden kann, die Annahme dieser Lösung nicht zu. Dieser Vorschlag hätte nur zu einer Zeit, in der sich die Detailkartierung noch im Anfangsstadium befand, gemacht werden können.

Pliozän (Abb. 2–4, 6, 10–14, 18). Im Vergleich mit den miozänen Ablagerungen sind die pliozänen Absätze durch die Ausdehnung der von ihnen bedeckten Flächen gekennzeichnet. Deren grosse Mächtigkeit ist der fortgesetzten Senkung der zahlreichen Schollen des Grundgebirges zu verdanken. Auf Grund faunistischer oder nur lithologischer Angaben wurden folgende Stufen unterschieden: das Pont, die Daz und das Levantin (?). Die Armut an Fossilien einiger mächtigen pontischen Schichtkomplexe ist eine Folge der Binnenseenatur, sowie der weitgehenden Abtragung der an Fossilien besonders reichen Küstenablagerungen.



Da das Massiv des Apuseni-Gebirges senkrechte Bewegungen aufwies, unabhängig von den anderen zahlreichen die Küsten des pannonischen Binnensees bildenden Schollen, und die Absätze, sowie die Fauna dieses Meeres jedem dieser Schollen eigene Kennzeichen aufprägten, kann die von A. PAPP für das Wiener Becken vorgeschlagene Gliederung in acht Zonen nicht für die ganze Fläche jenes von Strömungen freien Binnensees, der einheitliche Lebensbedingungen geschaffen hätte, angewandt werden. Dennoch stellen wir fest, dass die C-E-Zonen auch bei uns vorhanden sind. Desgleichen versanken die zahlreichen, das Grundgebirge des Beckens bildenden Schollen, mit verschiedener Stärke und zu verschiedenen Zeiten. Zufolge dieser Tatsache stellen wir fest, dass die Grenzen des pannonischen Binnensees veränderlich waren und dass die letzten Gewässer wahrscheinlich im südlichen Teil der Donausenke blieben, wo sich die Fauna der skulptierten levantinischen Unioniden und Viviparen entwickelt hat.

Unter den, dem pannonischen Meer charakteristischen ökologischen Verhältnissen, ist es gewagt eine auf grosse Entfernung gültige ausführliche Horizontierung festzusetzen, selbst dann wenn wir uns auf faunistisch reiche Komplexe stützen. Die in einigen Gegenden verschwundenen Küstenarten überlebten tatsächlich als Relikte in anderen Gegenden des Beckens. Dies ist z. B. mit *Congeria banatica* der Fall, welche STRAUSZ für die Basis des unteren Ponts (Mäot) als charakteristisch betrachtet, eine Art welche bei uns bis zu Ablagerungen aufsteigt die STRAUSZ dem oberen Pont zuschreibt.

Die Gewässer des pannonischen Binnensees standen während der Höchsttransgressionsphase im Pont zeitweise auch mit den Gewässern der Meere des Karpatenaussenrandes in Verbindung, während welcher auch ein geringer faunistischer Austausch stattfand. Infolgedessen stellen wir sowohl in den inneren als auch in den äusseren Karpatenbecken, das Vorhandensein einer Anzahl oberpliozänen Unioniden-, Viviparen-, Melanopsidenarten u.s.w. fest. Die pontischen Gewässer waren völlig ausgesüßt. Sie hatten eine mit den Gewässern des heutigen Schwarzen Meeres vergleichbare Schichtung, in dem Sinne, dass die tiefen Gewässer, als Stauwasser, reich an H_2S waren, während sie an der Oberfläche, und somit auch an den Küsten, einen normalen Sauerstoffgehalt hatten. Die Anwesenheit des H_2S in den tiefen Gewässern des Ponts ist nicht unbedingt an das Vorhandensein des Salzgehaltes gebunden, sondern H_2S konnte sich auch aus den proteinhaltigen Stoffen der an der Oberfläche lebenden und nach dem Tode auf den Boden fallenden Organismen entwickeln. Wir folgern das Vorhandensein von H_2S sowohl aus der grossen Anzahl winziger Markasitkonkretionen in den pontischen Mergeln, die den Geruch und den, dem aus dem Pont stammendem artesischen Wasser eigenen Geschmack verleihen, als auch aus deren Temperatur die höher ist als jene die der Tiefe von der sie ausgeht, entspricht. Die zahlreichen Arten von pontischen Lymnocardiaceen sind kein Beweis für das Vorhandensein eines niedrigen Salzgehaltes, da dieselben, als euryhaline Formen, auch vollständig ausgesüßtes Wasser vertragen.



Die Wassertemperatur war in diesem Gebiet verhältnismässig höher als die heutige; auch der Unterschied zwischen Winter und Sommer war geringer zufolge der damaligen stärkeren Zufuhr von Thermalgewässern mittels Warmwasserquellen die damals in einer viel grösseren Anzahl als heute in den Brüchen des Beckengrundes auftraten.

Das Pont nimmt die grösste Fläche im östlichen Teil des Silvania-Beckens — dem Zălau-Graben — ein, während es westlich der inneren kristallinen Inseln nur in den tief abgetragenen Tälern der Flüsse Barcău und Crasna auftritt. Während das Pont auf dem östlichen Beckenrand mittels einer bedeutenden Verwerfung unvermittelt mit dem Torton, dem Alttertiär und sogar mit dem Kristallin in Kontakt kommt, überschreitet es auf dem westlichen Rand die Verwerfung und bedeckt unvermittelt das Kristallin des Plopiş-Gebirges.

Im Pont des Zălau-Grabens wurden drei lithologische Horizonte unterschieden, sowie zwei Horizonte westlich von den kristallinen Inseln. Im Beckeninnern haben diese Inseln eine Faziesverschiedenheit hervorgerufen, zufolge der Tatsache dass die Gewässer eines Flusses, und zwar des Alt-Drăgan, der aus dem Innern des Apuseni-Gebirges kam, durch den Zălau-Graben gegen Norden geführt wurden, um in das Baia Mare-Becken zu gelangen. Dieses Becken stellte in jener Zeit das nächste Gebiet tiefster Senkung dar. Die Grenzen zwischen den Horizonten sind willkürlich, da sie durch kein charakteristisches Niveau gekennzeichnet sind.

Den Beckenrahmen und die kristallinen Inseln umgibt eine sandige, an Süßwasserfossilien sehr reiche Küstenfazies, die jedoch während dem Rückzug der Gewässer und der Bildung levantiner Piedmontablagerungen zum grössten Teil abgetragen wurden. Folglich sind die pontischen fossilienführenden Stellen selten genug. Sehr häufig treten die Arten: *Melanopsis martiniana* FÉR., *M. vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi* FÉR., *M. pygmaea* PARTSCH u.s.w., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. amygdaloides* DEMK. u.s.w., auf, die alle das Vorhandensein beider Horizonte des Ponts beweisen.

In den, in einiger Entfernung von der Küste abgelagerten pontischen Absätzen, sind die Fossilien nicht gleichförmig verteilt. Während Makrofossilien in mächtigen Schichtkomplexen fehlen, gibt es anderseits nur einige Zentimeter mächtige Bänke durch eine Fülle von Exemplaren derselben Gattung — im allgemeinen Congerien — gekennzeichnet, zufolge des periodischen Eindringens des Sauerstoffes bis auf den Boden.

Im südlichen Teil des Zălau-Grabens wurde der obere Horizont des Ponts unter dem Einfluss der Gewässer des Alt-Drăgan, der weit aus dem Innern des Apuseni-Gebirges kam, abgesetzt. Dieser hat eine über 100 m mächtige Ablagerung von pontischem Sand und Wildflusschotter abgesetzt, während seine Gewässer gegen Norden immer feineres Material führten und das Becken von Süden gegen Norden ausfüllten. Die Eigentümlichkeit dieser Schotter besteht in der Anwesenheit der weit aus dem Gilău-Massiv stammenden und in den Beckenrändern nicht vorhandenen Rhyolite und Dacite. In einem westlich der kristallinen



Inseln, in einer Zone mit ruhigeren und weniger tiefen Gewässern liegendem Gebiet, entwickelte sich in dieser Zeit eine Torffazies, aus der sich die oberpontischen Lignitflöze bildeten. Die Mächtigkeit der pontischen Ablagerungen, die 800 m erreichen kann, ist verschieden und hängt von dem Relief des Grundgebirges ab.

Daz. Nach beendigtem Absatz des tonig-sandigen Komplexes mit Lignitflözen und einer kennzeichnenden Congerien- und *Brotia*-Fauna folgt, in Ablagerungskontinuität, ein vorwiegend sandsteiniger Komplex mit kleinen quarzigen Konglomerateinlagen und viel vulkanischem Material. Die Congerien – und Melanopsiden – Fauna wird durch eine ärmere Fauna grosser und skulptierter Unioniden, sowie mit Viviparen, Valvaten u.s.w. ersetzt, der wir ein dazisches Alter zuschreiben. Diese Stufe wurde nur westlich der kristallinen Inseln aus dem Innern des Beckens abgesetzt. Die Absonderung der pontischen von den dazischen Ablagerungen erfolgt somit auf Grund lithologischer und paläontologischer Kriterien. Sie entspricht einer tiefgehenden, in dem geologischen Geschehen des nordwestlichen Gebietes Siebenbürgens erfolgten Veränderung, zufolge der Einsetzung der allgemeinen Hebung des Grundgebirges und der Verstärkung der vulkanischen Ausbrüche. Die in den Bohrungen festgestellte Mächtigkeit der dazischen Ablagerungen beträgt ungefähr 300 m.

Levantin. Einem, unter terrestrischen Piedmontverhältnissen auf den östlichen und westlichen Beckenrändern, westlich der inneren kristallinen Inseln, und im kleinen Abtragungsbecken von Nușfalău, gebildetem Wildflusschotter und Sandkomplex schreiben wir das levantinische (?) Alter zu. Seine Mächtigkeit ist veränderlich und zwar zwischen einigen Metern und ungefähr 100 m.

Das Anthropogen weist eine sehr grosse Ausdehnung auf, obwohl es nur unter der Form einer Decke mit einer Mächtigkeit bis zu einigen Metern auftritt. Es ist durch tonige Deluvialablagerungen, Proluvien, Terrassenablagerungen, Aufschüttungen, Travertin, begrabene Böden u.s.w. vertreten. Die grosse Anzahl der durch die Wechsellagerung von Sand und Mergel hervorgerufenen Erdrutschungen begünstigt auch heute noch das Entstehen des Deluviums, welches alle Abhänge bedeckt.

Tektonik. Wenn wir uns auf die Tektonik des Gebietes (Abb. 15–18) beziehen, müssen wir feststellen, dass die begrenzten Flächen, die in der Vergangenheit den Gegenstand der Forschungen bildeten, keine klare und vollständige Ermittlung der Tektonik der jungtertiären Ablagerungen erlauben konnten. Dieser Mangel ist auch auf die Tatsache zurückzuführen, dass das Becken unabhängig von seinem Rahmen erforscht wurde.

Es können zwei strukturelle Stufen unterschieden werden: das Kristallin mit zahlreichen Flecken vorjungtertiären Sedimentärs, und die jungtertiäre Ausfüllung.

Zumindest von der Oberkreide an stellen wir fest, dass wegen der grossen Annäherung des Kristallins an die Oberfläche die bruchbildenden Bewegungen die Fältelung bei weitem überwiegen.



Die Lage des Beckens ist nicht zufällig, sondern ist der während der pyrenäischen Phase einiger älteren mesozoischen Brüche entlang erfolgten Senkung zu verdanken. Diese Brüche verfolgen grösstenteils die Faltungsrichtung des Kristallins und bilden die zwei Bruchsysteme des Gebietes und zwar: die pannonische Richtung mit einer Orientierung NO—SW bis N—S und die karpatische Richtung mit einer Orientierung NW—SO bis O—W. Brüche dieser Richtung sind auch im Beckeninnern zahlreich und erzeugen im Grundgebirge eine Schollentektonik die durch senkrecht querende Linien gekennzeichnet ist.

Wir stellen fest, dass einige grosse Schollen, die bereits während des Mesozoikums aufzusteigen begannen, ihre Hebung auch in Neozikum fortführten. Sie bilden durch eine starke Abtragung gekennzeichnete Horste. Andere Schollen, die bereits im Paläozän zu sinken begannen, führten auch später ihre Senkung fort und bildeten Becken. Somit können wir von einer tektonischen Erbschaft sprechen, die sich durch eine langandauernde Beibehaltung der Bewegungsrichtung verschiedener Schollen kundgetan hat. Dies ist der Tatsache zu verdanken dass die grossen Schollen durch Verwerfungen mit einem gewissen Einfall getrennt sind. Die Einfälle der Verwerfungen haben den Schollen lange Zeit hindurch dieselbe Bewegungsrichtung aufgeprägt. Sooft sie einen seitlichen Druck erlitten, erhoben sich jene Schollen, deren Brüche in die Tiefe konvergieren, um so stärker, je geneigter der Verwerfungsplan war. Die Hebung der Kristallinschollen beträgt infolgedessen 3000—5000 m.

Im Vergleich mit dem bereits im Alttertiär gebildeten Baia Mare-Becken, dessen kristallines Grundgebirge sich wahrscheinlich in einer Tiefe von mehreren tausend Metern befindet, besitzt das jüngere Silvania-Becken eine jungtertiäre Ausfüllungsmasse welche nur selten eine Mächtigkeit von 1000 m überschreitet.

Zwischen den zwei Hauptbruchlinien, welche das Becken bildeten, ist der im Westen des Meseş-Gebirges befindliche Para-Meseş-Bruch die am besten unterschiedliche und mit dem grössten Sprung. Der Sprung beträgt seit dem Torton mindestens 1000 m und war besonders in der steierischen und attischen Phase tätig. Dieser Bruch besteht nicht aus einer einfachen Linie, sondern aus einem ganzen System paralleler und nahe aneinander stehenden Verwerfungen. Südöstlich von Cătuş haben diese das Erscheinen kleiner miozäner andesitischer Intrusionen bewirkt. Der Bruch verursachte auf dem grössten Teil seines Laufes das Verschwinden der sarmatischen Ablagerungen. Die in der Nähe befindlichen pontischen Ablagerungen erreichen die grösste Mächtigkeit.

Das Kristallin des Meseş-Gebirges stellt einen Horst dar, dessen Kleintektonik durch die Anwesenheit zahlreicher Quer- und Längsverwerfungen verworren ist. Diese zerteilen ihn in eine grosse Anzahl Schollen verschiedener Größen, wovon einige gehoben, andere dagegen verhältnismässig gesunken sind. Letztere bedingten die Erhaltung einiger Flecken von Absätzen der Trias - und Kreideformation. Die mesozoische Sedimentärformation tritt entweder auf dem Meseş-Kamm auf, oder auf dessen, durch den bedeutenden Sprung, der ihn kennzeichnet, besonders gut aufgeschlossenem westlichen Abhang. Der parallele und in einer



Entfernung von nur 2–3 km befindliche Bruch auf dem östlichen Abhang dieses Horstes, bringt das Kristallin nur mit dem Alttertiär des nordwestlichen Teiles des Siebenbürgischen Beckens in Verbindung. Dieser letzte Bruch, der Meseş-Bruch, hat einen Sprung von nur 2–300 m und schwankte nicht mehr im Jungtertiär.

Die Struktur des nördlich von Jibou, an beiden Seiten des Someş-Flusses befindlichen Gebietes, das von K. HOFMANN und allen Geologen die nach ihm folgten, als eine Antiklinale betrachtet wurde, hat sich als ein eingesunkener kristalliner und vom Alttertiär bedeckter Horst erwiesen. Dieser Horst stellt die Verbindung her zwischen den zu Tage tretenden Horste des Meseş-Gebirges im Süden und jenen des Prisaca-Gebirges im Norden. Er trennt eine alttertiäre Senke, das Chioarul-Becken, im Osten von einer jungtertiären Senke, das Sylvania-Becken, im Westen. Seine beiden Schenkel, aus Eozän beziehungsweise aus Jungtertiär bestehend, waren ursprünglich als Flügel einer vermeintlichen Antiklinale verbunden.

Der Bruch zwischen dem Sylvania-Becken und dem Plopiş-Horst im Süd-Westen ist weniger augenscheinlich, da er von den jungtertiären Transgressionen bedeckt ist. Ausserdem stellt er einen kleineren Sprung dar als der Para-Meseş-Bruch. Dieser Bruch ist ebenfalls weniger einheitlich, da aus dem Kristallin drei kleine Sporne nordöstlicher Richtung in das Innere des Jungtertiärs aus der Gegend der Dörfer Marca, Fizeş und Aleş ausgehen.

Der vorherrschende strukturelle Zug der nördlichen Hälfte des Apuseni-Gebirges besteht in der Anwesenheit eines ausgedehnten Mozaiks in welchem sich die kleinen Schollen zu grossen Figuren vereinigen, diese wieder zu anderen, noch grösseren, welche die Horste der verschiedenen Gebirgsmassive oder die mit jungtertiären Ablagerungen ausgefüllten Becken darstellen. Der kleine kristalline Heghişa-Horst ist im Osten von einem gewaltigen miozänen Bruch, auf welchem vulkanische Ausbrüche stattgefunden haben, begrenzt, die unter der Form eines Schichtvulkans in dem Steinbruch nördlich des Dorfes Chilioara erhalten geblieben sind.

Die zwischen Torton und Sarmat befindliche Phase moldawischer Bewegungen hat sich nur durch eine leichte zeitliche Hebung des Beckens geäussert, und hat örtliche Gipsablagerungen bewirkt. Die Phase der attischen Bewegungen in der zweiten Hälfte des Sarmats verursachte die Entleerung des ganzen Beckens, sowie die Bildung eines ausgeprägten Reliefs, wonach die Gewässer zurückkamen und noch mehr über das Festland vordrängten. Die Phase der rhodanischen Bewegungen aus der zweiten Hälfte des Pliozäns hat die Entleerung des Zălau-Grabens, sowie das Einsetzen der Piedmont-Schotterablagerungen bewirkt. Die Ablagerung derselben setzte auch während der wallachischen Phase fort, nach dem Rückzug der Gewässer auch aus dem westlichen Teil des Beckens.

Die neogene Ausfüllung ist ebenfalls von Verwerfungen pannonsischer und karpatischer Richtung durchzogen, die alle einen Mindestsprung aufweisen. Die schwach verkitteten Ablagerungen des Pliozäns verbergen häufig, durch die Bildung von Deluvien, die Anwesenheit dieser



Verwerfungen; sie sind jedoch entweder durch aufsteigende Quellen (früher als Schlammvulkane betrachtet), oder die Anwesenheit von Täler die sich ihnen entlang gebildet haben, gekennzeichnet.

Wir unterscheiden im Becken drei tektonische Untereinheiten von Osten gegen Westen: der Zălau-Graben, die kristallinen Inseln aus dem Beckeninnern und die pannonische Monokline. In der Gegend der Dörfer Crișeni und Panic befindet sich je eine NO – SW gerichtete Brachyantiklinale, welche durch eine Seitenverschiebung ostwestlicher Richtung längs des Zălau-Tales getrennt sind. Diese Falten verdanken ihr Vorhandensein nicht einem seitlichen Druck, sondern einer schwachen Bewegung der Schollen im Grundgebirge; der Zălau-Graben verdankt die Mächtigkeit seiner Absätze der langandauernden Senkung der in allernächster Nähe des Meseș-Horstes befindlichen Schollen.

Die, im mittleren Teil des Beckens in pannonischer Richtung angeordneten drei kristallinen Inseln: Măgura Șimleului, Heghișa und Făgetul, stellen durch tiefe Quergraben karpatischer Richtung getrennte Horste dar. Die gravimetrischen Schürfungen zeigten dass diese mit den aus dem Kristallin des Plopiș-Gebirges ausgehenden Sporne in Verbindung stehen. Zwei dieser Horste: Măgura Șimleului und Făgetul, erhoben sich dauernd als Inseln über die jungtertiären Gewässer, während der niedrigere Heghișa-Horst erst durch Abtragung der Pliozänabsätze während des Anthropogens aus den jungtertiären Ablagerungen ausgegraben wurde. Die Bohrungen und geophysischen Schürfungen haben das Vorhandensein auch anderer, durch dünne jungtertiäre Absätze verborgene Horste bewiesen. Diese sind durch Gräben, in denen die pliozänen Absätze Mächtigkeiten von ungefähr 1000 m erreichen, getrennt. Desgleichen wurde die Verlängerung in nördlicher Richtung der Kristallin-Insel von Măgura Șimleului festgestellt, unter der Form eines von danien-paläozänen Ablagerungen bedeckten und ungefähr um 600 m gesunkenen Kamms.

Die pannonische Monokline besteht aus von Brüchen durchzogenen pontischen und dazischen Ablagerungen; dies ist aus den Anzeichen von Kohlenwasserstoff und Mineralquellen in den Bohrungen festzustellen.

Die geomorphologischen Probleme sind nicht weniger interessant als die geologischen, sie wurden jedoch viel zu wenig erforscht. Unsere Aufmerksamkeit wurde besonders durch das Vorhandensein eines alten hydrographischen oberpliozänen Netzes erweckt, welches den Zălau-Graben einnahm und gegen Nord-Osten durch das Sălajul-Tal bis in das Baia Mare-Becken floss. Dieses Netz war mit dem jetzigen, östlich vom Meseș-Gebirge befindlichem Aghireș-Bach parallel. Zu jenem Netz gehörten die oberen Abschnitte des Crasna-Flusses oberhalb des Dorfes Virșolt und des Barcău-Flusses oberhalb des Dorfes Nușfalău. Die Quarzschorter am westlichen Rand des Dorfes Ratin beweisen dass die Gewässer des Barcău-Flusses, die aus dem Kristallin des Plopiș-Gebirges herabkamen, ursprünglich ein Zufluss des Crasna-Flusses waren.

Die Verwerfungen zwischen den verschiedenen tektonischen Gross-einheiten sind durch zahlreiche kleine Abtragungssenken oder durch Kontaktsattel gekennzeichnet.

Das Abtragungsbecken von Nușfalău datiert aus dem Abschluss des Pliozäns und war während des ursprünglichen hydrographischen Netzes nicht vorhanden. Es entstand in einer neueren Abtragungsphase — durch eine verstärkte Tätigkeit der Flüsse gekennzeichnet — welche nach der endgültigen Entleerung des pannonischen Sees, von Westen kommend, in die Gegend des heutigen Beckens drangen.

Die Abtragung wirkte verschiedenartig im Oberpliozän und im Anthropogen. Im Oberpliozän, zufolge der ständigen Senkung der Abtragungsbasis, wirkte die Abtragung vorherrschend in der Tiefe. Gegen Ende des Anthropogens, da die Bewegungen der Abtragungsbasis zur Ruhe kamen und zur Stabilität gelangten, arbeitete die Abtragung seitlich. Dadurch wurde das Aussehen des Reliefs endgültig vollendet und zahlreiche Täler, deren Boden sich demzufolge hob und erweiterte, zum Teil ausgefüllt.

Eine auffällige Erscheinung ist das Durchstossen des Meses-Horsts durch zwei Wasserläufe. Einerseits ist es im Süden das Ragu-Tal, welches von Osten aus dem Siebenbürgischen Becken kommend, gegen Westen fliesst, um in den Crasna-Fluss zu münden und anderseits ist es im Norden das Strîmtura-Tal mit umgekehrtem Lauf, welches aus dem Sômeş-Becken ausgehend, als Zufluss des hydrographischen Netzes des Sômeş-Flusses in das Siebenbürgische Becken fliesst. Beide Wasserläufe folgen den mächtigen Querdislokationen die das Meses-Gebirge durchsetzen.

Die zahlreichen Schlammvulkane, über welche die Geologen in der Vergangenheit sprachen ohne deren Entstehung zu erklären, stellen in Wirklichkeit aufsteigende Quellen dar, die sich auf den Bruchlinien im Inneren des Pliozäns oder an dessen Kontakt mit dem Miozän aufreihen. Nach langandauernder Dürre trocknen diese Quellen aus.

Es wurden zwei grosse Flächen mit artesischen Gewässern festgestellt : der Zălau-Graben und die pannonische Monokline. Beide besitzen zahlreiche Brunnen, die Wasser mit einer Temperatur von 15—17° und oftmals mit einem starken Geruch von Schwefelwasserstoff erzeugen.

Einige Bohrungen, die bis in die Nähe des kristallinen Untergrundes vordringen, erzeugen schwachthermale Gewässer.

Eingegangen : April 1963.

ERKLÄRUNG DER TAFEL

Geologische Karte der Silvania-Senke

1 a, Alluvium ; 1 b, Einstürze ; 2, Terrassen ; 3, Levantin ; 4, Daz ; 5, Pont ; 6, Sarmat ; 7, Mittleres Miozän ; 8, Eozän ; 9, Paläozän ; 10, Obere Kreide ; 11, Untere-Mittlere Trias ; 12, Andesit und Dacit ; 13, Kristallin ; 14, Piedmont ; 15, Aschentuff ; 16, Gips ; 17, Vulkankegel ; 18, Artesische Brunnen ; 19, Mineralquellen ; 20, Schlammquellen ; 21, Steinbruch ; 22, Verwerfung ; 23, Sattel ; 24, Mulde ; 25, Fossilien ; 26, Schichtlage.



STRUCTURA ȘI STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE DIN REGIUNEA RUSCHITA (POIANA RUSCA)

DE

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER,
M. MUREŞAN, FL. KRÄUTNER

Abstract

Structure and Stratigraphy of the Crystalline Schists in Ruschița Region. The paper deals with the horizontation and the structure of the metamorphic formations in the Ruschița region, situated in the central part of the Poiana Ruseă crystalline massif. The area includes two major tectonical units : the epimetamorphic unit and the mesometamorphic unit.

The stratigraphical succesion of the epimetamorphic unit — based on the grouping of natural rock assemblages into stratigraphical complexes — may be correlated with the stratigraphy of the epimetamorphic formations of the rest of the massif. The stratigraphical complexes are as follows : the graphite-schists complex (at the base); the tuffogene green schists complex (with metamorphosed, sedimentary iron deposits); the upper sericite-chlorite complex (in the upper part).

In the mesometamorphic unit, two stratigraphic complexes have been determined.

The intensity of the regional metamorphism is progressive from North to South ; the zones marking the boundary between the metamorphic facies and the subfacies are, usually, parallel to the structures and dip northward, cutting across the stratigraphic limits between the complexes.

In the South of the region, the crystalline schists have been thrust over the sedimentary formations of the Cretaceous Basin of Rusea Montana—Lunca Cernii, along a reverse fault of Laramian age.

The authors present :

a structural geological map together with a plate with profiles; a tectonical sketch on which the chief tectonical units as well as the important rumped structures of the region and the faults differentiated according to their relative age are plotted; a sketch with the distribution of the facies of regional metamorphism.



TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	116
Geologia și petrografia regiunii	119
A) Formațiunile cristaline	119
1. Unitatea mesometamorfică (a)	121
Complexul inferior (a_1)	122
Complexul superior (a_2)	122
2. Unitatea epimetamorfică (b)	124
Complexul șisturilor grafitoase (b_1)	125
Complexul șisturilor verzi (tufogene) (b_2)	125
Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare (b_3)	133
B) Formațiunile eruptive	135
C) Metamorfismul de contact și transformările hidrotermale produse de intruziunile banatitice	137
D) Formațiunile sedimentare	138
Tectonica regiunii	139
Tectonica unității mezometamorfice	141
Tectonica unității epimetamorfice	141
Concluzii asupra evoluției geologice generale a regiunii	145
Bibliografie	146

INTRODUCERE

Regiunea Ruschița este situată în partea centrală a munților Poiana Ruscă, la sud de culmea principală a masivului — Creasta Padeș — Rusca. Zona la care ne referim este delimitată înspre sud de limita nordică a bazinului cretacic Rusca Montană — Lunca Cernii, ce se poate urmări din Vf. Păducel, pe la nord de confluența văii Ruschița cu valea Miclăușului și pe la nord de Tilva Vîntului pînă în Valea Negrii la sud de confluența sa cu pîrîul Lupului. Spre vest ea este mărginită de Valea Negrii și pîrîul Afinarul Mic, iar spre est de valea Lătoroasa și valea Bordului.

Suprafața astfel încadrată, constituie unul din punctele nodale ale structurii munților Poiana Ruscă. În cadrul ei se face joncțiunea între unitățile tectonice principale ale masivului: unitatea epimetamorfică (care constituie partea centrală și nordică a acestuia), unitatea mesometamorfică (care formează partea de sud a zonei) și bazinul cretacic Rusca Montană — Lunca Cernii.

Fiind amplasată în partea centrală a munților Poiana Ruscă, morfologia regiunii se caracterizează printr-un relief accentuat cu diferențe de nivel mari (600—700 m), deși altitudinile maxime nu depășesc 1377 m (Vîrful Padeș 1377 m și Vîrful Rusca 1356 m). Majoritatea văilor mai importante izvorăsc de sub culmea Padeș-Rusca, care reprezintă cumpăna principală a apelor din partea mediană a acestui lanț muntos și sănt tributare văii Ruschița și văii Negrii, cu excepția văii Bordului din nord-estul regiunii care se varsă în valea Cernii.



Cercetările noastre au fost efectuate începînd cu vară anului 1960 și reprezintă extinderea spre W a studiilor executate în 1958–1959 în zona sisturilor epimetamorfice dintre Teliuc, Ghelar și Vadul Dobrii. Acest fapt a impus un mod analog de abordare a studiului sisturilor cristaline din regiune; descifrarea structurii și orizontarea stratigrafică a sisturilor cristaline în strînsă corelație cu datele obținute în zonele învecinate din masiv.

În urma acestor cercetări am întocmit o hartă structurală stratigrafică¹⁾ în care formațiunile cristaline sunt reprezentate ca pachete (complexe) de roci cu poziție stratigrafică bine stabilită. Aceste complexe fiind figurate prin culori de fond diferite, culorile cristalinului reprezintă în majoritate nivele stratigrafice diferite ale formațiunilor cristaline și nu indică deci tipuri petrografice de roci. Culori separate și signaturi au fost rezervate numai pentru indicarea în cadrul complexelor respective a unor roci mai caracteristice: calcare, dolomite, cuarțite și uneori sisturi amfibolice. Variațiile faciesurilor metamorfice în cadrul diferențelor pachete stratigrafice (complexe) au fost reprezentate prin hașuri aplicate peste culorile de fond ale complexelor sau peste cele cu semnificație petrografică. Zonele de transformări datorită metamorfismului de contact termic și hidrotermal, legat de activitatea magmatică a rocilor banatitice, au fost indicate de asemenea prin signaturi suprapuse culorilor formațiunilor afectate.

Cercetări geologice anterioare. Regiunea Ruschița, datorită importanței economice pe care o prezintă, a atras atenția a numeroși cercetători încă din secolul trecut.

În 1882 L. LÓCZY întocmește o hartă geologică în care sunt cuprinse și imprejurimile Ruschiței, utilizată apoi în 1905 de FR. NÓPCSA la alcătuirea unei hărți de ansamblu ce cuprinde o parte din masivul Poiana Ruscă și din muntii Sebeșului. Referiri asupra regiunii Ruschița se mai găsesc în lucrări de la începutul secolului nostru aparținînd lui FR. SCHAFAZIK (1905, 1907), W. HOTZ (1909) și K. v. PAPP (1919). În monografia lui K. v. PAPP este dată și o hartă de ansamblu a părții centrale a masivului Poiana Ruscă.

Ulterior formațiunile cristaline au constituit obiectul cercetărilor lui ST. CANTUNIARI (1941) care deosebește o serie mesozonală inferioară și o serie epizonală superioară, metamorfozate în Paleozoicul superior (hercinic). În 1940 ST. CANTUNIARI face un studiu geologic-tehnic al carierei de marmoră de la Ruschița.

AL. CODARCEA și N. PETRULIAN²⁾ se ocupă în 1943 de zăcămintele din regiune. Autorii admit o origine sedimentar-metamorfică pentru zăcămintele de fier și o geneză hidrotermală pentru cele de plumb și zinc.

¹⁾ Cartarea regiunii s-a executat la scara 1 : 10.000 după care s-a întocmit harta 1 : 25.000 anexată prezentei lucrări.

²⁾ AL. CODARCEA, N. PETRULIAN — Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de minereuri din regiunea Ruschița. Arh. Com. Geol., București, 1943.



Partea de W a regiunii și zona Nădrag (Poiana Ruscă de SW) a constituit obiectul cercetărilor lui D. GIUȘCĂ în 1943, continuante apoi în colaborare cu M. BILOIU, R. DIMITRESCU, D. RĂDULESCU și V. STIOPOL (1956). Se admite existența a două serii cu grade diferite de metamorfism, serii între care există raporturi tectonice anormale.

Zona situată la nord de creasta Pades-Rusca (partea de NW a masivului) a fost studiată între 1946 și 1949 de V. C. PAPIU (1956), care deosebește o serie șistoasă inferioară (filitele de Padeș) și una superioară care se îndințează în formațiunile dolomitice de Luncani.

Cercetările în regiunea Ruschița sunt reluate în 1948–1949 de AL. CODARCEA și L. PAVELESCU, ale căror rezultate sunt concretizate într-o lucrare apărută în 1956. Autorii consideră că rocile carbonatice din regiune reprezintă prelungiri laterale ale masei dolomitelor de la Luncani.

L. PAVELESCU și R. DIMITRESCU publică în 1954 un studiu petrografic al andezitelor banatitice din bazinul Rusca Montană.

Partea mediană și de SE a masivului, situată la E de Ruschița, a constituit obiectul studiilor lui L. PAVELESCU, publicate în 1954.

L. PAVELESCU reia între anii 1952–1955 cercetările în regiunea Ruschița asupra cărora publică un studiu petrografic amănuntit (1958). În cadrul formațiunilor cristaline separă două serii diferit metamorfozate și cu raporturi tectonice anormale. Din punct de vedere petrografic, deosebește o serie de complexe litologice. Se face de asemenea un studiu al rocilor banatitice și al metamorfismului de contact legat de acestea.

Între cercetările recente din zonele învecinate, menționăm pe cele din 1959 de la Vadul Dobrii¹⁾ și din 1960 de la Luncani – Tomești²⁾.

Cercetări geofizice-magnetometrice în regiunea Ruschița, au fost executate în 1940 de către TH. BARBAT (1952) și în 1960 de către M. POPESCU-BRĂDET³⁾.

În ultimii ani au fost întreprinse în regiune luerări de explorare pentru minereu de fier de către Comitetul Geologic (I.S.E.M.)⁴⁾ în dealul Boului și Pîrîul cu Raci. Zăcămintele de sulfuri de plumb și zinc de la Ruschița cunoscute încă din secolul trecut, sunt în prezent în curs de exploatare.

¹⁾ I. BERCIU și E. BERCIU, CR. CHIVU, H. KRAUTNER și FL. KRAUTNER, O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN, GH. NEACSU, — Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda – P. Crivina – Bâtrina – Socet – Cerbăl – Sohodol (P. Ruscă) – 1959 – Arh. Com. Geol.

²⁾ M. MUREȘAN, GEORGETA MUREȘAN, ELVIRA BERCIA, FELICIA DUMITRESCU, C. PARASCHIVESCU. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni – Tomești – Luncani (Poiana Ruscă) – 1960 – Arh. Com. Geol.

V. C. PAPIU, CORNELIA DIACONITĂ, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI. Prospecții asupra masivelor dolomitice și calcaroase din Munții P. Ruscă (II) – 1960 – Arh. Com. Geol.

³⁾ M. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra proiecțiunilor magnetometrice în reg. Ruschița” Arh. Com. Geol., București 1959.

⁴⁾ T. CONSTANTINESCU, S. HAROSA. „Raport geologic asupra explorărilor pentru minereuri de fier din reg. Ruschița (Sant. ISEM)”. Arh. Com. Geol., București, 1960.

Formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană au fost cercetate între anii 1930—1950 de către ST. CANTUNIARI (1931, 1937), G. CERNEA¹⁾ și A. MAMULEA²⁾. Studii recente ale acestor formațiuni au fost efectuate în 1958—1960 de AL. DINCA³⁾, după care sedimentele bazinului aparțin Jurasicului, Cenomanianului, Turonianului, Senonianului și Danianului.

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea Ruschița este alcătuită aproape exclusiv din formațiuni cristaline ce aparțin celor două mari unități tectonice care alcătuiesc masivul cristalin al Poienii Rusce. Rama de sud a regiunii este constituită din formațiuni sedimentare atribuite Jurasicului superior, Cretacicului inferior și Cretacicului superior. Rocile cristaline cît și cele sedimentare au fost străbătute de corpuri și dyke-uri de roci eruptive banatitice, care au produs fenomene de contact și au fost urmate de fenomene de transformări hidrotermale larg răspândite. Magmatismul banatitic s-a manifestat deasemeni printr-o intensă activitate vulcanică explozivă care a generat numeroase aglomerate și tufuri situate la nivelele superioare (Danian) ale sedimentelor bazinului Rusca Montană.

A) FORMAȚIUNILE CRISTALINE

Formațiunile cristaline din regiune au constituit obiectul principal al cercetărilor noastre. Avind în vedere că zona la care ne referim a fost studiată din punct de vedere petrografic foarte detailat de către unul din noi (PAVELESCU 1958), atenția noastră a fost îndreptată în special asupra orizontării stratigrafice a sisturilor cristaline, similar celei realizată în 1958—1959 în regiunea Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii (O. MAIER G. MUREȘAN, M. MUREȘAN)⁴⁾.

Sisturile cristaline din regiunea Ruschița aparțin: unității mesometamorfice (constituță predominant din sisturi mesometamorfice și subordonat epimetamorfice) și unității epimetamorfice din Poiana Ruscă.

În regiunea cercetată, formațiunile unității mesometamorfice ocupă partea de SE a acesteia și sunt separate de cele ale unității epimetamorfice din restul regiunii printr-o importantă falie cu caracter regional, orientată

¹⁾ G. CERNEA. Raport geologic asupra bazinului Rusca Montană. Arh. Com. Geol., București 1948.

²⁾ A. MAMULEA. Studii geologice în regiunea Rusca Montană — Lunca Cernii. Arh. Com. Geol., București 1950.

³⁾ AL. DINCA. Raport geologic — regiunea Rusca Montană. Arh. Com. Geol., București, 1959.

AL. DINCA. Raport geologic — prospecțiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. 1960, Arh. Com. Geol.

⁴⁾ Vezi nota 1, pag. 118.



NE—SW, care spre NE, traversează întreg masivul Poienii Rusce—falia Chergheş-Ruschiţa¹⁾). În cadrul ariei ocupate de unitatea mesometamorfică, în regiunea Ruschiţa predomină șisturile mai slab metamorfozate asupra celor mai intens metamorfozate. Prin gruparea acestor formațiuni în complexe cu valoare stratigrafică, în regiunea cercetată s-a realizat o primă orizontare în cadrul unității mesometamorfice a masivului Poiana Ruscă.

Unitatea epimetamorfică constituie partea de N și W a regiunii și este alcătuită din roci cristaline ce se încadrează în faciesul șisturilor verzi (inclusiv subfaciesul amfibolitelor cu albit și epidot — TURNER, 1961).

Diviziunile de ordin stratigrafic stabilite în cadrul unității epimetamorfice sunt corelabile cu cele din zona Teliuc — Vadu Dobrii (MAYER, MUREŞAN, 1959)²⁾ și cu cele din partea de nord a masivului^{1, 2, 3)}.

În urma cercetării formațiunilor cristaline din regiunea Ruşchiţa, s-a obținut următoarea imagine asupra succesiunilor stratigrafice (de jos în sus) în cele două unități tectonice majore :

Unitatea mesometamorfică (a)

Complexul inferior (a₁)

Complexul superior (a₂)

Orizontul inferior

Orizontul superior

Unitatea epimetamorfică (b)

Complexul șisturilor grafitoase (b₁)

Complexul șisturilor verzi (tufogene) (b₂)

Orizontul bazal terigen

Orizontul tufogen inferior

Orizontul terigen intermediar

Orizontul tufogen superior

Complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare (b₃)

¹⁾ H. KRÄUTNER, FL. KRÄUTNER, M. DUTU, M. STAN. Raport asupra lucrărilor de prospecții geologice din extremitatea de NE a masivului Poiana Ruscă (Vețel — Muncelul Mic — Cerbăl — Groși) — 1960 — Arh. Com. Geol.

²⁾ Vezi nota 1, pag. 118.

³⁾ I. HANOMOLO, A. HANOMOLO, C. CHIVU. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție geologică pentru minereu de fier — Vf. Plaiului — Ferigi — Poenița Tomii — Muncelul Mic — 1960 — Arh. Com. Geol.

O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Poieni — Bătrâna — Roșcani (Poiana Ruscă) — 1960 — Arh. Com. Geol.

GH. NEACSU, PL. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereu de fier în partea de NW a masivului Poiana Ruscă — 1960 —

⁴⁾ Vezi nota 2, pag. 118 și nota 1, pag. 120.



1. Unitatea mesometamorfică (a)

Unitatea mesometamorfică ocupă partea de sud-est a regiunii cercetate și se dezvoltă în zona bazinelor văii Bordului, văii Miclăușului și văii Lătoroasa. Este delimitată spre nord-vest de falia Chergheș-Ruschița, iar spre sud de formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană—Lunca Cernii.

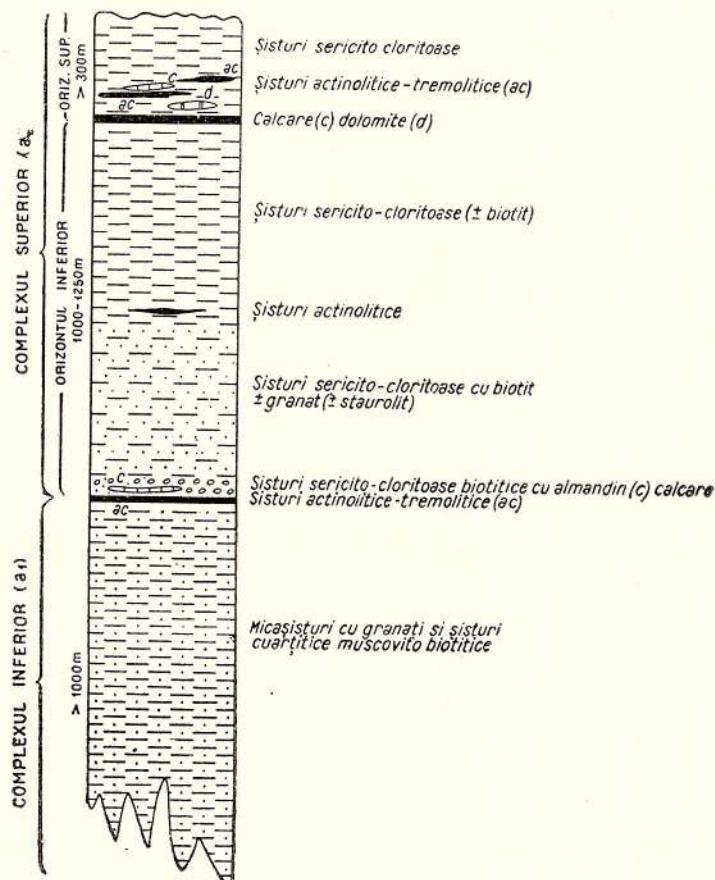


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a unității mezometamorfice din regiunea Ruschița.

Abb. 1. — Stratigraphische Kolonne der mesometamorphen Einheit.

Orizontarea acestei unități (prezentată pentru prima dată în cadrul acestei lucrări) a scos în evidență existența a două complexe importante, diferite atât din punct de vedere al poziției stratigrafice cât și prin gradul lor de metamorfism (fig. 1).

Înspri nord, apare complexul inferior reprezentat printr-un pachet constituit din șisturi mesometamorfice, care se continuă spre nord-est, pînă la linia direcțională Vadul Dobrii-Cincis, de-a lungul căreia unitatea epimetamorfică vine în contact anormal cu cea mezometamorfică.

La sud și în superpoziție normală față de complexul inferior, apare un pachet de șisturi ce constituie complexul superior al unității mesometamorfice.

Complexul inferior (a_1). Acest complex apare în bazinul văii Bordului și cuprinde formațiunile inferioare ale unității mesometamorfice din regiune. În partea superioară complexul este delimitat cu o continuitate remarcabilă de un nivel de șisturi amfibolice. Acest nivel generează și anomalii magnetice puse în evidență de M. POPESCU-BRĂDET în această zonă¹⁾. Șisturile amfibolice ale acestui nivel aflorează în partea superioară a affluentelor drepti ai văii Bordului. Stabilirea limitei stratigrafice inferioare a acestui complex al unității mesometamorfice nu se poate face în cadrul regiunii cercetate, întrucît spre nord-vest el este întrerupt de falia Chergheș-Rușchița, iar înspre nord-est de linia direcțională Vadul Dobrii-Cincis. Astfel grosimea complexului (cunoscută) depășește 1000–1200 m.

Din punct de vedere petrografic, acest complex este alcătuit din șisturi mesometamorfice caracteristice faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin²⁾ reprezentate predominant prin diferite tipuri de roci terigene: micașisturi muscovitice și biotitice, micașisturi cu granați (în care almandinul se dezvoltă ca porfiroblaste, al căror diametru poate depăși uneori 1 cm). De asemenea cu răspândire largă apar cuarțite biotitice și cuarțite muscovito-biotitice. Cu totul subordonat se întâlnesc amfibolite sub formă de intercalații subțiri (afluentul stîng al pîrului Rusca).

În șisturile cuarțitice muscovito-biotitice, granatul e mai rar și mărunt; în micașisturi e mai bine dezvoltat. În secțiuni subțiri se observă adesea la granați un „S” intern, care formează cu direcția generală a mineralelor micacee un unghi de aproape 90° . Alteori, granații au o structură helicitică. În general sunt proaspăti. Biotitul e reprezentat printr-o varietate brun-roșcată. În unele secțiuni se observă porfiroblaste poliklitice de plagioclaz (cu incluziuni de granați, biotit, muscovit, cuart, titanit, orientate aproape perpendicular pe direcția sistozitatii generale). Cîteodată în rocile complexului apare și feldspatul potasic care adesea prezintă fenomene de sericitizare. Spre partea superioară a complexului se surprind uneori fenomene de retromorfism slab: biotitul este parțial cloritizat, în timp ce granatul nu este decît foarte puțin afectat de acest fenomen.

Complexul superior (a_2). Complexul superior al unității mezometamorfice apare în bazinile văii Rușchița, văii Miclăuș și văii Lătoroasa, în superpoziție normală peste complexul inferior.

¹⁾ Vezi nota 4, pag. 118.

²⁾ În lucrarea de față utilizăm clasificarea revizuită a faciesurilor metamorfice după TURNER (1961).

Limita dintre cele două complexe se situează la sud de Culmea cu Rugi—Vf. Chiciora. Spre vest este retezat de falia Chergheș—Ruschița, iar spre sud este mărginit de formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Grosimea cunoscută în regiune se poate aproxima la 1300—1500 m.

Prezența unui nivel constituit din sisturi actinolitice — tremolitice asociate cu roci calcareoase și dolomite (nivel situat în partea mediană a complexului) a permis separarea în cadrul acestuia a două orizonturi stratigrafice : orizontul inferior și orizontul superior.

Orizontul inferior este dispus peste complexul sistemelor mezometamorfice din nord, având în bază nivelul sistemelor amfibolice de pe affluentii drepti ai văii Bordului, iar la partea superioară nivelul sistemelor actinolitice, calcarelor și dolomitelor. Orizontul astfel delimitat are o grosime de 1000—1250 m.

Partea inferioară a orizontului cuprinde nivelul rocilor actinolito-tremolitice, sisturi biotitice cuarțoase cu granaț și sisturi biotitice cu clorit și granat. Granatul acestor sisturi este reprezentat printr-un almandin mărunt cristalizat (de obicei sub 2 mm). Sistemul actinolito-tremolitice prezintă o structură nematoblastică și textură sistoasă evidentă. Sunt constituite predominant dintr-un amfibol actinolito-tremolitic căruia î se asociază în cantități subordonate clinozoit, epidot, cuarț și sporadic magnetit. Aceste roci provin din metamorfozarea unor sedimente marinoase. Local, la izvoarele Pîrîului cu Rugi și ale pîrîului Chiciora, apar lentele subțiri de calcare în apropierea sistemelor amfibolice menționate.

Sistemurile care se dispun în continuare peste partea inferioară a orizontului sunt metamorfozate în subfaciesul cuarț—albit—almandin și cuarț—albit—biotit. Local, prezența staurolitului (valea Lătoroasa) indică și o tranziție gradată la subfaciesul staurolit-almandin. Peste rocile astfel metamorfozate s-au suprapus ulterior fenomene de retromorfism. Aceste sisturi sunt reprezentate prin roci sericito-cloritoase biotitice cu granat, sisturi cuarțitice sericitoase cu clorit și biotit și sisturi sericito-cloritoase mai mult sau mai puțin cuarțitice, ultimale întâlnindu-se în special spre partea superioară a orizontului. În partea mediană a acestuia se individualizează, între pîrîul Miclăușul Mare și valea Lătoroasa, un nivel relativ discontinuu de sisturi actinolitice. Rocile asemănătoare constituie două benzi mai groase între valea Ruschița—pîrîul Polomului și Pîrîul cu Rugi.

Fenomenele de retromorfism menționate se manifestă în special prin cloritizarea biotitului. Cloritul de natură retromorfă se recunoaște după resturile sogenetice sau după unele aureole pleocroice relicte. Alteori nu se poate stabili dacă cloritul este inițial sau este de natură retromorf. Granatul este de obicei foarte puțin cloritizat. Cloritizarea biotitului se observă atât în roci cataclazate sau milonitizate cât și în roci neafectate de aceste fenomene. Cu totul rar apare și staurolitul alături de biotit și clorit (valea Lătoroasa, Pîrîul cu Rugi, valea Rusnac). Prezența sporadică a staurolitului este determinată probabil de creșterea locală a conținutului în fier în sedimentele inițiale.



Pe valea Lătoroasa apar amfibolite sub forma unei intercalării subțiri. Ele reprezintă roci eruptive bazice metamorfozate, în care s-au păstrat ca relicte hornblenda și parțial textura inițială.

Orizontul superior se dispune normal peste sisturile orizontului inferior și aflorează în valea Ruschita, de unde se extinde spre est de-a lungul pîrîului Miclăușul Mic pînă în valea Lătoroasa.

Baza sa este marcată de un nivel relativ continuu de sisturi actinolitice — tremolitice, deasupra cărora se întilnește o asociație caracteristică de intercalării subțiri de calcare, dolomite și sisturi actinolitice — tremolitice. Înspre sud, orizontul superior este delimitat de formațiunile sedimentare jurasice și cretace ale bazinului Rusea Montană — Lunca Cernii. Grosimea cunoscută a acestui orizont, în regiune, depășește 300 m.

Orizontul superior este constituit din sisturi sericito-cloritoase, uneori cuarțoase, sisturi sericitoase, roci în care se intercalează sisturile actinolitice — tremolitice, calcarele (adesea rubanate) și dolomitele din baza sa. Sisturile actinolitice-tremolitice, provenite din metamorfozarea unor marne, sunt constituite predominant din actinot sau tremolit, cărora li se asociază clorit, cuart, epidot, clinozoit și sporadic biotit.

Din alcătuirea petrografică a unității mezometamorfice rezultă că sisturile cristaline ce intră în alcătuirea sa provin din metamorfozarea unor sedimente de natură terigenă, argilo-grezoase cu rare intercalării de marne cît și de calcare și dolomite.

Se constată în general o descreștere a gradului de metamorfism de la nord spre sud, ca expresie a variației intensității metamorfismului regional. În nord, sisturile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesului staurolit-almandin al faciesului amfibolitelor cu almandin, în timp ce în partea de sud rocile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesurilor cuart—albit—almandin și cuart—albit—biotit ale faciesului de sisturi verzi. Peste rocile rezultate în urma acestui metamorfism regional, s-au suprapus fenomene de diaforeză.

2. Unitatea epimetamorfică (b)

Sisturile cristaline ale unității epimetamorfice constituie majoritatea suprafeței cercetate, ocupînd partea centrală de W și NE a regiunii Ruschița. Înspre SE ele sunt separate de sisturile unității mesometamorfice prin fală Chergheș — Ruschița, iar spre sud sunt delimitate de formațiunile sedimentare cretace ale bazinului Rusea Montană — Lunca Cernii.

Unitatea epimetamorfică se extinde în bazinul superior al văii Ruschița (Padeș), pe pîrîul Morii, pîrîul cu Raci, cît și în partea nordică a bazinului Văii Negrii, pe valea Afinari, valea Lupului, valea Varnița.

Subdiviziunile de ordin stratigrafic stabilite în zona Ruschița sunt corelabile, după cum am menționat mai sus cu cele puse în evidență și în alte sectoare ale unității epimetamorfice din masiv. Paraleлизarea stratigrafică cu aceste sectoare arată că în regiunea cercetată apar numai părți superioare din stiva formațiunilor unității epimetamorfice din Poiana Ruscă, respectiv partea superioară a complexului sisturilor grafitoase, a



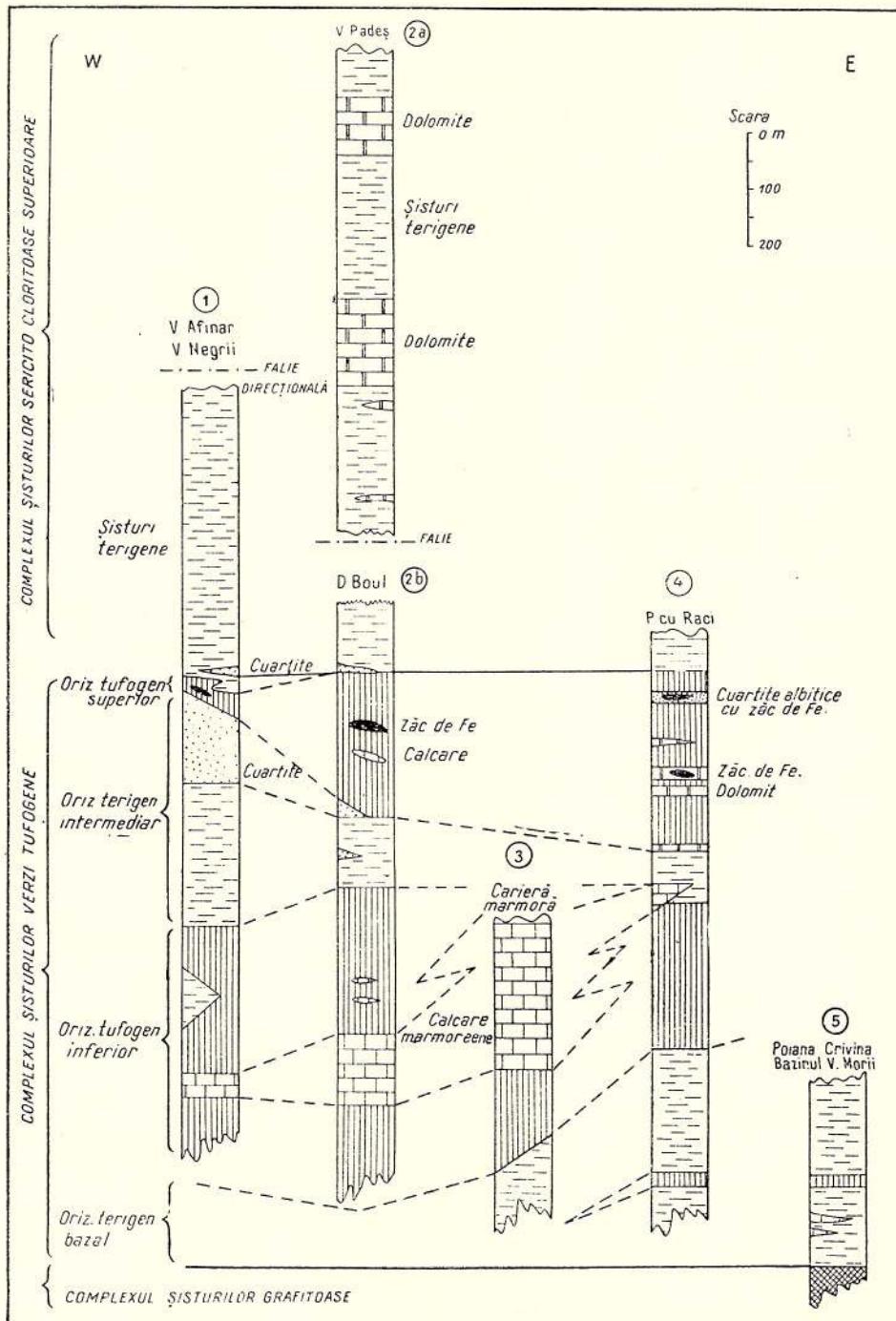


Fig. 2. — Coloane stratigrafice prin formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice din regiunea Ruschita.

Abb. 2. — Stratigraphische Kolonnen der epimetamorphen Einheit.

complexului șisturilor grafitoase, complexul șisturilor verzi (tufogene) și complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare. În alte părți ale masivului (regiunea Teliuc-Ghelar și zona văii Bătrîna) sub șisturile acestor complexe, urmează complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice inferioare și complexul șisturilor și al cuarțitelor grafitoase cu intercalări de roci verzi tufogene, ce reprezintă termenul inferior cunoscut în unitatea epimetamorfică a masivului.

În fig. 2 sunt reprezentate în mod schematic succesiunile stratigrafice și variațiile de facies sedimentare, initiale, care au putut fi determinate în cadrul celor trei complexe prezентate în regiunea Ruschița. Coloanele stratigrafice din figura menționată, s-au alcătuit pe baza profilelor geologice cît și a datelor obținute prin foraje (executate de I.S.E.M.).

Complexul șisturilor grafitoase (b_1). Șisturile grafitoase ale acestui complex constituie formațiunile stratigrafice inferioare cunoscute în regiune în cadrul unității epimetamorfice. Ele apar numai în extremitatea nord-estică a perimetrului cercetat, în zona de la Poiana Crivina (bazinul superior al văii Bordului) și sunt reprezentate prin șisturi sericito-grafitoase, mai mult sau mai puțin cuarțitice. În limitele hărții anexate lucrării, apare numai partea superioară a acestui complex, care mai înspre nord se dezvoltă pe toată grosimea sa.

Limita între complexul șisturilor grafitoase și cel al șisturilor verzi tufogene (ce urmează în superpoziție normală) a fost pusă la nord de cele mai inferioare intercalări de carbonatite (calcare, dolomite) și șisturi tufogene din această zonă.

Complexul șisturilor verzi (tufogene) (b_2). Complexul șisturilor verzi (tufogene) apare bine dezvoltat pe de o parte în valea Ruschița, bazinele pîrîul Morii și Pîrîul cu Raci, iar pe de altă parte în zona de W a regiunii, în dealul Boul și bazinile văilor Lupului și Afinari.

Complexul este constituit din roci epimetamorfice provenite din metamorfozarea în faciesul de șisturi verzi a unor formațiuni sedimentare terigene, cu numeroase intercalări de tufuri și tufite bazice, precum și de roci carbonatice reprezentate prin calcare, dolomite și carbonatite ferifere. Prezența rocilor tufogene bazice reprezentate prin șisturi verzi și amfibolite, constituie caracteristica petrografică principală a acestui complex.

Limita inferioară a complexului, deschisă în zona de la Poiana Crivina, a fost pusă sub intercalăriile subțiri de calcare rubanate din valea Bordului, întrucât sub acestea se dezvoltă în mod uniform șisturi sericito-grafitoase. Limita superioară a complexului șisturilor verzi (tufogene) a fost considerată cea dintre orizontul superior de șisturi tufogene din regiune și șisturile cuarțitice sericitoase, uneori slab grafitoase, ce urmează în continuitate de sedimentare peste acest orizont.

Prezentarea complexului se va face în ordinea succesiunii orizonturilor stratigrafice ce au putut fi separate în cadrul lui: orizontul bazal terigen, orizontul tufogen inferior, orizontul terigen intermediar, și orizontul tufogen superior.



O r i z o n t u l b a z a l t e r i g e n, Șisturile acestui orizont apar numai în partea de NE a regiunii cercetate, în bazinile superioare ale văilor Bordului, Morii, Pîrîul cu Raci și în valea Ruschița. Ele sunt reprezentate în majoritate prin formațiuni de natură terigenă, în care se află intercalate strate subțiri de calcare și dolomite rubanate și șisturi verzi tufogene. Rocile terigene sunt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase cu sau fără biotit, mai mult sau mai puțin cuartitice și șisturi sericito-grafitoase care uneori sunt biotitice (bazinul văii Morii). Șisturile grafitoase se dezvoltă în special în partea inferioară a orizontului, anunțând astfel trecerea spre complexul inferior, grafitos. Ele se întâlnesc la Poiana Crivina, pe afluenții drepti superiori ai văii Morii și spre izvoarele Pîrîului cu Raci.

În valea Ruschița apare numai partea superioară a orizontului bazal terigen (fig. 2, col. 3), alcătuită din roci mai intens metamorfozate, reprezentate prin șisturi cuartitice muscovito-biotitice și cuartite cu biotit.

Intercalațiile de carbonatite apar înspre partea inferioară a orizontului, poziția lor stratigrafică apărind cel mai evident la Poiana Crivina. Stratul superior de dolomite reapare mai la sud (în lungul văii Morii) pe flancurile unui anticinal strins.

Șisturile verzi tufogene apar în apropierea calcarelor, într-o poziție stratigrafică superioară. Ele formează un nivel continuu ce se poate urmări la Poiana Crivina și pe flancurile unui sinclinal în bazinul superior al văii Morii. Pe flancul nordic ele sunt reprezentate prin șisturi cloritoase cu magnetit, iar pe cel sudic prin șisturi actinolitice, fapt ce indică o slabă creștere a gradului de metamorfism în cadrul aceluiși nivel stratigrafic de la nord spre sud.

O r i z o n t u l t u f o g e n i n f e r i o r. Rocile acestui orizont apar pe valea Morii, Pîrîul cu Raci, valea Ruschița, pîrîul Lupului, și pîrîul Afinari.

În cadrul orizontului predominant turogen inferior se constată o variație accentuată a gradului de metamorfism care crește de la nord la sud. Astfel în partea de nord a regiunii, în cursul superior al Pîrîului cu Raci, rocile orizontului sunt metamorfozate în condițiile subfaciesului cuart-albit-biotitic, în timp ce în partea de sud, pe pîrîul Lupului, valea Morii, valea Ruschița și în cursul inferior al Pîrîului cu Raci, sunt metamorfozate în condițiile subfaciesului cuart-albit-almandin al faciesului de șisturi verzi. Acest subfacies (sub denumirea sa anteroară de faciesul amfibolitelor cu epidot și albit) a fost menționat în partea de W a regiunii de D. GIUȘCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL și R. DIMITRESCU (1956).

Rocile acestui orizont sunt reprezentate prin șisturi cloritoase cu albit, șisturi clorito-biotitice, amfibolite, șisturi amfibolice, șisturi biotito-amfibolice calcaroase, șisturi muscovito-biotitice cuartitice (uneori cu amfiboli) și calcare marmoreene. Asociația acestor roci, în majoritate de natură turogenă, cu calcarele marmoreene, este foarte caracteristică pentru această



parte a complexului șisturilor verzi (tufogene), întrucât ea reapare în mod identic și în regiunea Alun—Vadul Dobrii¹⁾.

Calcarele acestui orizont sunt bine deschise în cariera de marmoră de pe Pîrîul cu Raci și valea Ruschița, și pe valea Morii și pîrîul Peșterii. Ele au fost interceptate de către forajul din dealul Boul (23.915 I.S.E.M.) și la est de pîrîul Lupului (forajele 23.910 și 23.905). În cadrul calcarelor marmoreene se pot distinge mai multe varietăți: calcar marmoreene albe masive, calcar marmoreene cenușii rubanate și cu nuanțe roz, calcar rubanate adesea cu clorit. Acestea din urmă sunt foarte caracteritice pentru acest nivel stratigrafic calcaros din cristalinul epimetamorfic al zonei centrale a masivului, fiind recunoscut și la suprafață și în forajele de la Vadul Dobrii, Alun, Boul și pîrîul Lupului. Caracteristic pentru calcarele marmoreene de Ruschița — Alun, este dezvoltarea lenticulară sub care se prezintă. Stratele lenticulare calcaroase se îndințează cu amfibolite și șisturi cloritoase calcaroase sau cu cuarțite biotitice. Spre deosebire de majoritatea rocilor dolomitice din regiune, stratele lentiliforme de calcar marmoreene, în mod similar celor de la Alun și Vadul Dobrii¹⁾, nu reprezintă brațe (excremente) laterale ale dolonitelor recifogene din regiunea Tomești—Luncani.

Grosimea maximă a calcarelor marmoreene se constată în bazinul inferior al Pîrîului cu Raci, în valea Morii și valea Ruschița. Forajele au arătat existența lor și sub dealul Boul și sub culmea de la est de pîrîul Lupului, unde au însă o grosime mai redusă. În general se constată subțierea lor din zona carierei Ruschița spre vest (fig. 2, col. 1, 2, 3) cît și înspre nord (fig. 2, col. 4). Astfel în vestul regiunii, pe valea Lupului și valea Afinari, nivelul marmorelor de Ruschița se reduce la intercalări subțiri de calcar rubanate. Efilarea spre nord se poate urmări în zona bazinului superior al Pîrîului cu Raci.

Șisturile verzi cloritoase și majoritatea amfibolitelor acestui orizont reprezintă roci de natură tufogenă care au fost supuse metamorfismului regional. Aceste roci în care se intercalează calcarele de Ruschița, trec uneori lateral la formațiuni terigene reprezentate prin șisturi biotitice calcaroase cu amfiboli, șisturi biotito-muscovitice cuarțitice, șisturi sericito-cloritoase cu biotit.

În cursul superior al Pîrîului cu Raci, peste orizontul bazal terigen, se situează un nivel de șisturi verzi tufogene cu o intercalație subțire de calcar slab rubanate. Șisturile verzi sunt reprezentate prin șisturi cloritoase calcaroase biotitice cu albă, către baza cărora apar șisturi cloritoase cu porfiroblaste de ankerit. Alterarea superficială dă un aspect cu totul caracteristic acestor roci, în urma îndepărțării porfibroblastelor de ankerit rămânind goluri umplute parțial cu limonit. Determinările feldspațiilor din rocile acestui nivel de șisturi verzi au arătat prezența albitorii cu un conținut de 2—5% anortit.

Deasupra acestui nivel tufogen, pînă la calcarele marmoreene ce apar mai jos pe Pîrîul cu Raci, se interpune un nivel de șisturi sericito-cloritoase cu biotit.

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 118.

toase în parte biotitice (de natură terigenă), în timp ce în cursul inferior al Pîrului cu Raci rocile tufogene se dezvoltă direct sub sinclinalul calcarelor marmoreene cu care se întâlnează. Aici ele sunt reprezentate prin amfibolite, sisturi amfibolice și sisturi biotito-amfibolice. În aceste roci amfibolul este reprezentat printr-o hornblendă verde-albăstruie și prin actinot.

Se constată deci o variație a gradului de metamorfism în cadrul orizontului de sisturi tufogene, de la subfaciesul cuart-albit-biotit din nord (cursul superior al Pîrului cu Raci) la subfaciesul cuart-albit-almandin din sud (cursul inferior al Pîrului cu Raci) (fig. 3). Acest lucru se reflectă și în compozitia feldspațiilor plagioclazi. Aceștia sunt reprezentați

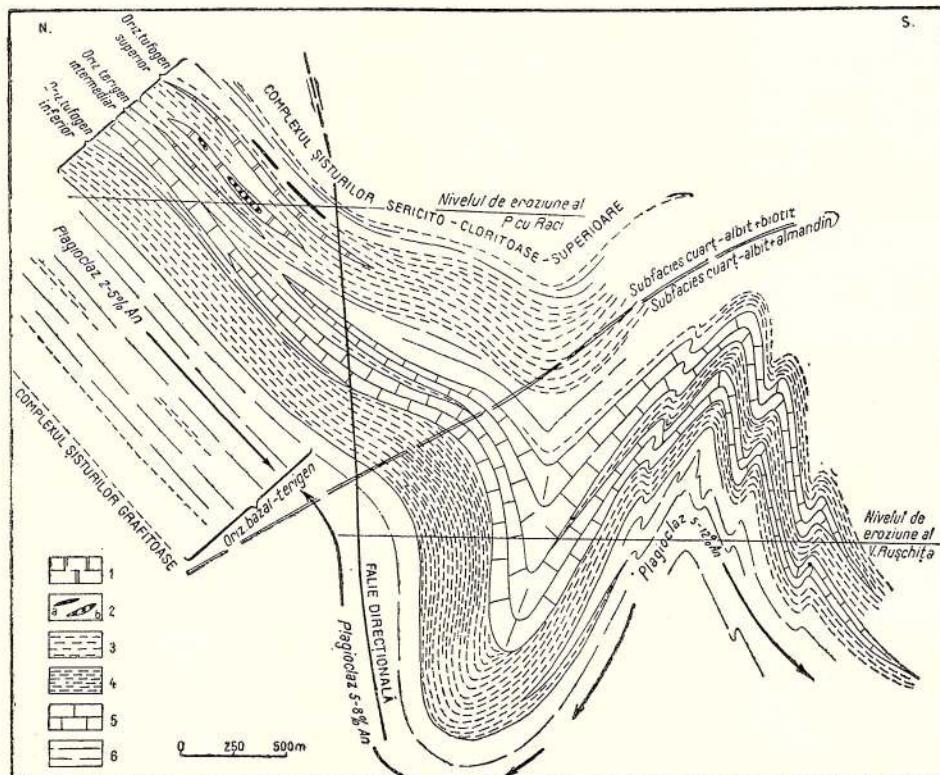


Fig. 3. — Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural al complexului sisturilor verzi tufogene din bazinul Pîrul cu Raci — valea Ruschița — valea Morii (in profil).

1. dolomite; 2, zăcăminte de fier; 2a, magnetite; 2b, carbonat de fier; 3, sisturi tufogene (nivelul superior tufogen); 4, sisturi cloritoase și amfibolice (nivelul inferior tufogen); 5, calcare; 6, sisturi sericito-cloritoase, + grafitoase.

Abb. 3. — Zusammenfassende Darstellung der Stratigraphie und Struktur des tuffogenen Grünschieferkomplexes aus dem östlichen Teil des Ruschița-Gebietes (V. Morii — V. Ruschița — Pîrul cu Raci).

1. Dolomit; 2, Eisenerzlagerstätten; 2a, Magnetit; 2b, Eisenkarbonate; 3, Tuffogene Grünschiefer (oberer tuffogener Horizont); 4, Chlorit- und Amphibolschiefer (unterer tuffogener Horizont); 5, Kalksteine (Ruschița-Marmor); 6, Serizit-Chloritschiefer.

(după cum s-a arătat) în sisturile verzi din cursul superior al Pîriului cu Raci prin albit cu 2—5% anortit. Determinările celor din rocile amfibolice de pe cursul inferior al Pîriului cu Raci, au arătat un conținut de 5—8% anortit. Mai spre sud, în valea Ruschița și în cursul inferior al văii Morii, conținutul în anortit se ridică treptat pînă la 12% anortit (fig. 3).

În partea de vest a regiunii, pe pîriul Lupului, și valea Afinari, rocile tufogene și intercalăriile terigene ale acestui orizont, se înscriu de asemenea în subfaciesul cuartă—albit—almandin. Ele au fost interceptate și sub dealul Boului și la est de valea Lupului de către forajele I. S.E.M.-ului. Ele sunt reprezentate prin amfibolite și sisturi amfibolice cu rare intercalării de calcar rubanate subțiri și sunt asociate cu sisturi biotitice calcareoase și cuarțitice. Determinările feldspatilor plagioclazi din aceste roci au arătat, în cadrul feldspatului plagioclaz, un conținut de 10.13% anortit. În extremitatea vestică a zonei cercetate, pe valea Afinari, apare numai partea superioară a acestui orizont, reprezentată aici prin sisturi sericito-cloritoase biotitice în care se află intercalate sisturi amfibolice și calcare.

O r i z o n t u l t e r i g e n i n t e r m e d i a r . Orizontul terigen intermediar urmează în poziție normală peste orizontul precedent descris și suportă orizontul predominant tufogen superior. El apare bine dezvoltat în special în partea de vest a regiunii, pe valea Afinari, unde atinge grosimea maximă. Înspite est, începe să piardă treptat din grosime, astfel încit în Pîriul cu Raci ajunge să fie redus la o fișie relativ îngustă de sisturi terigene. Această variație de grosime a orizontului terigen intermediar se produce în sens invers variațiilor din cadrul orizontului imediat superior (orizontul tufogen superior). Acest lucru reiese în mod evident din coloanele stratigrafice prezentate în fig. 2.

Rocile orizontului terigen intermediar sunt reprezentate prin sisturi sericito-cloritoase, sisturi sericito-cloritoase cuarțitice și sericito-cloritoase biotitice mai mult sau mai puțin cuarțitice. În sudul perimetrlui cercetat, pe valea Lupului, creșterea intensității metamorfismului se poate remarca și în cadrul acestui orizont prin predominarea sisturilor biotitice cuarțitice în care începe să apară almandinul.

În partea de vest a regiunii, începînd din dealul Boul, în aceste sisturi terigene se intercalează două nivele de cuarțite albe-brunii foarte caracteristice. Nivelul superior, situat în partea superioară a orizontului, chiar sub limita cu orizontul tufogen superior, este mai constant, putîndu-se urmări din dealul Boul pînă în valea Afinari și Valea Negrii, de unde se continuă mai departe spre vest, ieșind din limitele perimetrlui cercetat. Grosimea acestui nivel cuarțitic crește spre vest, atingînd grosimea maximă (100—150 m) în zona confluenței valea Afinari cu Valea Negrii.

O r i z o n t u l t u f o g e n s u p e r i o r . Orizontul tufogen superior urmează în continuitate de sedimentare peste sisturile terigene sericito-cloritoase din estul regiunii și peste cuarțitele albe-brunii din vestul regiunii, ale orizontului precedent descris. Orizontul apare în bazinul Pîriul cu Raci, dealul Boul, dealul Lupului, valea Lupului, Valea Negrii și valea Afinari și este constituit din sisturi cloritoase actinolitice cu albit de natură tufogenă, cu rare intercalării de sisturi sericito-cloritoase terigene. Carac-

teristice acestui orizont, în special în Pîrîul cu Raci, sunt intercalăriile de strate lenticiforme dolomitice și de cuarțite albitice.

Orizontul tufogen superior constituie partea superioară a complexului șisturilor verzi tufogene și reprezintă orizontul stratigrafic în care se încadrează toate zăcămintele de fier din regiunea Ruschița. De aici decurge una din caracteristicile sale și importanța economică pe care o prezintă separarea sa cartografică.

Variatiile faciale metamorfice menționate la orizonturile inferioare se constată și în cadrul acestui orizont stratigrafic. Astfel, în partea de nord a regiunii, pe Pîrîul cu Raci, în dealul Boului și în cursul superior al văii Lupului, rocile orizontului se inseră în cadrul subfaciesului cuart-albit-biotit al faciesului de șisturi verzi, în timp ce spre sud, în dealul Mormintăi, în cursul inferior al văii Lupului și pe Valea Negrii, acestea trec la subfaciesul cuart-albit-almandin.

Șisturile tufogene ale acestui orizont, din partea nordică a regiunii (Pîrîul cu Raci, dealul Boul), sunt reprezentate prin șisturi cloritcase, albitice, șisturi cloritoase cu albit și clorit, șisturi actinolitice cu albit. Prezența magnetitului în cantități în general mici și variabile, caracterizează toate aceste roci. De asemenei se remarcă adesea prezența epidotului, calcitului, titanitului și a sfenului. Șisturile verzi din dealul Boul sunt adesea foarte bogate în epidot, rezultat însă în majoritate în urma proceselor de epidotizare, foarte răspândite în această parte a regiunii, în jurul corporurilor banatitice.

Șisturile verzi ale orizontului din sudul perimetrelui, sunt reprezentate prin șisturi amfibolice și amfibolite, uneori cu biotit sau clorit. Amfibolitele constau din hornblendă verde-albăstruie, asociată cu albit, cuart, epidot și în cantități subordonate cu calcit, sfen, apatit și magnetit. Șisturile amfibolice sunt reprezentate de regulă prin șisturi actionolitice cu hornblendă verde-albăstruie, albit și epidot.

Dolomitele apar (sub formă de strate discontinue, cu grosimi reduse) în bazinul Pîrîul cu Raci (fig. 2, col. 4 și fig. 3) și în cursul inferior al pîrîului Lupului. Sunt reprezentate prin dolomite albicioase, uneori cenușii, rubanate. Cu aceste roci dolomitice sunt uneori asociate zăcămintele de siderit din șisturile verzi tufogene ale bazinului Pîrîului cu Raci (zăcămintele Werner, Baron).

Cuarțitele albitice au fost întâlnite numai în Pîrîul cu Raci și pîrîul Nisip, către partea superioară a orizontului tufogen superior în apropierea limitei cu complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare. Sunt constituite aproape exclusiv din cuart și albit ce apar aproape în cantități egale. Uneori se observă și prezența sericitului. Asociate acestor roci sunt zăcămintele de magnetit (Rudolf, Nisip) din bazinul Pîrîul cu Raci.

În afara zăcămintelor de fier menționate mai apar acumulări ferifere constituite predominant din carbonați de fier, situate de asemenea în șisturi verzi tufogene, neasociate cu roci dolomitice sau cuarțite albitice. Astfel de zăcăminte se cunosc în dealul Boul, valea Lupului, dealul Lupului, valea Afinar, valea Negrii.

Intercalațiile de sisturi terigene din cadrul orizontului tufogen superior sunt reprezentate prin sisturi sericito-cloritoase uneori biotitice, care se îndințează cu sisturile verzi cloritoase și amfibolitice tufogene.

De la E spre W și SW, începînd din dealul Boul, se constată o subțiere treptată a orizontului tufogen superior, paralel cu îngroșarea orizontului terigen intermediar din baza sa, fapt ce se poate urmări în fig. 2 și fig. 4.

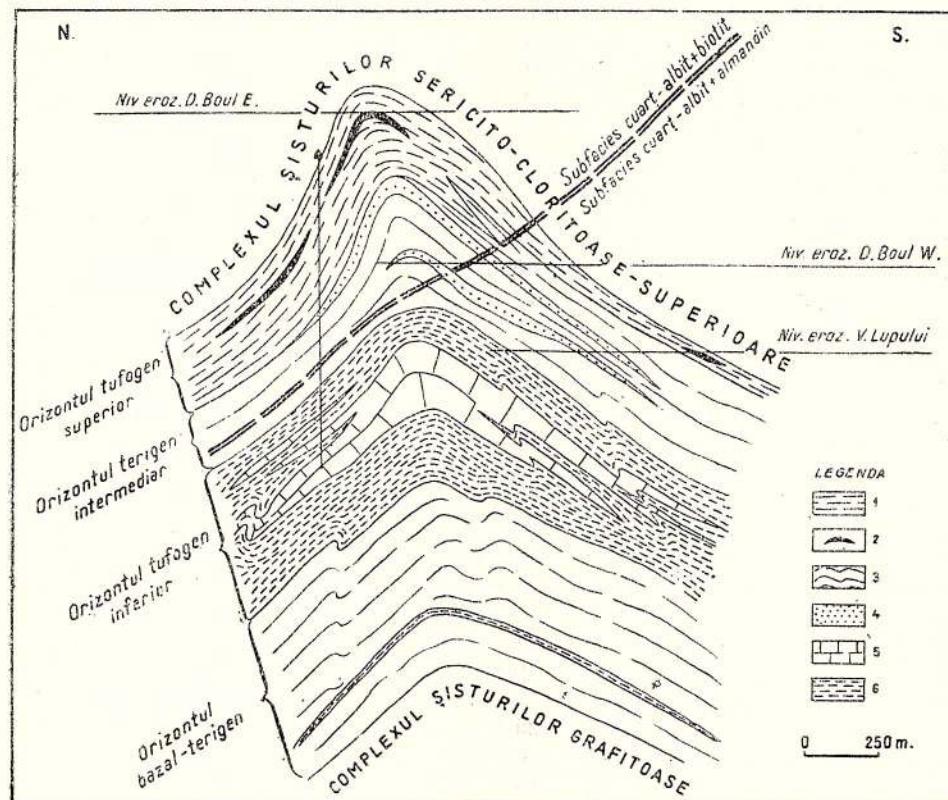


Fig. 4. — Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural al complexului şisturilor verzi tufogene în dealul Boului — Pîrul Lupului.

1, şisturi cloritoase tufogene (nivelul superior tufogen în profil); 2, zicăminte de fier; 3, şisturi sericito-cloritoase; 4, quartite; 5, calcare marmoreene; 6, sisturi amfibolice și amfibolite (nivelul inferior tufogen).

Abb. 4. — Zusammenfassende Darstellung der Stratigraphie und Struktur des tuffogenen Grünschieferkomplexes aus dem westlichen Teil des Ruschița-Gebietes (D. Boul — V. Lupului).

1, Tuffogene Chloritschiefer (oberer tuffogener Horizont). 2, Eisenerzlagerstätten; 3, Serizit-Chloritschiefer; 4, Quarze; 5, Kalksteine (Marmor); 6, Amphibolschiefer und Amphibolite (unterer tuffogener Horizont).

Din reprezentarea anticinalului din dealul Boul (fig. 4) rezultă că această efilare se datorează îndințărilor sistemelor verzi cu formațiunile terigene, reprezentate pe flancul sudic al anticinalului prin sisturi biotite-cuartitice și sisturi musecovitice-cuartitice cu almandin. Datorită

acestui fapt, limitele orizontului tufogen superior nu reprezintă în mod riguros o suprafață izocronă. Sincronismul șisturilor cuprinse între limitele acestui orizont trebuie înțeles în sensul că ele reprezintă în întregime produsele același moment de activitate intensă vulcanică a magmatismului bazic inițial premetamorfic, ca aparținând deci aceleiași faze magmatice paroxismale.

Pentru a prezenta o imagine clară asupra structurii, succesiunii stratigrafice, alcătuirii petrografice și a variațiilor de facies metamorfic și de sedimentare inițiale, au fost construite profile sintetice (generalizate) prin cele două zone principale în care aflorează complexul șisturilor verzi (tufogene) : zona estică a văii Ruschița—Pîrîul cu Raci—valea Morii (fig. 3) și zona vestică, dealul Boul—dealul Mormânti—valea Lupului (fig. 4). În aceste profile jocul falilor a fost anulat prin readucerea în poziție normală a diferențelor compartimente tectonice. Au fost indicate diferențele nivele de eroziune, la care este deschis complexul în zona respectivă și poziția principalelor foraje structurale.

Se constată că în timp ce în partea de E (valea Morii, Pîrîul cu Raci, valea Ruschița) complexul șisturilor verzi (tufogene) alcătuiește un sinclinal urmat la sud de un anticlinal (deci o mare cută-scaun), în partea de vest apare numai anticlinalul sudic, sinclinalul din nord nemaiapărind din cauza faliei direcționale de la N de dealul Boul. El reapare doar din valea Lupului spre vest.

După cum s-a mai arătat, rocile cele mai caracteristice și mai interesante din punct de vedere cartografic ale complexului, sunt șisturile verzi și amfibolitele de natură tufogenă. Ele provin din metamorfozarea regională cu intensități diferite a produselor magmatismului bazic inițial, a cărui activitate paroxismală a conditionat sedimentarea complexului. Aceste roci sunt reprezentate cu precădere de tufuri și tufite bazice și mai puțin prin curgeri și intruziuni de roci bazice metamorfozate (de exemplu serpentinitetele talcizate din pîrîul Lupului). Ele se înscriu în cadrul faciesului de șisturi verzi.

Astfel rocile ce se încadrează în subfaciesul cuart—albit—muscovit—clorit sunt reprezentate mai ales prin șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, adesea cu magnetit, fapt ce cauzează o serie de anomalii magnetice cunoscute în regiune¹⁾. În aceste roci, epidotul și calcitul sunt destul de frecvente în cantități mici. Tot în aceleași subfacies, rocile tufogene sunt reprezentate și prin șisturi actinolitice cu albit și epidot, care spre deosebire de zona Teliuc—Ghelar (O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN, 1959), predomină net asupra primelor. Eventual, acest lucru s-ar putea explica prin faptul că în estul masivului ele sunt mai bogate în material carbonatic recifogen, pe cînd în regiunea Ruschița ele sunt mai bogate în material tufogen.

În subfaciesul cuart—albit—almandin, rocile tufogene sunt reprezentate prin șisturi amfibolice alcătuite din hornblendă verde-albăstruie, plagioclazi (cu mai puțin de 7—8% anortit) și epidot. De asemenei în

¹⁾ Vezi nota 3, pag. 118.

cadrul acestor roci se găsesc uneori șisturi în care alături de hornblendă verde-albăstruie, apare actinotul (mai larg dezvoltat) și chiar cloritul. Rocile amfibolice în care plagioclazul are mai mult de 7 – 8% anortit fac trecerea spre faciesul amfibolitic.

Prin participarea materialului terigen argilo-grezos, șisturile tufo-gene devin biotitice, mai cuarțitice, iar prin participarea materialului carbonatic, acestea trec la șisturi clorito-calcaroase, șisturi clorito-actinolitice calcaroase, șisturi amfibolice calcaroase etc.

În unele roci ce fac trecerea la faciesul amfibolitic, precum și la roci-le din subfaciesul cuarț-albit-almandin, alături de hornblenda verde-albăstruie și de albit-oligoclaz (7-8% anortit – 10-15% anortit) apare cloritul, asociație de altfel menționată mai demult în regiune (L. PAVELESCU, 1958). Exceptând rocile afectate de un metamorfism dinamic (milonite) în care cloritizarea hornblendei și a biotitului sunt evidente, considerăm coexistența cloritului cu hornblenda verde-albăstruie și cu biotitul ca o situație stabilă în cadrul unor roci cu chimism nefavorabil formării integrale a paragenezelor caracteristice obișnuite în condițiile metamorfice respective. La un conținut insuficient de potasiu, cloritul nu a putut trece complet în biotit. Pe de altă parte, hornblenda verde-albăstruie, caracteristică subfaciesului cuarț-albit-almandin, nu a putut să consume restul de aluminiu nelegată în biotit. În consecință, cloritul a trebuit să apară în paragenează cu mineralele caracteristice subfaciesului cuarț-albit-almandin. De abia în faciesul amfibolitelor, hornblenda bogată în aluminiu exclude coexistența ei cu cloritul. În rocile în care coexistă cloritul cu hornblenda verde-albăstruie (exceptând rocile afectate de un metamorfism dinamic) s-au observat la microscop numai relații structurale care arată cristalizarea hornblendei și a biotitului concomitent sau ulterior formării cloritului, în cadrul unui proces de metamorfism progresiv. Astfel, de exemplu se întâlnesc adesea porfiroblaste de hornblenda verde-albăstruie crescute într-o masă cloritică.

Studiul microscopic cît și cartarea efectuată pe teren indică (după cum s-a arătat deja la descrierea orizonturilor complexului șisturilor verzi) o variație evidentă a gradului de metamorfism în cadrul complexului, manifestată prin creșterea treptată a gradului de metamorfism de la nord spre sud. După cum reiese din profilele figurilor 3 și 4, în care este indicată printr-o linie delimitarea răspândirii subfaciesurilor faciesului șisturilor verzi în cuprinsul complexului, zona de tranziție dintre subfaciesuri traversează oblic orizonturile stratigrafice ale complexului. Ea trebuie imaginată în consecință ca o suprafață orientată aproximativ paralel cu direcțiile stratigrafice din cristalin și având o înclinare nordică de circa 40° – 50° , deci în general contrară sensului înclinării (spre S) stratificației formațiunilor cristaline (fig. 3 și fig. 4).

Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare (b₃). Rocile complexului șisturilor sericito-cloritoase, superioare, dispuse în continuitate de sedimentare peste cele ale complexului șisturilor verzi (tufo-gene), reprezintă formațiunile superioare din stiva cristalinului din regiunea



cereetată și din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă în general. Ele apar în cadrul zonei cercetate, în partea de N și NW a regiunii, în bazinul văii Ruschița (Padeș), culmea Padeș-Moșuță¹⁾, culmea Boul și în partea sud-vestică a perimetrului cercetat, în bazinul Pârâul Cracul Lung, Valea Negrii, valea Varnița și dealul Lupului.

Șisturile complexului sericito-cloritos superior din sud-vestul regiunii, urmând imediat peste orizontul superior de șisturi tufogene, descris mai înainte, reprezintă doar partea inferioară a acestui complex, care în partea de nord a masivului atinge valori impresionante ¹⁾. Întrucât șisturile complexului din nordul regiunii sunt delimitate spre S de o importantă falie direcțională, raporturile stratigrafice de detaliu cu cele din sud nu se pot cunoaște. Este cert însă faptul că formațiunile de la nord de linia direcțională amintită sunt superioare stratigrafic celor din sudul ei.

Rocile complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare din regiunea Ruschița, sunt reprezentate exclusiv prin formațiuni de natură terigenă cu intercalări de carbonatite calcaroase și dolomite recifogene.

În dealul Boul, pe flancul nordic al anticlinalului de aici și în apropierea șârnierei acestuia, în baza complexului se află un orizont bogat în șisturi sericito-grafitoase adesea biotitice, cu rare intercalări de șisturi cuartitice sericito-cloritoase uneori cu biotit. Aceste roci slab grafitoase, interceptate și de forajele I.S.E.M. din dealul Boul, trec treptat spre partea superioară la șisturi sericito-cloritoase cuartitice, situație similară cu cea prezentată de șisturile din sinclinalul ce trece prin dealul Lupului. Pe flancul sudic al anticlinalului menționat în dealul Boul, parte bazală a complexului, dispusă peste formațiunile mai puternic metamorfozate ale complexului tufogen, prezintă de asemenei un grad mai avansat de metamorfism. Ele sunt reprezentate aici prin șisturi muscovito-cuartitice cu biotit și granat, șisturi muscovito-biotitice cu sau fără almandin și prin șisturi sericito-muscovitice grafitoase. Spre deosebire de șisturile din dealul Boul și dealul Lupului, metamorfozate în subfaciesul cuart-albit-biotit, acestea se încadrează în subfaciesul cuart-albit-almandin al faciesului de șisturi verzi.

Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare este reprezentat la nord de falia direcțională de la N de dealul Boul (în bazinul superior al pârâului Padeș) și la S de această linie (în bazinul pârâul Cracul Lung), după cum am arătat mai sus, prin formațiuni stratigrafic superioare celor deservite pînă acum. Ele constau din șisturi sericito-cloritoase și șisturi sericito-grafitoase. Acestea din urmă se întâlnesc frecvent în apropierea rocilor dolomitice de pe pîrîul Padeșului și afluenții lui superioari.

Dolomitele care se prezintă sub formă de roci masive albe-cenușii, uneori rubanate, sau cu structuri relicte de brecii sedimentare, reprezintă probabil brațe sudice prin care se îndințează formațiunile recifogene dolomitice (dolomitele și calcarele de Tomești — Luncani) din nordul

¹⁾ Vezi nota 2, pag. 118.

regiunii Ruschița, cu șisturile conexe¹⁾). Aceste îndințări faciale au fost menționate în regiunea Ruschița de AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (1956) iar la nord de culmea Padeș-Rusca de V. C. PAPIU (1956).

Trebuie remarcat faptul că în cadrul complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare se surprind variații ale intensității metamorfismului regional, în mod similar celor descrise la complexul șisturilor verzi (tufo-gene). Acest lucru se manifestă prin creșterea gradului de metamorfism de la nord spre sud; șisturile din nordul regiunii se încadrează în subfaciesul cuart-albit-clorit, cele din zona centrală a regiunii, în subfaciesul cuart-albit-biotit, iar o parte din cele din sud în subfaciesul cuart-albit-almandin al faciesului de șisturi verzi.

B) FORMAȚIUNILE ERUPTIVE

Rocile eruptive din regiunea Ruschița fac parte din seria eruptiunilor din Cretacicul superior, care s-au intrus în faza laramică de-a lungul unor fracturi în lungul cărora s-a produs scufundarea bazinului Rusca Montană. Întrucât studiul petrografic al acestor roci a fost făcut în anii precedenți de unul din noi (L. PAVELESCU, R. DIMITRESCU 1954; L. PAVELESCU 1958) în lucrarea de față nu venim decât cu unele precizări care completează studiul amintit.

În regiunea cercetată, în aria de răspândire a șisturilor cristaline, predomină faciesul efusiv și hipoabisic al seriei banatitice. În partea de sud a regiunii, în domeniul bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii, apare și faciesul abisic (granodiorite, diorite).

Rocile banatitice formează dykuri, filoane care străbat atât șisturile cristaline cât și sedimentarul cretacic și eurperi care alternează cu aglomerate vulcanice dezvoltate în bazinul sedimentar și care apar și ca petece izolate peste cristalin.

Corpurile eruptive filoniene s-au insinuat pe deranjamente tectonice disjunctive cu orientări diferite. Apar mai frecvent în jurul văii Ruschița între pîrîul Argintului—pîrîul Morii și în bazinul Văii Negrii. În unitatea mezometamorfică nu apar decât foarte rar cîteva mici filoane eruptive în apropierea limitei cu bazinul sedimentar (Vf. Păducelului, pîrîul Polonului, valea Ruschița, pîrîul Miclăușul Mic). De asemenea pe cursul superior al văii Ruschița și pînă în culmile din stînga și dreapta ei, corporile eruptive sunt foarte rare (pîrîul Paltinului).

Cea mai mare parte a rocilor banatitice din regiune reprezintă termeni porfirici ai familiei granodioritelor, al dioritelor și cu totul rar ai familiei gabbrourilor; corespondentele de adîncime ale acestora apar doar în partea de sud a regiunii:

a) Dacitele se întîlnesc mai ales la sud de valea Ruschiței, în bazinul Văii Negrii și anume pe pîrîul Lupului și pîrîul Afinarilor, unde apar sub

¹⁾ Îndințările faciale între rocile carbonatice și șisturile învecinate au fost enunțate pentru regiunea Ruschița de AL. CODARCEA, L. PAVELESCU (1956) iar pentru regiunea Luncani de C. V. PAPIU (1956).



forma unor mici corpuri orientate NW, paralel cu unul din principalele sisteme de falii. Cîteva corpuri mici cu aceeași orientare, aflorează și pe Cracul Lung.

b) Andezitele sunt mai răspîndite decît primele și alcătuiesc cea mai mare parte a corporilor eruptive din apropierea Pîriului cu Raci, de pe Valea Negrii, pîriul Lupului, pîriul Afinarilor, valea Miclăușului, valea Ruschiței, pîriul Polomului etc. precum și curgerile asociate cu aglomerate din Cumpăna Cireșului (cota 1013) — Ogașul Rău.

La microscop dar nu și cartografic, au putut fi separate andezite cu augit și andezite cu hipersten; în unele secțiuni masa fundamentală este holocristalină, microdioritică (microdiorite porfirice).

Unele din aceste roci au suferit transformări hidrotermale mai mult sau mai puțin intense. Augitul este transformat parțial în clorit și calcit, hiperstenul are aureole opacitice și este cloritizat, plagioclazii sunt calciizați, caolinizați, uneori epidotizați.

c) Pe Cracul Lung se cunoaște o ivire de o rocă neagră cu fenocristale mari de amfibol. Roca a fost determinată ca fiind un camptonit cu kataphotri (L. PAVELESCU 1958). Direcția acestui filon de camptonit este aproximativ NNW—SSE.

d) Granodioritele formează un corp mare intrusiv pe Pîriul Lung și obîrșia văii Cucii și au fost întlnite și sub forma unui corp mai mic pe valea Varniței și pe muchia de la est de ea.

Dioritele au fost întlnite într-un singur corp cu alungire nord-estică, situat la est de Culmea Cireșului.

e) Lave și piroclastite andezitice apar în partea de sud a regiunii. Pe marginea nordică a bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii au o dezvoltare largă aglomeratele vulcanice asociate cu curgeri de lave andezitice. Pe hartă au fost trecute împreună aglomeratele și curgerile de lave (la sud de culmea Păducelului unde vin în contact cu brezia cu elemente de cristalin prin intermediul faliei direcționale). Între valea Varniței și Ogașul Rău, formează un petec larg ce stă atât peste cristalin cît și peste sedimentarul cretacic superior. Acest petec este constituit predominant din curgeri de lave andezitice asociate cu aglomerate vulcanice ce au fost puse în evidență de P. ZIMMERMANN și V. ZIMMERMANN¹⁾. Alte două petece mici de aglomerate apar pe muchia Șesul Mormintăi.

În concluzie se poate spune că unitatea epimetamorfică este străbătută de numeroase corpuri eruptive mici, în cea mai mare parte de dacite și andezite orientate mai ales NW, deci paralel cu unul din principalele sisteme de falii pe care s-a insinuat. Alte corpuri utilizează drept cale de acces falile NE și mai rar falile direcționale (Vf. Păducelului, valea Miclăușului etc.). Majoritatea acestor roci reprezintă faciesul efusiv al seriei banatitoare. Rocile abisice ale seriei apar sub formă de corpuri mai mari în sedimentarul cretacic din partea de sud a regiunii noastre. În unitatea mezo-

¹⁾ P. ZIMMERMANN și V. ZIMMERMANN. Prospectiuni geologice pentru minereuri de fier și sulfuri complexe în regiunea Ascuțita Mare — Vf. Boul — Ruschița. 1962, Arh. Com. Geol.

metamorfică, corporile eruptive sunt rare și se găsesc numai în apropierea limitei cu sedimentarul bazinului Rusca Montană—Lunca Cernii și paralel cu aceasta, utilizând drept cale de acces faliile direcționale.

C) METAMORFISMUL DE CONTACT ȘI TRANSFORMĂRILE HIDROTERMALE PRODUSE DE INTRUZIUNILE BANATITICE

Metamorfismul de contact al rocilor banatitice din regiune se manifestă prin influența directă a corpului eruptiv — contact termic cu sau fără aport de substanță (corneene și skarne) — cît și prin influența indirectă asupra rocilor, manifestată prin acțiunea soluțiilor de natură hidrotermală ce au însoțit punerea în loc a rocilor banatitice. Pe lîngă aceste fenomene de metamorfism exomorfic la contactul rocilor eruptive cu cele înconjurătoare se constată fenomene de metamorfism endomorfic în sinul banatitelor. Ansamblul acestor fenomene a fost enunțat de către unul din noi într-o lucrare anterioară (L. PAVELESCU, 1958) și nu a constituit obiectul cercetărilor noastre. În consecință le vom enunța numai în linii cu totul generale.

La contactul cu rocile sedimentare au avut loc transformări de diverse intensități ale acestora. Aceste fenomene se manifestă prin apariția biotitului, epidotului și chiar a diopsidului și a granațiilor. Pe valea Varnița și pe valea Cucii, în rocile sedimentare din apropierea banatitelor se constată prezența în recile calcaroase și marnele cretacice a skarnelor cu granați, cu epidot, a skarnelor amfibolice etc.

La contactul calcarelor metamorfice cu banatitele s-au format skarne cu granați, skarne diopsidice, epidotice cît și predazzite și oficalcite (L. PAVELESCU 1958).

În rocile dolomitice cristaline se constată uneori la contactul cu intruziunile banatitice, fenomene de tremolitizare, serpentinizare și talcizare; ultimile două fiind formate prin influență hidrotermală (galeria nr. 2 I.S.E.M. din Pîrîul cu Racî Mare). În cadrul sisturilor cristaline din zonele de contact se observă fenomene de cornificare ce au dat naștere la corneene biotitice și corneene cu andaluzit (AL. CODARCEA, L. PAVELESCU 1956) și biotit (pe Pîrîul Cracul Lung),

În zonele dealul Boul — valea Lupului și Pîrîul cu Racî, sisturile cristaline au fost afectate la contactul cu rocile banatitice în mod mai complex, în cadrul lor întlnindu-se minerale de neoformăție de mai multe generații. Peste fenomenele de contact termic se suprapun adesea transformări hidrotermale ce au urmat punerii în loc a corporilor banatitice din regiune.

Paragenezele și asociațiile mineralogice constatate în cadrul rocilor din aureola de contact a banatitelor, se inseră în faciesul albit—epidot—corneean și faciesul hornblendă—corneean (TURNER, 1961).

În multe din sisturile cristaline studiate se observă numai o invadare a rocii cu epidot care formează cuiburi și filonașe. Fenomenul acesta se observă în special la rocile milonitice (cum sunt cele de pe valea Varnița), indicind faptul că soluțiile hidrotermale au circulat în special pe zonele de minimă rezistență.



Aceleași soluții de natură hidrotermală au produs de asemenei transformări în rocile banatitice, manifestate prin epidotizarea plagioclazilor și saussuritizarea lor (zoizit și albit). De asemenei, se constată caolinizarea și sericitizarea freeventă a acestora. Amfibolii, de regulă, sunt cloritizați și mai rar epidotizați. De asemenei, se întâlnește fenomenul de basitizare și uralitizare a piroxenilor. În galeria nr. 2 din Pîrîul cu Raci, se constată prezența zeolitilor pe fisuri și uneori zeolitizarea parțială a feldspătilor.

Tot de această fază de activitate hidrotermală a magmatismului banatitic din regiune trebuie legate mineralizațiile de sulfuri complexe de la Ruschița¹⁾ și cele localizate în skarnele de pe valea Varnița, precum și impregnațiile răzlețe de sulfuri (blendă, galenă, calcopirită, pirită, pirotină) care apar în diverse puncte apropiate de unele corperi banatitice din zona Cumpăna Cireșului – dealul Boul – valea Varnița (L. PAVELESCU 1958).

D) FORMAȚIUNILE SEDIMENTARE

Majoritatea depozitelor sedimentare apar în partea de S a regiunii constituind zona de nord a bazinului sedimentar Rusca Montană – Lunca Cernii.

Ele au fost cercetate printre alții de către ST. CANTUNIARI (1931, 1937), G. CERNEA²⁾, A. MAMULEA³⁾, iar în ultimii ani de către AL. DINCA⁴⁾.

AL. DINCA atribuie depozitele sedimentare din partea de N a bazinului Jurasicului superior, Cenomanian-Turonian-Senonianului și Danianului.

În zona cercetată, depozitele jurasic-superioare, reprezentate prin caleare (uneori breccioase) de culoare în general albă, apar pe afluenții sudici ai văii Miclăușului, la N de falia direcțională Lunca Cernii – Ruschița – W Valea Negrii.

Depozitele aparținând Cenomanianului, Turonianului și Senonianului, sunt reprezentate, după acest cercetător, prin gresii, marne și marne calcaroase. Ele apar la S de linia Lunca Cernii – Ruschița – W Valea Negrii, începînd de la confluența văii Miclăușului cu valea Ruschița spre vest. În aceste formațiuni fiind intruse numeroase corperi banatitice, se dezvoltă fenomenele de contact amintite.

În cadrul Danianului, AL. DINCA deosebește un orizont bazal conglomeratic și un orizont superior cu tufuri și aglomerate vulcanice.

În zona limitei bazinului sedimentar cu formațiunile cristaline (la S de pîrîul Miclăușului; la E și W de Valea Negrii) s-a pus în evidență o brecie sedimentară, cu caracter poligen, alcătuită cu precădere din ele-

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 117.

²⁾ Vezi nota 1, pag. 119.

³⁾ Vezi nota 2, pag. 119.

⁴⁾ Vezi nota 3, pag. 119.



mente colțuroase sau uneori rotunjite, de sisturi cristaline, ce ating uneori dimensiuni considerabile. În 1965 această brecie a fost pusă în evidență în partea de W a regiunii de D. GIUȘCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL, R. DIMITRESCU. Notăm că în zona unde această brecie transgredează peste calcarele jurasic-superioare, în zona văii Miclăușului, elementele constitutive ale breciei sunt alcătuite predominant din aceste calcare. În unele zone prin dezagregarea superficială a acestei brecii sedimentare, elementele de sisturi cristaline pot duce la erori cartografice, prin interpretarea acestora ca reprezentând formațiuni cristaline. Din observațiile făcute, rezultă că această brecie sedimentară este dispusă transgresiv atât peste cristalin și Jurasicul superior, cît și peste depozitele atribuite de AL. DINCA Senonianului. Acest lucru este evident în versantul drept al văii Ruschița (în aval de confluența cu pârâul Caprii), unde se observă plăci de dimensiuni mari de sisturi cristaline dispuse peste Senonian, contact considerat tectonic de către AL. DINCA¹⁾. Orizontul breciei sedimentare menționat trebuie considerat în consecință, ca un facies lateral de târm al orizontului bazal conglomeratic, atribuit danianului inferior de către AL. DINCA¹⁾. La o concluzie similară a ajuns și acest autor, privind zona de la W de regiunea cercetată de noi²⁾. Formarea breciei sedimentare trebuie legată de ridicarea târmului cristalin din nord în cursul Danianului inferior, fază ce premerge activității vulcanice extrusive a magmatismului banatitic. Brecia sedimentară danian-inferioară apare uneori la nord de linia Lunca Cernii – Ruschița – W Valea Negrii (la sud de valea Miclăușului), iar alteori la sud de această falie (valea Varnița, Valea Negrii, valea Ruschița).

Peste orizontul bazal al Danianului, AL. DINCA separă un orizont de tufuri și aglomerate, răspândit la est de valea Ruschița și la sud de vîrful Boul. În cadrul acestei părți a Danianului trebuie incluse și curgerile de lave asociate cu aglomerate³⁾ ce apar în bazinul superior al văilor Pîrul Rău și pîrul Merizanca. Intercalarea produselor extrusive ale vulcanismului banatitic în cuprinsul formațiunilor daniene permite situaarea acestei importante faze vulcanice în Danian.

TECTONICA REGIUNII

Regiunea Ruschița are o poziție geografică relativ centrală în cadrul Poienii Rusce. În cuprinsul zonei Ruschița se întâlnesc cele trei unități importante ale masivului: unitatea epimetamorfică, ceea mezometamorfică, iar în sud bazinul sedimentar Rusca-Montană – Lunca Cernii.

În Poiana Rusca cele două unități cristaline menționate iau contact anomal de-a lungul unei importante falii direcționale inverse (însotită de

¹⁾ Vezi nota 3, pag. 119.

²⁾ AL. DINCA. Prospecții pentru cărbuni, în bazinul Rusca Montană (sectorul Varnița – Otelul Roșu). Raport geologic. 1961 Arh. Com. Geol.

³⁾ Aglomeratele de aici au fost puse în evidență de către P. ZIMMERMANN și V. ZIMMERMANN (vezi nota pag. 136).



milonite și blastomilonite¹⁾ , șisturile mezometamorfice de la sud, încălcind pe cele epimetamorfice de la nord²⁾. Această linie tectonică a putut fi urmărită în jumătatea estică a masivului Poiana Ruscă, de la Teliuc pînă la W de Vadul Dobrii, unde este puternic decroșată spre SW de falia cherghes-Ruschița ajungînd deci să fie aruncată sub depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Astfel în zona Ruschița, situată la SW de Vadul Dobrii, contactul dintre unitatea mezometamorfică și cea epimetamorfică se face de-a lungul faliei Chergheș Ruschița (orientată NW — SW).

În ce privește relațiile dintre formațiunile cristaline în ansamblu și cele sedimentare de la sud, se poate constata că limita nordică a bazinului sedimentar (Jurasic superior — Cretacic superior) Rusca Montană — Lunca Cernii coincide în general cu o falie direcțională, cu inclinare nordică (60° — 75°), de-a lungul căreia cristalinul din nord încalcă sedimentarul din sud. Trebuie să menționăm că în unele portiuni se găsesc formațiuni sedimentare și la nord de această linie direcțională, situație întîlnită la S de valea Miclăușului și în partea de W a regiunii (la E și W de Valea Negrii). Această linie tectonică a fost cartată de către L. PAVELESCU (1954) la W de regiunea Ruschița, în zona de la Lunca Cernii, iar în zona valea Lupului, valea Negrii de către D. GIUȘCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL și R. DIMITRESCU (1956). În urma celor arătate se poate afirma că la N de majoritatea depozitelor sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii se sitiază o falie direcțională importantă (înclinată spre N), de vîrstă probabil laramică, de-a lungul căreia șisturile cristalofiliene încalcă pe cele sedimentare de la sud, contact tectonic care depășește atât spre E cît și spre W limitele zonei cercetate. Întrucînt această situație este similară cu cea cunoscută în Banat (la W de zona Reșița—Moldova Nouă), trebuie considerat că linia tectonică de la nordul bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii (linia Lunca Cernii — Ruschița W Valea Negrii) reprezintă continuarea spre NE a liniei Reșița — Moldova Nouă.

În linia direcțională Lunca Cernii — Ruschița orientată E — W, se opresc structurile plicative dispuse NNE — SSW, puse în evidență în bazinul Rusca Montană — Lunca Cernii de AL. DINCA³⁾.

Din cele expuse mai sus, rezultă că în zona Ruschița, între cele trei unități prezente aici, sunt relații tectonice de-a lungul unor falii cu caracter regional.

În decursul cercetărilor noastre am urmărit îndeosebi structura tectonică a șisturilor cristaline, în strînsă corelație cu descifrarea stratigrafiei acestora. Tectonica depozitelor sedimentare apartinînd bazinului

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 118.

²⁾ În Poiana Ruscă, poziția anormală a șisturilor mezometamorfice față de cele epimetamorfice a fost semnalată pentru prima dată de către AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (17).

³⁾ Vezi nota 3, pag. 119 și nota 2, pag. 139.

Rusca Montană — Lunca Cernii, a fost studiată în detaliu de către AL. DINCA¹⁾.

În vederea deslușirii problemelor de ordin tectonic legate de cristalinul din regiune, pe teren s-au urmărit o serie de elemente microstructurale²⁾ cum sunt : sistozitatea de stratificație, sistozitatea de clivaj, flancuri normale și inverse, liniații și microcute, elemente care corelate concomitent și judicios cu cele de ordin stratigrafic și metamorfic, au permis obținerea unei imagini structurale și stratigrafice de ansamblu asupra sisturilor cristaline din regiune.

Tectonica unității mezometamorfice

Unitatea mezometamorfică separată de cea epimetamorfică prin falia Ghergheș — Ruschița se dezvoltă în partea de E a regiunii.

Sistozitațile măsurate în cadrul acestui compartiment coincid de multe ori (sau aproape coincid) cu stratificația inițială a rocilor, fapt verificat de rocile rubanate (calcare, dolomite) sau de limitele petrografice nete (sisturi — cuarțite ; sisturi — carbonatite, etc.).

Unitatea mezometamorfică constituie o stivă de sedimente metamorfozate ce formează un monoclin cu direcția generală E — W și cu căderi sudice (în medie 50° — 70°). Părțile inferioare mai intens metamorfozate din nord, suportă pe cele mai slab metamorfice din sud.

Elementele lineare măsurate (microcute, liniații) indică afundarea structurii generale spre W.

Urmărirea limitelor dintre complexele stratigrafice și a orizonturilor, precum și a nivelelor caracteristice (sisturi actinolitice, calcar, dolomite și a. a.), a arătat că în cadrul compartimentului ocupat în regiunea noastră de unitatea mezometamorfică, falii nu sunt numeroase și au o importanță minoră (falia ce traversează Pîrful cu Rugi și pîrul Chicioara ; falia de pe pîrul Lătoroasa) ; ele sunt orientate NE — SW.

Petecul de sedimente cretacice din bazinul văii Lătoroasa este prins în formațiunile cristaline datorită unei falii direcționale, marcată în cristalin printr-o zonă de milonite.

Tectonica unității epimetamorfice

Unitatea epimetamorfică, care se dezvoltă la W de falia Ghergheș—Ruschița, are o tectonică mai complicată decât cea a unității mezometamorfice, datorită atât structurilor plicative cât și numeroaselor falii care o compartimentează puternic (vezi schița tectonică anexată).

Remarcăm de la început, că și în această unitate majoritatea sistozitaților măsurate coincid (sau aproape coincid) cu stratificația primară a rocilor.

¹⁾ Vezi nota 3, p. 119 și nota 2, p. 139.

²⁾ Analoage și paralelizabile genetic cu cele puse în evidență în zona centrală a masivului Poiana Ruscă de către I. BERCIU, E. BERCIU (1960) și C. CHIVU (vezi nota 1, pag. 118).

În regiunea Ruschița, șisturile unității epimetamorfice aparțin zonei centrale a masivului Poiana Ruscă¹⁾, care se întinde continuu de la Teliuc pînă dincolo de Vadul Dobrii, de unde este decroșată spre SW, de falia Ghergheș – Ruschița, constituind astfel majoritatea zonei cercetate.

Din punct de vedere al ansamblului structural general, zona centrală a masivului Poiana Ruscă aparține flancului sudic al anticlinoriului Arânieș – Poieni²⁾ (DIMITRESCU 1955), structura plicativă majoră a unității epimetamorfice din Poiana Ruscă. Ca o consecință a acestui fapt, structura șisturilor unității epimetamorfice din zona Ruschița are un caracter vizibil ascendent spre N, fiind constituit în general dintr-un anticinal urmat la nord de un sinclinal, ce alcătuiesc împreună o importantă cută-scaun.

Stilul structural cunoscut în zona centrală, între Teliuc și Vadul Dobrii, caracterizat printre altele prin cute în general drepte și relativ largi (I. BERCIA, E. BERCIA, 1959; O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN, 1959)³⁾ se păstrează și în regiunea Ruschița, rareori întlnindu-se cute slab aplecate (cu flancuri deversate), cum este cazul sinclinalului calcarelor marmoreene de Ruschița, care local (în cariera de marmoră) este strîns și slab aplecat spre sud.

În zona cercetată, pe flancurile celor două cute amintite, se grefează o serie de structuri plicative minore atât ca amploare cât și ca extindere pe direcție.

Cutele din regiune s-au format ca și în zona centrală a masivului (I. BERCIA, E. BERCIA, 1959)⁴⁾, prin cutare flexurală cu alunecare concentrică.

Elementele lineare (liniații, microcute) arată că structurile din regiune au direcția generală E – W cu afundări axiale generale vestice (în medie cu 15° – 30°). Local, pe valea Ruschița (în zona confluenței cu valea Morii) s-au întîlnit elemente lineare (mai ales microcute) orientate E – W, cu afundări vestice mari și foarte mari (uneori peste 50°) denotând existența, în aceste portiuni, a unei tectonici B „abrupte”.

Axele celor două structuri plicative majore din regiune, sint decroșate de numeroase falii, putînd totuși fi urmărite din partea de NE a regiunii pînă la extremitatea vestică a acesteia.

Astfel, cuta anticlinală principală a fost urmărită din partea superioară a văii Morii, de unde este aruncată în partea inferioară a aceleiași văii și apoi la sud de confluența Pîriului cu Racii cu valea Ruschița. De aici axul acestei cute se poate urmări prin dealul Boul, pînă în pîriul Lupului, la W de care se regăsește apoi la W de pîriul Afinarul Mare, de unde traversează pîriul Afinarul Mic, depășind apoi limita occidentală a zonei cercetate.

¹⁾ Zona centrală a masivului Poiana Ruscă cuprinde fișia de șisturi epimetamorfice limitată la nord de dolomitele de Hunedoara și Luncani, iar la sud de șisturile unității mezometamorfice. În zona centrală se inseră principalele zăcăminte de fier sedimentare metamorfozate, cunoscute în Poiana Ruscă.

²⁾ Vezi notele 1, 2, pag. 118 și notele 1, 3, pag. 120.

³⁾ Nota 1, pag. 118.

⁴⁾ Vezi nota 1, pag. 118.

Axul cutei sinclinale, situată mai la nord de cea anticinală menționată s-a urmărit din valea Bordului, prin pîrîul Tiptăr și pîrîul Vultur Mic pînă în pîrîul Vulturilor, de unde este puternic decroșat spre S, regăsindu-se în valea Morii sub forma unui mic sinclinoriu, care spre W se simplifică structural, trecînd din nou la o cută sinclinală, slab aplecată spre nord, fapt observabil în zona carierei de marmoră de la W de Pîrîul cu Raci. Întrucînt mai la vest, versantul nordic al dealului Boul este lipsit practic de aflorimente, axul cutei sinclinale a putut fi cartat din nou abia din pîrîul Lupului spre vest, pînă în extremitatea vestică a regiunii.

În zonele axiale ale celor două cute descrise, apare de obicei (cu unele excepții) complexul șisturilor verzi (tufogene), reprezentat prin diferitele sale orizonturi în funcție de jocul falilor ce intersectează structurile, de afundarea axială a cutelor precum și de relieful morfologic.

În afara acestor două structuri plicative principale, care străbat zona Ruschița de la un capăt la altul, mai menționăm importantul sinclinal (orientat de asemenei E-W) din bazinul superior al văii Ruschița (valea Padeș), în a cărei umplutură apar șisturile și rocile carbonatice (dolomite calcaroase și dolomite) ale complexului șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare.

În zona de la S de Vf. Boul (între valea Varnița și pîrîul Cracul Lung), complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare (reprezentat aici prin șisturi și carbonatite) constituie o mică cută-scaun, alcătuită dintr-un sinclinal, la S de care se dezvoltă o structură anticinală.

În ceea ce privește tectonica disjunctivă a unității epimetamorfice din regiunea Ruschița, se poate face de la început remarcă, că aceasta este afectată de numeroase falii oblice (și mai puțin transversale) precum și direcționale față de structura, care contribuie la compartimentarea puternică a acestei unități, dîndu-i astfel un aspect diferit, mult mai frâmînat, în comparație cu cel prezentat de unitatea mezometamorfică.

După poziția lor față de direcția generală a structurilor plicative, falile din unitatea epimetamorfică pot fi oblice și direcționale.

Dislocațiile oblice cele mai frecvente în regiune se repartizează la două sisteme orientate NE-SW și NW-SE. Prin conjugarea acestora împreună cu linile direcționale în acest sector, au rezultat mai multe compartimente tectonice mai importante, după cum urmează (vezi schița tectonică): compartimentul Poiana Crivina – pîrîul Vulturilor; compartimentul valea Morii – Pîrîul cu Raci – vîrful Boul – Valea Negrii; compartimentul valea Padeș (partea superioară a văii Ruschița) și compartimentul valea Varnița – Cracul Lung.

Compartimentul Poiana Crivina – pîrîul Vulturilor este mărginit la SE de falia Ghergheș – Ruschița, iar la W de o importantă falie orientată NW-SE. El este alcătuit din rocile nivelului terigen (din cadrul complexului șisturilor verzi) ce alcătuiește aici un anticinal urmat la nord de un sinclinal (cute descrise mai sus). Remarcăm în cadrul acestui compartiment prezența cîtorva falii orientate NNW-SSE, de importanță mai mică.



Compartimentul valea Morii – Pîriul cu Raci – Vf. Boul – Valea Negrii se dezvoltă la NW de falia Chergheş – Ruschiţa și de falia de la SW de Vf. Boul. Spre E, se învecinează cu compartimentul descris, la NW și N, cu compartimentul văii Padăs, de care este separat printr-o importantă falie (orientată NE – SW) și de o falie direcțională E – W. Spre SW formațiunile cristaline ale acestui sector tectonic iau contact anormal cu depozitele bazinului sedimentar Rusca Montană – Lunca Cernii, pe care le încalcă de-a lungul liniei direcționale Lunca Cernii – Ruschiţa – W Valea Negrii. Compartimentul de care ne ocupăm, este brăzdat de numeroase fali, orientate în special NW – SE (pe care adesea s-au intrus roci banatitice), care-l împart într-o serie de blocuri mai mici. Înspre partea de W a compartimentului, remarcăm continuarea faliei orientată NE – SW, ce trece pe la W de Vf. Moșiuța, pe la NW de Vf. Boul, ajungind în Valea Negrii. La nord de valea Ruschiţa și în partea mijlocie a pîrului cu Raci, trece o importantă falie direcțională, de-a lungul căreia partea nordică este puternic coborită. În compartimentul tectonic valea Morii – Pîriul cu Raci – Vf. Boul – Valea Negrii se continuă cele două structuri importante plicative (respectiv cută-scaun) din compartimentul Poiana Crivina – pîriul Vulturilor. În aceste cufe sunt prinse în general rocile complexului șisturilor verzi și părțile inferioare ale complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare.

Compartimentul văii Padăs (partea superioară a văii Ruschiţa), care se învecinează tectonic (după cum s-a arătat) cu partea de NW și N a compartimentului văii Morii – Pîriul cu Raci – Vf. Boul – Valea Negrii, este constituit dintr-o cută sinclinală alcătuită din rocile complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare. El apare ca un bloc puternic coborit în comparație cu compartimentele tectonice analizate.

Compartimentul valea Varnița – Cracul Lung este prins între falia direcțională de la nordul bazinului Rusca Montană – Lunca Cernii și fractura orientată NE – SW, ce trece prin versantul sudic al dealului Boul. În mod analog, compartimentului precedent descris și aici este prezent complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare, care alcătuiește o mică cută-scaun, ascendentă spre nord.

Din examinarea hărții tectonice generale a regiunii Ruschița, rezultă că principalele sisteme de fali sunt cele dispuse oblic față de structură, orientate fie NW – SE, fie NE – SW, constituind două sisteme importante de fracturi, cunoscute și în zona centrală a masivului Poiana Rusă (O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN 1959)¹⁾. În afara acestor sisteme de fali oblice menționăm faliile direcționale, adesea cu importanță mare, prezente în regiunea Ruschița. Relațiile de vîrstă dintre aceste fracturi (oblice și direcționale) din zona cercetată, indică prezența a cel puțin cinci vîrste relative de formare pentru faliile din regiune (reprezentate prin culori diferite în harta tectonică anexată). Acest lucru reflectă deosebit de pregnant jocurile și reluările în timpuri diferite, a diverselor compartimente din zona formării bazinului sedimentar Rusca Montană – Lunca Cernii.

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 118.

Cea mai veche dislocație, afectată de către celelalte ulterioare este linia direcțională ce traversează zonele superioare ale văilor pîraielor Afinari Mic, Afinari Mare și Lupului, la vest de care este decroșată spre NE, reapărind la nord de valea Ruschița și în partea mijlocie a Pîrului cu Racii.

Faliile aparținând celei de a doua generație de fracturi, se înscriu în cadrul sistemului NW—SE și apar în re poiana Crivina și valea Ruschița. Dintre ele remarcăm, ca importantă, falia dintre pîrul Peșterii și pîrul Vulturilor. Aceste fali sint intersectate de cele ale sistemului NE—SW, care în general decroșează spre SW compartimentul nord-estic al fie căreia. Cea mai importantă dintre acestea și de altfel din întreaga regiune, este falia Chergheș — Ruschița, ce trece paralel cu valea Morii, oprinduse în linia direcțională a bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Dislocația Cergheș — Ruschița pune în contact unitatea mezometamorfică din est cu cea epimetamorfică din vestul zonei cercetate. Această falie, pusă în evidență pentru prima dată în partea nord-estică a Poienii Rusce¹⁾, traversează întreg masivul, ajungind în zona Ruschița.

Linia direcțională Lunca Cernii — Ruschița — W Valea Negrii, intrerupe faliile nord-estice amintite. Împreună cu falia direcțională din bazinul văii Lătoroasa, această dislocație se înscrie în rîndul fracturilor direcționale de vîrstă probabil laramică din zona bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii.

În sfîrșit, cele mai noi fali apar în jumătatea vestică a regiunii și sint orientate NW—SE. Ele deplasează linia direcțională din nordul bazinului. Pe aceste fracturi s-au insistat cele mai multe din corporile filoniene banatice din regiunea Ruschița.

CONCLUZII ASUPRA EVOLUȚIEI GEOLOGICE GENERALE A REGIUNII

Formațiunile cristalofiliene, ce alcătuiesc majoritatea regiunii Ruschița, se repartizează la cele două unități cristaline ale masivului Poiana Ruscă.

În stadiul actual al cercetărilor nu se poate stabili corespondența stratigrafică între două unități. Se poate afirma însă, că sisturile ambelor unități au suferit aceleași metamorfism regional. Ambele unități tectonice cuprind formațiuni marine metamorfozate. Cele din unitatea mezometamorfică au un caracter predominant terigen, pe cînd formațiunile unității epimetamorfice au adesea intercalări de roci recifogene și de natură tufo-gene. Materialul tufogen (predominant bazic) se poate lega de magmatismul initial al geosinclinalului actualelor sisturi cristaline din regiune. Zăcămintele sedimentare metamorfozate de fier din regiune, sint asociate nivelor tufogene.

În timpul metamorfismului regional, rocile unității mezometamorfice, s-au metamorfozat în condițiile faciesului amfibolitic și ale facie-

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 120.



sului de șisturi verzi. În rocile unității epimetamorfice apar numai paragenazele caracteristice faciesului de șisturi verzi.

Tot în acest timp a avut loc formarea structurilor plicative menționate, prin cutare flexurală cu alunecare concentrică, situație similară cu cea din zona Teliuc — Vadul Dobrii (I. BERCIU, E. BERCIU, 1959)¹⁾.

Probabil că unele din faliile oblice și direcționale din regiune s-au schițat încă din această perioadă. În timpul mișcărilor tectonice ulterioare, în cuprinsul cristalinului, au luat naștere o serie de fali și au rejugat altele deja existente, ajungindu-se la situația actuală. Printre cele mai noi fali din regiune (probabil de vîrstă laramică) se inseră linia direcțională de la nordul bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii și o parte din faliile orientate NW—SE pe care s-au insinuat multe din corpurile banatitice.

Magmatismul banatitic s-a manifestat în Danian, dind naștere numeroaselor intruziuni filoniene din zona cercetată (alcătuite din roci abisice și mai ales hipoabisice — andezite) precum și la curgeri de lave, aglomerate și tufuri. De acest magmatism se leagă transformările rocilor din apropierea banatitelor precum și zăcămintele hidrotermale de sulfuri cunoscute în regiune.

Depozitele sedimentare aparțin la trei cîeluri (descrise detailat de către A. DINCĂ), respectiv Jurasicului superior, Cenomanian-Turonian-Senonianului și Danianului.

Primit: ianuarie 1964.

BIBLIOGRAFIE

- BĂRBAT T. (1952). Încercări de prospectare magnetică a zăcămintelor de siderit de la Ruschița — Rusca. *D. S Inst. Geol. Rom.* vol. XXXV, București.
- BERCIU I., BERCIA ELVIRA (1964). Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munții Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1. București.
- CANTUNIARI ST. (1931). Studii asupra regiunii cu cărbuni de la Rusca Montană (jud. Severin). Id., vol. XVIII (1929—1930) București.
- CANTUNIARI ST. (1937). Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca-Région de Rusca Montană. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXI (1932—1933). București.
- CANTUNIARI ST. (1940). Monografia geologică-tehnică a carierei Ruschița (jud. Severin) (La carrière de marbre statuaire de Ruschița/Roumanie). A.I.T.I.M. Cong. IV, București.
- CANTUNIARI ST. (1941). Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. II. Bassin de Rusca. Région de Ruschița (dép. de Severin). III. Versant S de la crête Poiana Lungă — Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVI (1937—1938). București.
- CODARCEA AL., PAVELESCU L. (1956). Cercetări geologice în regiunea Ruschița. *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVIII. București.

¹⁾ Vezi nota 1, pag. 118.



- DIMITRESCU R. (1955). Asupra structurii geologice a părții nord-vestice a Munților Poiana Ruscă. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze*, Stud. 1, București.
- GIUȘCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D., STIOPOL V., DIMITRESCU R. (1956). Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de Sud-Vest. *D. S. Com. Geol.* vol. XL. (1952–1963) București.
- HOTZ WALTER. (1909). Die Magnetiterz Lagerstätten von Vaspatak im Komitat Hunyad, Ungarn. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* Wien.
- LÓCZY L. (1882). Geologische Übersichtskarte des W. Teiles der Umgebung der W. Teiles der Umgebung der Poiana Ruzka Gebirges. Tafel XXVIII aus *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt*, Bd. VIII. Budapest.
- MAIER O., MUREȘAN GEORGETA, MUREȘAN M. (1964). Structura geologică a regiunii Telnic – Ghelari (zona centrală a masivului Poiana Ruscăi). *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1, București.
- NÓPCSA FR. (1905). Zu Geologie der Gegend, zwischen Gyulafehlésvar, Déva, Ruskabanya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. h. ung. geol. Anstalt*, Bd. XIV, Budapest.
- PAPIU C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* vol. XL (1952–1953), București.
- PAPP K. (1919). Die Eisenerz- und Kohlevorräte des Ungarischen Reichse. Budapest.
- PAVELESCU L., DIMITRESCU R. (1954). Contribuționi la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană – Lunca Cernii, cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. R.P.R., Bul. St. Secția Biologie etc.* T. VI, nr. 3, București.
- PAVELESCU L. (1954). Studiul geologic și petrografic al părții mediane și de SE a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* vol. XXVII, București.
- PAVELESCU L. (1958). Geologia și petrografia reg. Ruschița, *An. Com. Geol.* vol. XXXI, București.
- SCHAFAZIK FR. (1907). Über die geologischen Verhältnisse de SW-lichen Poiana Ruszka Gebirges im Komitate Krasso-Szörény. *Jahresb. der. k. ung. geol. A. f.* 1905, Budapest.
- SCHAFAZIK FR. (1908). Die geologischen Verhältnisse der Umgenung von Ruzkabánya. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f.* 1906. Budapest.
- F. J. TURNER (1961). Peresmotr metamorficeskikh fatii. Fiziko-himiceskie zadaci po obrazovaniu porod i rud. Tom I, *Izd. A. N. S.S.S.R.*, Moskva.



как и в первом, а в то время как в первом случае это было сделано в результате вынужденной обстановки, то в данном случае это было сделано в результате добровольного согласия. Итак, мы видим, что в первом случае мы имеем дело с фактом, в котором нарушение правил было вынужденным, а во втором — с фактом, в котором нарушение правил было добровольным. Итак, мы видим, что в первом случае мы имеем дело с фактом, в котором нарушение правил было вынужденным, а во втором — с фактом, в котором нарушение правил было добровольным.

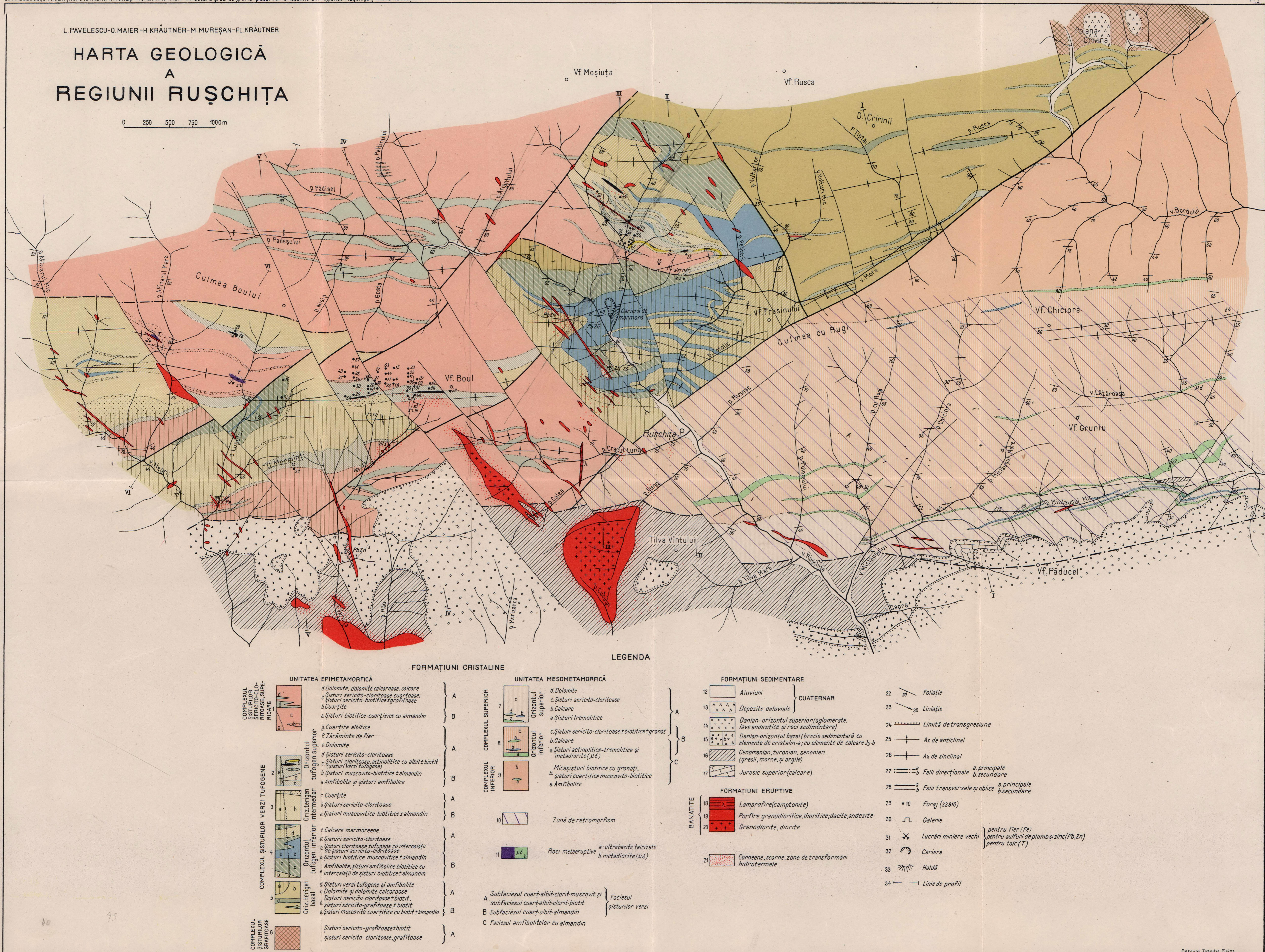
R. R. Schmitt and his colleagues at the University of Minnesota have developed a new technique for measuring the amount of energy available to a plant from the sun.

Albuquerque, NM, and eastern Colorado. The species is widely distributed in the West, including California, Oregon, Washington, Idaho, Montana, Wyoming, Colorado, New Mexico, Arizona, and southern Texas. It is also found in the Great Basin and the Colorado Plateau. The range extends from sea level to over 10,000 feet in elevation.

L.PAVELESCU-O.MAIER-H.KRÄUTNER-M.MUREŞAN-FL.KRÄUTNER

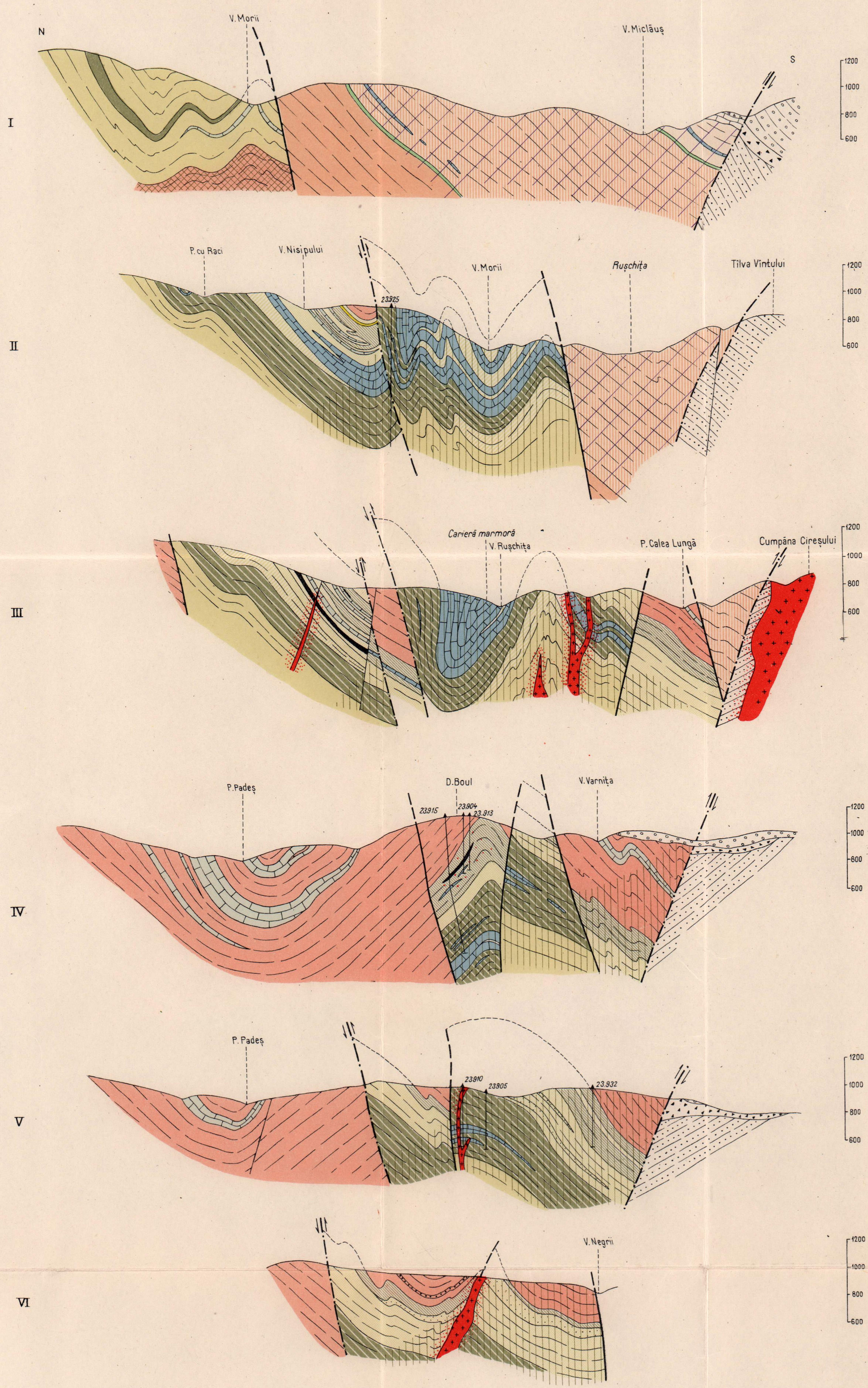
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII RUŞCHIȚA

0 250 500 750 1000 m



SECȚIUNI GEOLOGICE IN REGIUNEA RUȘCHIȚA

0 250 500 750 1000 m



LEGENDA

FORMATIUNI CRISTALINE

COMPLEXUL SISTEMULOR SERICITO-CLO- RITOASE SUP.	UNITATEA EPIMETAMORFICA				
	d. Dolomite, dolomite calcaroase, calcare	c. Sisturi sericito-cloritoase cuartooase, sisturi sericito-biotitice și grafitoase	b. Cuartite	a. Sisturi biotitice-cuartitice cu almandin	
1	g. Cuartite albiteice	f. Zăcăminte de fier	e. Dolomite	d. Sisturi sericito-cloritoase	
2	c. Sisturi cloritoase, actinolitice cu albite-biotit (sisturi verzi tufozene)	b. Sisturi muscovito-biotitice cu almandin	a. Amfibolite, și sisturi amfibolice		
3	c. Cuartite	b. Sisturi sericito-cloritoase	a. Sisturi muscovito-biotitice cu almandin		
4	e. Calcare marmoreen	d. Sisturi sericito-cloritoase	c. Sisturi cloritoase tufozene cu intercalări de sisturi sericito-cloritoase	b. Sisturi biotitice muscovito-biotitice cu almandin	
5	e. Sisturi verzi tufozene și amfibolite	c. Dolomite și dolomite calcaroase	b. Sisturi sericito-cloritoase cu intercalări de sisturi sericito-cloritoase	a. Amfibolite, sisturi amfibolice biotitice cu intercalări de sisturi sericito-cloritoase	
6	Sisturi sericito-grafitoase și biotit	sisturi sericito-cloritoase, grafitoase			

UNITATEA MESOMETAMORFICA

COMPLEXUL INFERIOR	Orizontul superior	7	d. Dolomite
		c. Sisturi sericito-cloritoase	b. Calcare
COMPLEXUL SUPERIOR	Orizontul inferior	8	a. Sisturi tremolitice
		8	b. Calcare
			c. Sisturi sericito-cloritoase-biotit-granat
			a. Sisturi actinolitice-tremolitice
			Micăsisturi biotitice cu granati, sisturi cuartitice muscovito-biotitice
		10	

Zonă de retrormorfism

FORMATIUNI SEDIMENTARE

11	Danian-orizontul superior (aglomerate, lave andezitice și rocă sedimentară)
12	Danian-orizontul inferior (breccie sedimentară cu elemente de cristalină; cu elemente de calcară-b.)
13	Cenomanian, turonian, senonian (gresii, marne și argile)
14	Jurasic superior (calcare)

FORMATIUNI ERUPTIVE

15	Banatite (granodiorite, porfire granodioritice și dioritice; dacite și andezite)
16	Corneene, scărne, zone de transformări hidrotermale

FALII DIRECȚIONALE

a. principale b. secundare

FALII TRANSVERSALE ȘI OBICE

a. principale b. secundare

SCHITĂ RÂSPINDIRII FACIESURILOR METAMORFISMULUI REGIONAL IN ZONA RUŞCHITA

LEGENDA

FORMATIUNI POSTMETAMORFICE

- 1 Cuaternar
- 2 Banatite
- 3 Aglomerate, lave andezitice și roci sedimentare (Danian)
- 4 Formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană-Lunca Cernii (Jurasic Sup. Danian)

FORMATIUNI METAMORFICE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

- 5 Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare
- 6 Complexul șisturilor verzi (tufogene)
- 7 Complexul șisturilor grafitoase

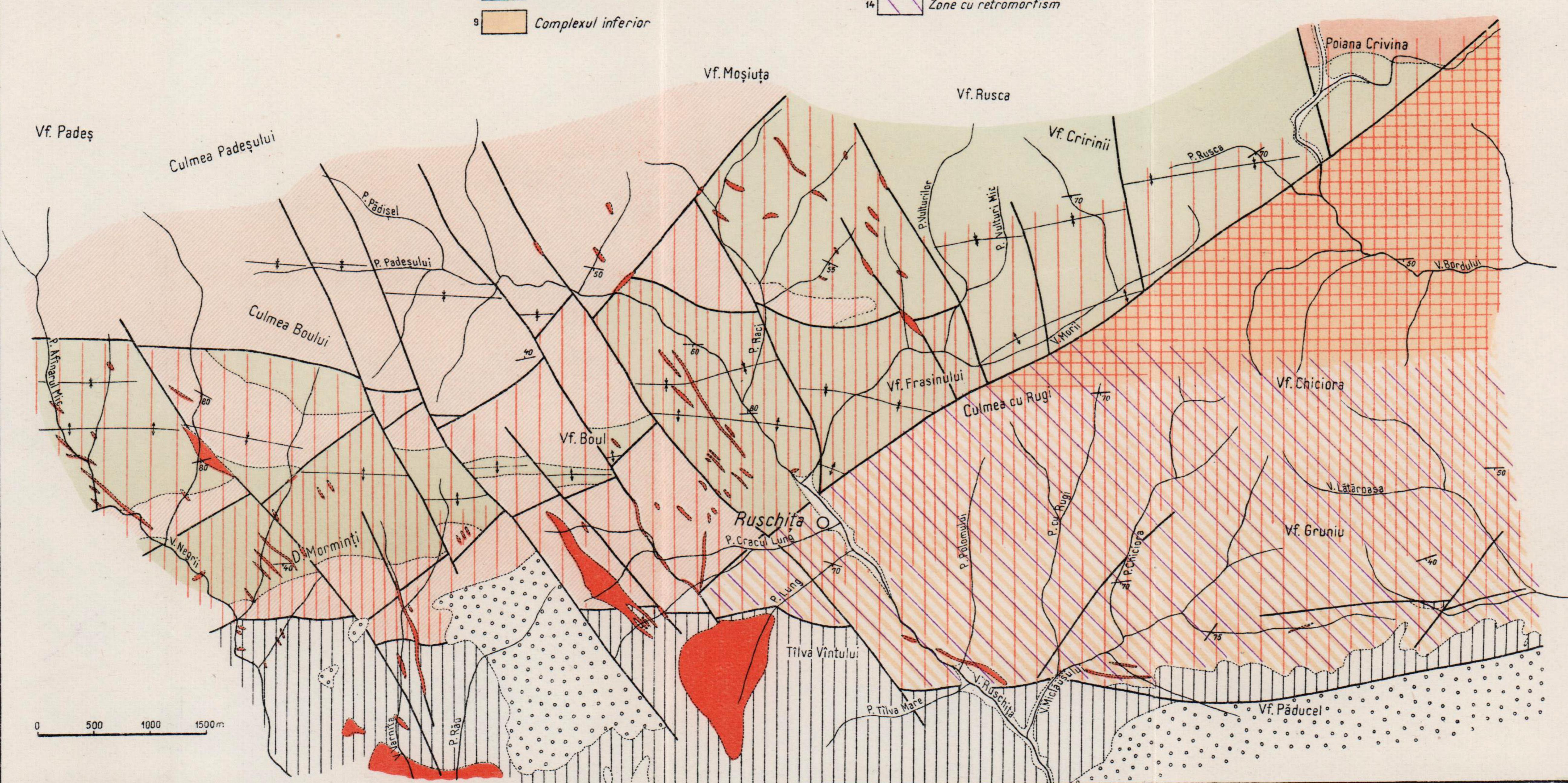
UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

- 8 Complexul superior
- 9 Complexul inferior

ZONELE DE RÂSPINDIRE ALE FACIESURILOR METAMORFISMULUI REGIONAL

- 10 Subfaciesul cuart-albit-clorit
- 11 Subfaciesul cuart-albit-biotit
- 12 Subfaciesul cuart-albit-almandin cu tranziții locale la faciesul amfibolitelor
- 13 Faciesul amfibolitelor cu almandin
- 14 Zone cu retromorfism

- 15 Fâli oblice și direcționale
- 16 Ax de anticinal
- 17 Ax de sinclinal



HARTA TECTONICĂ A REGIUNII RUSCHITA

L E G E N D A

FORMATIUNILE CRISTALINE UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

- 1  Cuaternar

2  Banatite

**FORMATIUNILE BAZINULUI
USCA MONTANĂ-LUNCA CERNII**

3  a. *Danian* { a) Orizontul superior
b) Orizontul inferior (breccie)
b. 

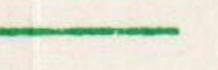
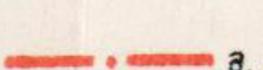
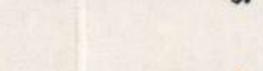
4  Senonian
Turonian
Cenomanian

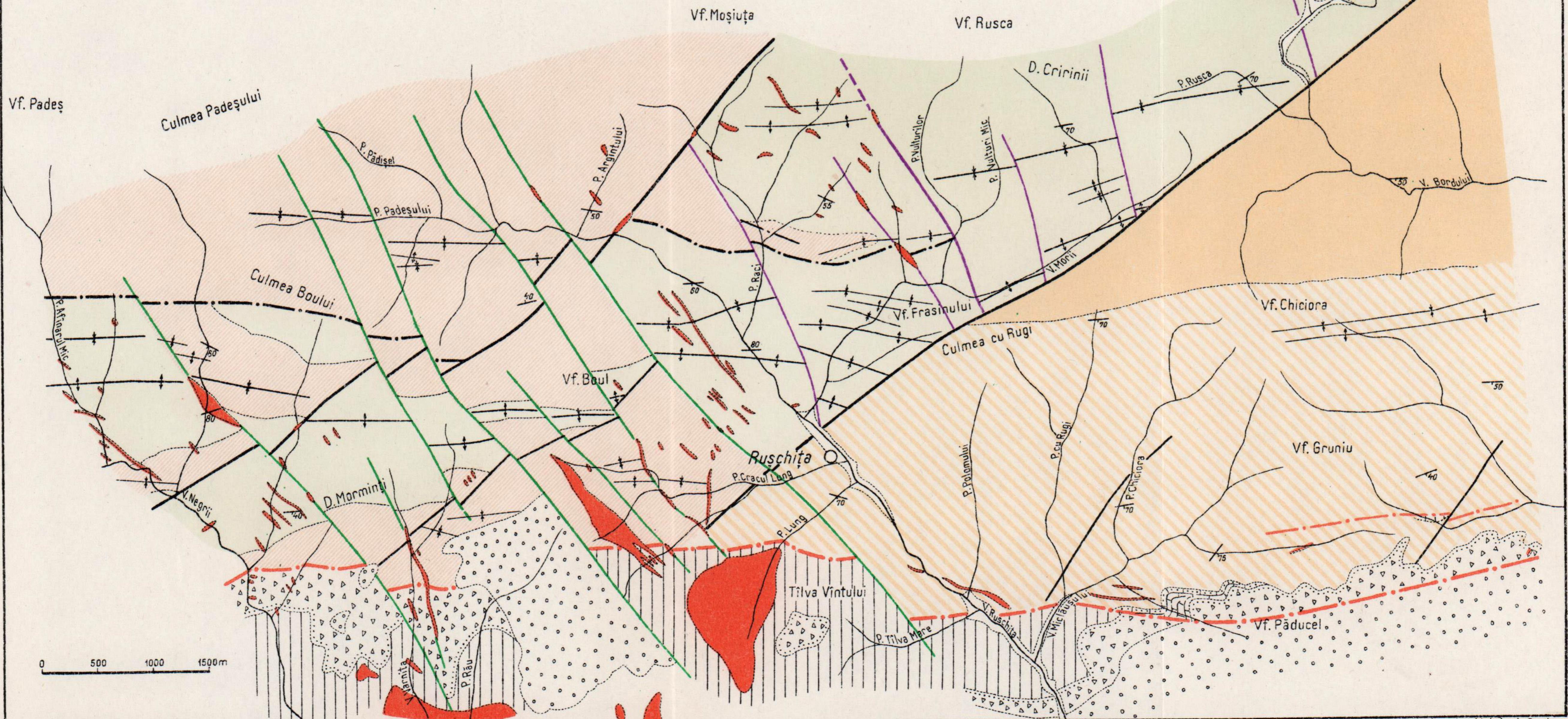
5  Jurasic superior

UNITATEA MESOMETAMORFICA

- 9 Complexul superior
10 Complexul inferior

FALII

- | | | |
|--|--|-------------|
| 11 
Axe de cute secundare | 13 
Falii oblice | Laramice |
| 12 
Axe de cute principale | 14 
a. Falii direcționale
b. Falii oblice | |
| | a. principale
b. secundare | |
| | 15 
Falii oblice
a. principale
b. secundare | |
| | 16 
a. Falii transversale și oblice
b. Falii oblice | Prelaramice |
| | a. principale
b. secundare | |
| 17 
a. Falii direcționale
b. Falii oblice | a. principale
b. secundare | |



STRUKTUR UND PETROGRAPHIE DER KRISTALLINEN
SCHIEFER AUS DER UMGEBUNG VON RUSCHIȚA
(POIANA RUSCA)

VON

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER

(Zusammenfassung)

Das Gebiet von Ruschița bildet den mittleren Teil des Poiana Rusca-Gebirges. Es erstreckt sich vom nördlich gelegenen Padeș-Rusca Hauptkamm gegen Süden bis zur nördlichen Grenze des Rusca Montana-Lunca Cernii-Beckens.

Geologie und Petrographie

Die Umgebung von Ruschița ist vorwiegend aus kristallinen Schiefern gebildet. Im Süden stehen die sedimentären Formationen des Rusca Montana-Lunca Cernii-Kreidebeckens an. Kristallin und Sedimentär werden von banatitischen Eruptivgesteinen durchsetzt.

A) Das Kristallin. Die kristallinen Schiefer von Ruschița gehören den beiden tektonischen Haupteinheiten des Poiana Rusca-Gebirges an. Sie wurden im Sinne der zwischen Teliuc und Vadul Dobri (O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER, G. MUREȘAN, 1958-1959) durchgeführten Horizontierung des epimetamorphen Kristallins, in stratigraphische Komplexe gegliedert. Für die Schiefer der mesometamorphen Einheit wurde im begangenen Gebiet erstmalig eine solchartige Horizontierung unternommen.

Die kristallinen Schiefer wurden stratigraphisch folgendermassen gegliedert :

Mesometamorphe Einheit (a)

Unterer Komplex (a_1)

Oberer Komplex (a_2)

Unterer Horizont

Oberer Horizont



Epimetamorphe Einheit (b)

Graphitschiefer-Komplex (b_1)

Tuffogener Grünschiefer-Komplex (b_2)

Terriger Basalhorizont

Unterer tuffogener Horizont

Intermediärer terriger Horizont

Oberer tuffogener Horizont

Oberer Chlorit-Serizitschiefer-Komplex (b_3)

1. Mesometamorphe Einheit (a)

Die mesometamorphe Einheit ist im süd-östlichen Teil der Gegend verbreitet und besteht aus zwei stratigraphischen Komplexen (Abb. 1).

Unterer Komplex (a_1). Der tiefstaufgeschlossene Teil der mesometamorphen Einheit nimmt deren nördlichen Teil ein und besteht aus Muskovit—Biotit—Schiefern, Granatglimmerschiefern, Biotit — und Muskovit — Biotitquarziten. Selten treten linsenförmige Amphiboliteinlagerungen auf.

Die aus dem begangenen Gebiet bekannte Mächtigkeit des Komplexes beträgt 1000—1200 m. Sie steigt jedoch gegen Osten zu an.

In Hinsicht auf die Intensität der Regionalmetamorphose werden die Schiefer des unteren Komplexes der Staurolith-Almandin-Subfazies, der Amphibolit-Fazies zugeschrieben.

Oberer Komplex (a_2). Über dem unteren Komplex lagert ein 1300—1500 m mächtiger Schiefer—Komplex, in welchem gegen die höhergelegenen Teile zu eine Abnahme der Intensität der Metamorphose wahrnehmbar ist.

Der untere Horizont beginnt mit einem 10—30 m mächtigem Amphibolitschiefer—Niveau. Darauf folgen granathaltige Biotit—Quarzit— und Biotit — Chloritschiefer, die der Staurolith-Almandin—Subfazies der Amphibolfazies angehören. Örtlich sind auch linsenförmige Kalkstein- und Amphiboliteinlagerungen vorhanden. Die darauf folgenden Schiefer gehören der Staurolith-Almandin-Subfazies, der Quarz-Albit-Almandin- und der Quarz-Albit-Biotit-Subfazies an.

Der obere Horizont lagert normal auf dem unteren und beginnt mit Aktinolith-Tremolitschiefern, auf denen dünne Kalkstein — und Dolomitschichten, Aktinolith-Tremolitschiefer und schliesslich mehr oder weniger quarzreiche Serizit-Chlorit — und Serizitschiefer lagern. Von diesem Horizont treten nur ungefähr 300 m zutage, da er gegen Süden zu tektonisch von dem Rusca Montană-Lunca Cernii—Becken begrenzt wird.

Petrographische Untersuchungen, sowie regional-geologische Erwägungen, führen zur Schlussfolgerung, dass die Schiefer der mesometamorphen Einheit unter Bedingungen einer progressiven Metamorphose entstanden und später eine Diaphorese erlitten. Die metamorphen Mineralfazies wechseln von Norden gegen Süden ab, entsprechend einer normalen Abnahme der Regional-Metamorphose. (Im Norden Staurolith —



Almandin—Subfazies der Amphibolit—Fazies, im Süden Quarz—Albit—Almandin—Subfazies und Quarz—Albit—Biotit—Subfazies der Grünschiefer—Fazies). Die örtliche diaphoritische Überprägung ist durch das Auffinden klarer Umwandlungen des Biotits und des Granats in Chlorit und durch das Vorhanden sein relikter Staurolithe erkennbar.

2. Epimetamorphe Einheit (b).

Der mittlere und westliche Teil des begangenen Gebietes wird von den Gesteinen der epimetamorphen Einheit eingenommen. Diese sind von den Schiefern der mesometamorphen Einheit durch die Ghergheș—Ruschița—Verwerfung getrennt. Im Süden wird die epimetamorphe Einheit von den sedimentären Formationen des Rusca Montana—Lunca Cernii—Beckens tektonisch begrenzt.

Von den, in der Zentralzone des Poiana Ruscă—Gebirges erstmals im Jahre 1958 (O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN) festgestellten Komplexen der epimetamorphen Einheit, sind in dem Gebiet von Ruschița nur der Graphitschiefer—Komplex, der tuffogene Grünschiefer—Komplex und der obere Chlorit Serizitschiefer—Komplex vorhanden (Abb. 2).

Graphitschiefer-Komplex (b_1). Die Verbreitung der Graphitschiefer dieses Komplexes ist auf den nord-östlichen Teil der Gegend (Poiana Crivina) beschränkt. Die tieferen Komplexe treten nicht zutage.

Tuffogener Grünschiefer-Komplex (b_2). Kennzeichnend für diesen Komplex ist das Vorhandensein basischer tuffogener Gesteine. Er entstand durch die Metamorphosierung sedimentär terrigener Formationen mit zahlreichen Einlagerungen basischer Tuffen und Tuffiten, — sowie Kalksteinen, Dolomiten und Eisenerzlagerstätten.

Der tuffogene Grünschiefer—Komplex ist im mittleren und westlichen Teil des begangenen Gebietes verbreitet. Es konnten vier Hori-zonte unterschieden werden.

Terrigerer Basalhorizont. Der terrigene Basalhorizont lagert unmittelbar über dem Graphitschiefer-Komplex im nord-östlichen Teil der Gegend und besteht hauptsächlich aus Gesteinen terrigener Herkunft (biotitführende Serizit-Chlorit — und Serizit—Graphitschiefer) mit dünnen Einlagerungen von Kalkstein, Dolomit und ba-sischen Tuffen (tuffogene Grünschiefer),

Unterer tuffogener Horizont. Dieser Horizont besteht aus Albit-Chloritschiefern, Chlorit-Biotitschiefern, Amphibolschiefern, Mus-kovit—Biotit—Quarztschiefern und aus kristallinen Kalksteinen (der sogenannte Ruschița-Marmor). Die Vergesellschaftung dieser Kalksteine mit Schiefern tuffogener Herkunft, bildet ein kennzeichnendes Merkmal für diesen Horizont des Grünschiefer—Komplexes. Der im Grünschiefer eingelagerte Ruschița-Marmor bildet eine Synklinale deren Nordflanke die Quarz—Albit—Biotit—Subfazies, die Südflanke jedoch die Quarz—Albit—Almandin—Subfazies aufweist. Es ist daher eine Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden im Rahmen desselben Niveau's wahrnehmbar, die auch durch Plagioklasbestimmungen bestätigt werden



konnte. Eine Zunahme der Metamorphose ist auch gegen Westen bemerkbar.

I n t e r m e d i ä r e r t e r r i g e n e r H o r i z o n t. Die Serizit-Chlorit, Quarz — Serizit — Chlorit und Biotit — Serizit — Chloritschiefer dieses Horizontes weisen ebenfalls eine Zunahme der Metamorphose gegen Süd-Westen auf, wo sie allmählich in almandinreiche Quarzit-Biotitschiefer übergehen.

O b e r e r t u f f o g e n e r H o r i z o n t. Dieser, vorwiegend aus tuffogenen Albit-Chlorit-Aktinolithschiefern bestehende Horizont ist hauptsächlich im Westen der Gegend entwickelt. Terrigene Serizit-Chloritschiefer-Einlagerungen sind ziemlich selten; Dolomite und Albitquarzite kommen vor. Sämtliche, in der Ruschița-Gegend bekannte sedimentär metamorphe Eisenerzlagerstätte (Werner, Baron, Rudolf, Nisip, D. Boul, D. Lupului, V. Afinari und V. Negri) sind diesem Horizont des Grünschieferkomplexes eingelagert.

Die bei der Beschreibung der vorigen Horizonte erwähnte Wechselung der metamorphen Fazies ist auch hier bemerkbar: im Norden wurden die ursprünglichen basischen Tuffe in der Quarz-Albit-Biotit-Subfazies metamorphosiert (Chlorit-Albit — und Aktinolit-Albitschiefer), im Süden jedoch, durch die Zunahme der Metamorphose bedingt, in der Quarz-Albit-Almandin-Subfazies (Amphibolite und Amphibolitschiefer).

O b e r e r S e r i z i t - C h l o r i t s c h i e f e r - K o m p l e x (b₃). Die Gesteine dieses Komplexes sind grösstenteils terrigenen Ursprungs und führen Kalkstein und Dolomiteinlagerungen, welche die südlichen Ausläufer der metamorphosierten Riffbildung von Luncani-Tomești darstellen.

Die Metamorphose steigt auch hier von Norden nach Süden an: die Schiefer nördlich des Ruschița-Tales gehören der Quarz-Albit-Biotit Subfazies, die im Süden der Quarz-Albit-Almandin-Subfazies an.

Wir versuchten in zwei zusammenfassenden Profilen (Abb. 3, 4) die Struktur, die petrographische Reihenfolge, die petrographische Zusammensetzung und die Variation der metamorphen Fazies, sowie der ursprünglichen Ablagerung, darzustellen. Dabei wurden die Wirkungen der Verwerfungen nicht in Betracht gezogen: jeder tektonische Block wurde in seine ursprüngliche Lage zurückgeführt. In den Profilen wurden auch die gegenwärtigen Erosionsniveaus der Komplexe, sowie die wichtigsten Tiefbohrungen angegeben.

Die tuffogenen basischen Schiefer der epimetamorphen Einheit gehören teils der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies (Chloritschiefer mit Albit und Magnetitporphyroblasten) sowie Albit-Epidot-Aktinolithschiefer), teils der Quarz-Albit-Biotit-, und Quarz-Albit-Almandin-Subfazies (Amphibolschiefer) an. Die Amphibolschiefer der Quarz-Albit Almandin-Subfazies bestehen aus bläulichgrüner Hornblende, Albit (7—8% An) und Epidot. Zusammen mit der erwähnten Hornblende wurde auch ein gut entwickelter Aktinolit und Chlorit angetroffen. Die Amphibolite mit einem etwas anorthitreicherem Plagioklas (10—15% An) stellen einen Übergang zur Amphibolitfazies dar. In den dynamisch nicht beanspruchten Schiefern betrachten wir die Koexistenz des Chlo-



rits mit der bläulichgrünen Hornblende und dem Biotit als einen stabilen Zustand in Gesteinen deren chemische Zusammensetzung der Entwicklung der, den gegebenen metamorphen Bedingungen entsprechenden Paragenesen nicht günstig ist. Bei einem ungenügenden Kaligehalt konnte Chlorit nicht gänzlich in Biotit übergehen. Anderseits konnte die für die Quarz-Albit-Almandin-Subfazies charakteristische bläulichgrüne Hornblende das im Biotit nicht verbrauchte Aluminium nicht aufnehmen. Daher musste Chlorit zusammen mit den für die Quarz-Albit-Almandin-Subfazies charakteristischen Mineralien auftreten. Erst in der Amphibolit-Fazies schliesst die aluminiumreiche Hornblende eine Koexistenz mit Chlorit aus. In den Dünnschliffen der Gesteine in denen Chlorit und bläulichgrüne Hornblende gemeinsam auftreten, zeigen die strukturellen Verhältnisse, dass die Hornblende und der Biotit stets gleichzeitig oder nach dem Chlorit kristallisierten, was auf eine progressive Metamorphose schliessen lässt. Die Übergangszonen von einer Fazies zur anderen können durch Flächen dargestellt werden deren Streichen O—W, daher parallel dem Streichen der kristallinen Schiefer verläuft, und nördlich, daher entgegengesetzt den Schiefern einfallen.

B) Eruptivgesteine. Die in der Umgebung von Ruschița anstehenden Eruptivgesteine gehören der banatitischen magmatischen Tätigkeit (Laramisch) an. Im Bereich der kristallinen Schiefer treten ausschliesslich die polyhyrischen Glieder der Familie der Granodiorite, der Diorite und ausnahmsweise der Gabbro's auf; die Tiefengesteine dieser Familien sind nur im Süden der Gegend, im Bereich der sedimentären Formationen verbreitet. Im Rusca Montană—Lunca Cernii—Kreidebecken bilden die Eruptivgesteine Gänge, Lavaergüsse und Agglomerate.

Im Kontakthof der Banatite entstanden Hornfelse und Skarne, die der Albit-Epidot-Hornfels und der Hornblende-Hornfels-Fazies zuzuschreiben sind. Die Eruptivgesteine selbst erlitten hydrothermale Einflüsse und Umwandlungen. Der hydrothermalen Tätigkeit der Banatite sind auch die Blei-Zinklagerstätten von Ruschița und Varnița zu zuschreiben.

C) Das Sedimentär. Die Sedimentärformationen erscheinen nur im Süden des von uns begangenen Gebietes, im Oberkreidebecken von Rusca Montană—Lunca Cernii. Sie gehören dem Oberjura, dem Cänonian—Turon—Senon und Danian an.

Tektonik

Eine der wichtigsten Verwerfungen in der Ruschița —Gegend ist die schon erwähnte Nord-Ost—Süd-West streichende Chergheș—Ruschița—Verwerfung, die die epimetamorphe Einheit von der mesometamorphen trennt.

Die Nordgrenze des Rusca Montana—Lunca Cernii—Beckens entspricht ebenfalls einer tektonischen Linie mit ost-westlichem Streichen und 60° — 75° nördlichem Einfalten. Längs dieser Verwerfung, welche der nord-östlichen Verlängerung der Reșița—Moldova Nouă — Linie



entspricht wurden die kristallinen Schiefer nach Süden den Sedimentärformationen überschoben.

Tektonik der mesometamorphen Einheit. Die in der Ruschița—Gegend vorkommenden Schiefer der mesometamorphen Einheit streichen insgesamt O—W und bilden ein Monoklin mit 50° — 70° südlichem Einfallen. Über die stärker metamorphosierten Schiefer im Norden, lagern gegen Süden die schwächer metamorphen. Die gemessenen Lineationen deuten auf ein westliches Einfallen der Struktur.

Tektonik der epimetamorphen Einheit. Die Schiefer dieser Einheit bilden mehrere Falten. Das Streichen entspricht dem allgemeinen O—W Streichen des Poiana Ruscă—Kristallins. Auch hier zeigen die gemessenen Lineationen ein westliches Einfallen der Struktur (im Durchschnitt 15° — 30° W). An den Flanken der beiden Hauptfalten (Boul-Antiklinale und valea Morii—Pîrîul cu Raci—Synklinale) wurden mehrere Falten niederer Ordnung beobachtet und verfolgt.

Parallel zur Chergheș—Ruschița—Verwerfung, sowie ungefähr senkrecht zu dieser, verlaufen mehrere Verwerfungen die zusammen mit den O—W gerichteten direktionellen Verwerfungen zur Teilung der Gegend in mehrere tektonische Blöcke beitragen.

Die Altersverhältnisse dieser Verwerfungen deuten mindestens auf fünf verschiedene, relative Alter, von denen die beiden letzten laramischen Alters sind, da sie sich auch durch die Ablagerungen der Oberen Kreide durchsetzen und gleichzeitig von den aufsteigenden Banatiten als Zugangsweg benutzt wurden.

ERKLÄRUNG DER TAFELN

Geologische Karte des Ruschița-Gebietes

Tafel I

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

1. Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer.

- a, Almandinführende Biotitschiefer (\pm quarzreich); b, Quarzite; c, Chlorit-Serizitschiefer \pm quarzreich); Biotit-Serizitschiefer \pm Graphit; d, Dolomite und Kalkdolomite.

Komplex der tuffogenen Grünschiefer.

2. Oberer tuffgener Horizont.

- a, Amphibolite und Amphibolschiefer; b, Muskovitbiotitschiefer \pm Almandin; c, Albit-Aktinolit-Chloritschiefer (\pm biotitführend) (tuffogene Grünschiefer-Metaschalsteine); d, Chloritserizitschiefer; e, Dolomite; f, Eisenerzlagerstätte; g, Albitquarzite.

3. Intermediärer terrigener Horizont.

- a, Muscovitbiotitschiefer \pm Almandin; b, Chloritserizitschiefer; c, Quarzite.



4, Unterer tuffogener Horizont.

a, Amphibolite, Biotitamphibolitschiefer mit almandinführenden Biotitschiefereinlagerungen ; b, Muskovitbiotitschiefer \pm Almandin ; c, Tuffogene Chloritschieder (Metaschalsteine) mit Chlorit-Serizitschieferinlagerungen ; d, Chlorit-Serizitschiefer ; e, Kalk, Ruschița Marmor.

5, Terriger Basalhorizont.

a, Muskovit-Quarzschiefer mit Biotit \pm Almandin ; b, Chlorit-Serizitschiefer \pm Biotit, Graphit-Serizitschiefer \pm Biotit ; c, Dolomite und Kalkdolomite ; d, Tuffogene Grünschiefer und Amphibolite (Metaschalsteine).

6, Komplex der Graphitschiefer.

Graphit-Serizitschiefer \pm Biotit, Graphit-Chlorit-Serizitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

Oberer Komplex.

7, Oberer Horizont.

a, Tremolitschiefer ; b, Kalksteine ; c, Chlorit-Serizitschiefer ; d, Dolomite.

8, Unterer Horizont.

a, Tremolit-Aktinolitschiefer und Metadiorite ($\mu\delta$) b, Kalksteine ; c, Chlorit-Serizitschiefer \pm Biotitschiefer \pm Granat.

9, Unterer Komplex.

a, Amphibolite ; b, Almandinführende Biotitglimmerschiefer, quarzitische Muskovitbiotitschiefer,

10, Retromorphismuszone.

11, a, Metaultrabasite, Talk ; b, Metadiorite ($\mu\delta$), Grünschieferfazies.

A) Quarz-Albit-Chlorit-Muskovitsubfazies und Quarz-Albit-Biotitsubfazies.

B) Quarz-Albit-Almandinsubfazies.

C) Almandin-Amphibolitfazies.

Sedimentär

12, Alluvionen ; 13, Deluvialablagerungen ; 14, Danian — Oberer Horizont (Agglomerate, andesitische Laven, Tuffite, Sandsteine) ; 15, Danian — Basalhorizont (Sedimentäre Breckzie mit Kristallinelementen (a) mit Kalkelementen (J₃) (b)).

16, Cänonan, Turon, Senon (Sandstein, Mergel und Ton).

17, Oberjura (Kalksteine).

Eruptiv

Banatite

18, Lamprophyr (Camptonit) ; 19, Diorit-Granodioritporphyr, Dacit, Andesit ; 20, Granodiorit, Diorit ; 21, Hornfels, Skarn, Zonen hydrothermaler Umwandlungen.

22, Schichtung ; 23, B-Achsen und Lineation ; 24, Transgressionsgrenzen ; 25, Sattelachse ; 26, Muldenachse ; 27, Direktionelle Verwerfungen a) Hauptverwerfungen, b) Sekundäre Verwerfungen ; 28, Quer- und Schrägverwerfungen a) Hauptverwerfungen, b) Sekundäre Verwerfungen ; 29, Bohrung (23910) ; 30, Stollen, 31, Alte Gruben-und Abbaufelder (für Eisen (Fe), für Blei- und Zinksulfide (Pb, Zn), für Talk (T) ; 32, Steinbruch ; 33, Halde, 34, Profillinie.



Geologische Profile durch das Ruschița-Gebiet

Tafel II

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

1, *Komplex der oberen Serizil-Chloritschiefer*

a, Almandinführende Biotitschiefer (\pm quarzreich); b, Quarzite; c, Chlorit-Serizitschiefer (\pm quarzreich), Biotit-Serizitschiefer \pm Graphit; d, Dolomite und Kalkdolomite.

Komplex der tuffogenen Grünschiefer

2, Oberer tuffogener Horizont,

a, Amphibolite und Amphibolitschiefer; b, Muskovitbiotitschiefer \pm Almandin; c, Albit-Aktinolit-Chloritschiefer (\pm biotitführend); d, Chloritserizitschiefer; e, Dolomite; f, Eisen-erzlagerstätte; g, Albitquarzite.

3, Intermediärer terrigener Horizont.

a, Muscovitbiotitschiefer \pm Almandin; b, Chloritserizitschiefer; c, Quarzite.

4, Unterer tuffogener Horizont.

a, Amphibolite, Biotitamphibolschiefer mit almandinführenden Biotitschiefereinlagerungen; b, Muscovitbiotitschiefer \pm Almandin; c, Tuffogene Chloritschiefer (Metaschalsteine) mit Chlorit-Serizitschiefereinlagerungen; d, Chlorit-Serizitschiefer; e, Kalk, Ruschița-Marmor.

5, Terrigener Basalhorizont.

a, Muscovit-Quarzschiefer mit Biotit \pm Almandin; b, Chlorit-Serizitschiefer \pm Biotit, Graphit-Serizitschiefer \pm Biotit; c, Dolomite und Kalkdolomite; d, Tuffogene Grünschiefer und Amphibolite (Metaschalsteine).

6, *Komplex der Graphitschiefer*

Graphit-Serizitschiefer \pm Biotit, Graphit-Chlorit-Serizitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

Oberer Komplex

7, Oberer Horizont.

a, Tremolitschiefer; b, Kalksteine; c, Chlorit-Serizitschiefer; d, Dolomite.

8, Unterer Horizont.

a, Tremolit-Aktinolitschiefer; b, Kalksteine; c, Chlorit-Serizitschiefer \pm Biotit \pm Granat.

9, *Unteren Komplex*.

Biotitglimmerschiefer \pm Granate, quarzitische Muscovit-Biotitschiefer.

10, Retromorphismuszone.

Grünschieferfazies.

A) Quarz-Albit-Chlorit-Muskovitsubfazies und Quarz-Albit-Biotitsubfazies.

B) Quarz-Albit-Almandinsubfazies.

C) Almandin-Amphibolitfazies.

Sedimentär

11, Danian — oberer Horizont (Agglomerate, andesitische Laven und Sedimentärgesteine).

12, Danian — unterer Horizont (Sedimentäre Breckzie mit Kristallinelementen — a und Kalkelementen — b).

13, Cänoman, Turon, Senon (Sandsteine, Mergel und Tone).

14, Oberjura (Kalksteine).



Eruptiv

- 15, Banatite (Granodiorit, Diorit- und Granodioritporphyr, Dacit und Andesit).
- 16, Hornfels, Skarne, Zonen hydrothermaler Umwandlungen.
- 17, Direktionelle Verwerfungen a) Hauptverwerfungen b) Sekundäre Verwerfungen
- 18, Quer- und Schrägverwerfungen a) Haptverwerfungen b) Sekundäre Verwerfungen.

Verbreitung der Fazien der Regionalmetamorphose

Tafel III

Postmetamorphe Formationen

- 1, Quartär ; 2, Banatite ; 3, Agglomerate, andesitische Laven und Sedimentärgesteine (Danian) ;
- 4, Sedimentärformationen des Rusca Montană-Lunca Cernii-Beckens (Oberjura — Danian).

Metamorphe Formationen

Epimetamorphe Einheit

- 5, Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer ; 6, Komplex der tuffogenen Grünschiefer ;
- 7, Komplex der Graphitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

- 8, Oberer Komplex ; 9, Unterer Komplex.

Verbreitungszenen der Fazien der Regionalmetamorphose

- 10., Quarz-Albit-Chloritsubfazies ; 11, Quarz-Albit- Biotitsubfazies ; 12, Quarz-Albit-Almandinsubfazies mit lokalen Übergängen zur Almandin-Amphibolitfazies ; 13, Almandin- Amphibolitfazies ; 14, Retromorphismuszone.

- 15, Direktionelle und schräge Verwerfungen ; 16, Sattelachse ; 17, Muldenachse.

Tektonische Karte des Ruschița-Gebietes

Tafel IV

- 1, Quartär ; a 2, Banatite.

Sedimentär des Rusca Montană-Lunca Cernii-Beckens

- 3 a, Danian — Oberer Horizont ; 3 b, Danian — unterer Horizont (Breckzie) ; 4. Senon, Turon, Cänonian ; 5. Oberjura.

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

- 6, Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer ; 7. Komplex der tuffogenen Grünschiefer ; 8, Komplex der Graphitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

- 9, Oberer Komplex ; 10, Unterer Komplex ;

- 11, Achsen sekundärer Falten ; 12, Achsen der Hauptfalten, Verwerfungen (13—14 laramisch, 15—17 präaramisch) ; 13, Schrägverwerfungen ; 14 a, Direktionelle Hauptverwerfungen ; 14 b. Direktionelle Sekundärverwerfungen ; 15 a, Schräge Hauptverwerfungen ; 15.b. Schräge Sekundärverwerfungen ; 16 a, Quere und schräge Hauptverwerfungen ; 16. b. Quere und schräge Sekundärverwerfungen ; 17 a, Direktionelle Hauptverwerfungen ; 17. b. Direktionelle Sekundärverwerfungen.



STUDIUL COMPARATIV AL FAUNEI BURDIGALIENE DIN BAZINUL TRANSILVANIEI ȘI BAZINUL PETROȘENI

DE

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU

Abstract

Comparative Study of the Burdigalian Fauna from the Transylvania Basin and Petroșeni Basin. Lithological and faunal study of the Miocene formations in the Sălătruc rivulet (eastern part of the Petroșani Basin) and of those in the Coruș Beds (north-western part of the Transylvania Basin) allowed the authors to establish the Burdigalian age of these deposits.

CONSIDERAȚIUNI GENERALE

Orizontarea formațiunilor terțiare de pe teritoriul țării noastre, de altfel ca și din alte părți ale Europei, ridică o serie de probleme între care se poate enumera și aceea referitoare la limita Oligocen-Miocen și legat de aceasta poziția unor termeni stratigrafici, cum este Aquitanianul.

Pentru lămurirea acestor probleme importante se impun desigur studii stratigrafice de detaliu, în special în regiunile unde se cunosc succesiuni normale și neîntrerupte de formațiuni care să conțină bineînțeles și o faună marină mai bogată.

Pentru a se putea aborda și aduce unele contribuții efective la lămurirea acestei probleme, considerăm că este necesar să se studieze în prealabil conținutul faunistic al formațiunilor în cauză și să se stabilească pe cât posibil cu mai multă certitudine vîrstă unor orizonturi care ar putea fi utilizate apoi ca repere stratigrafice. În acest sens am considerat de o importanță deosebită revizuirea faunei burdigaliene din Stratele de Coruș și a unor faune asemănătoare din alte formațiuni, cum este cea din Bazinul Petroșeni și cum ar fi poate util să se facă pentru cea din Depresiunea Getică (Valea Muerească) din regiuni unde suntem convinși că deranjamentele de ordin tectonic sunt mai puține.



Fauna de moluște miocene are în general o circulație mai largă în scara stratigrafică. După literatura de specialitate se pare că sunt forme foarte puține care să ateste vîrsta cu certitudine a unor depozite și numai asociațiile sunt acele care ne-ar putea duce la unele concluzii mai precise, aşa că în cercetările efectuate s-a căutat să se stabilească valoarea pe care o au unele forme, ca elemente faunistice conducețoare, dar s-a ținut seama și de asociațiile în care se găsesc aceste forme.

CONSIDERAȚIUNI DE ORDIN STRATIGRAFIC

BURDIGALIANUL DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

În bazinul Transilvaniei, Burdigalianul dovedit pe baze paleontologice este cunoscut în partea de NW a acestui bazin. Primele date asupra Burdigalianului din această regiune se datoresc lui A. KOCH (1900) care de altfel a fost primul care a descris fauna din stratele de Coruș. Cercetătorii ulteriori au acceptat în unanimitate punctul de vedere al lui A. KOCH și considerăm justificat aceasta, nu numai pentru că Stratele de Coruș conțin o faună specifică, dar și pentru că aceste strate ocupă o poziție bine precizată în succesiunea stratigrafică concludentă.

Stratele de Coruș atribuite Burdigalianului sunt cuprinse, în general între stratele de Valea Almașului (Oligocen superior-Aquitanian) la bază și Stratele de Chechiș (Helvetian) la partea superioară. Urmările însă îndeaproape se constată că, datorită caracterului lor transgresiv, Stratele de Coruș stau și pe alți termeni mai vecni, după cum în alte cazuri pot suporta transgresiv fie Stratele de Hida sau chiar tuful de Dej (Tortonian). La Coruș, Stratele de Coruș, aşa cum de altfel au fost descrise de A. KOCH (1900) sunt reprezentate prin nisipuri albe ușor micacee cu elemente de pietriș bine rulate, peste care urmează gresii nisipoase uneori consolidate, în bancuri cu grosimi pînă la 1 – 2 m. Spre partea superioară se găsesc marne nisipoase, nisipuri gălbui ușor roșcate sau albicioase. Aceste formațiuni ar însumă cca 20 m grosime, fără însă a se putea delimita, aici, precis de formațiunile Stratelor de Valea Almașului în culcuș sau a Stratelor de Chechiș din coperiș.

La Coasta cea Mare (S W de Cluj), Stratele de Coruș sunt reprezentate prin gresii nisipoase grosiere, uneori cu concrețiuni grezoase menținîndu-se cu aceeași grosime și cu aceleași elemente faunistice ca la Coruș. Aici însă formațiunile Stratelor de Coruș stau transgresive peste depozite oligocene și chiar eocene și suportă la rîndul lor transgresiv tuful de Dej-Tortonian.

De la Coruș aceste formațiuni se pot urmări îndeaproape spre NW putîndu-se constata oarecare variații litologice. La Deșarta (Dealul Daia) spre exemplu, se constată o succesiune grezoasă cu intercalații de pietrișuri, uneori sub formă de cuiburi. Aceste depozite stau peste sisturi cu aspect foios care se intercalează la partea superioară a orizontului de Sîn Mihai. Aici, aceste depozite, formează o suprafață structurală care înclină ușor spre est, aşa că pe măsură ce se afundă sunt acoperite de marnele Stratelor de Chechiș.



La Sîn Mihai, Stratele de Coruș au în bază un orizont grezos format dintr-un banc de gresii calcaroase cu o faună oarecum deosebită de cea a orizontului superior mai nisipos și care conține pectinide de talie mare (*Chlamys gigas* SCHLOTH.). Ele stau aici peste argilele roșii ale orizontului de Sîn Mihai și suportă ca și în cazul precedent marnele de Chechiș.

Pe flancul estic al văii Agrișului, sub coasta Răchiței, la dealul Năstului și Dîmbul Chiriacului, formațiunile grezoase ale Stratelor de Coruș se destramă și prezintă adeseori pungi de nisipuri caolinoase și uneori gresii cu prundișuri. Ele sunt separate uneori prin intercalătii cărbunoase de complexul orizontului de Sîn Mihai, care de altfel în acest sector devine mai grezos. Ele suportă pretutindeni Stratele de Chechiș.

De aici spre NE, numai prezența faunei burdigaliene mai face posibilă separarea stratelor de Coruș de complexul faciesului grezos — (gresia de Tihău) pe care îl îmbracă orizontul de Sîn Mihai. La Tihău spre exemplu, și la Cristolțel deasupra ultimului strat de cărbune la cca 5m urmează un banc lumachelic cu pectinide mari (*Chlamys gigas* SCHLOTH.), *Flabellipecten solarium* LAM., *Laevicardium kubbecki* HAUER, *Meretrix gigas* LAM. etc. Acest banc de gresii dure microconglomeratice cu grosime de cca 20 m, se poate confunda foarte ușor cu gresia de Tihău. Ele suportă și aici ca și în punctele menționate, marnele de Chechiș.

Unul din noi (GR. RĂILEANU 1952) menționează elemente faunistice noi în Stratele de Coruș și atrage atenția asupra necesității revizuirea faunei din aceste strate.

Mai avem informația că în ultimul timp s-au determinat cătreva dinți de pești, de către FUCHS de la Universitatea din Cluj.

Fauna colectată de noi pe tot cuprinsul regiunii, unde apar la zi Stratele de Coruș, este reprezentată prin :

- Divaricella (Lucinella) ornata* (AGASSIZ)
- Solecurtus (Solecurtus) basteroti* (DES MOULINS)
- Mactra (Eomactra) basteroti* MAYER
- Corbula (Corbula) basteroti* HÖRNES
- Pholas* sp.
- Arca (Arca) fichteli* DESHAYES
- Arca (Arca) fichteli planata* SCHAFFER
- Arca (Arca) fichteli elongatior* SACCO
- Taras rotundatus* (MONTAGU)
- Venus (Ventricola) multilamella* (LAMARCK)
- Leda pella elongata* ZHIZHCHEŃKO
- Tellina* cfr. *incarnata* LINNÉ
- Angulus (Peronidia) planatus* (LINNÉ)
- Arca (Arca) diluvii pertransversa* SACCO
- Laevicardium kubbecki* (HAUER)
- Glycymeris fichteli* (DESHAYES)
- Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi* (MAYER)
- Pitaria (Callista) erycinoides* (LAMARCK)
- Meretrix gigas* (LAMARCK)
- Panopea menardi* DESHAYES

- Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM)
Flabellipecten solarium (LAMARCK)
Cardium (Cerastoderma) edule commune MAYER
Ostrea (Ostrea) frondosa SERRES
Ostrea (Ostrea) digitalina DUBOIS
Dentalium sexangulum SCHRÖTER
Dentalium novemcostatum LAMARCK
Dentalium (Antale) vitreum SCHRÖTER
Pyramidella (Pyramidella) plicosa BRONN
Ringicula auriculata auriculata MENARD
Ringicula auriculata longominor SACCO
Tudicula rusticula (BASTEROT)
Ficus conditus (BRONGNART)
Volutihilites (Athleta) ficalina (LAMARCK)
Oliva (Neocylindricus) dufresnei BASTEROT
Terebra (Subula) fuscata (BROCCHI)
Typhis (Typhis) horridus (BROCCHI)
Genota cfr. *proavia* BELLARDI
Turritella (Haustator) vermicularis (BROCCHI)
Diloma (Oxystele) orientalis (COSSMANN ET PEYROT)
Sinum aquensis (RECLUZ)
Polinices (Neverita) olla (DE SERRES)
Natica millepunctata LAMARCK
Natica (Lunatia) catena helicina BROCCHI
Bulia (Dorsanum) baccata (BASTEROT)
Calyptitraea aff. chinensis (LINNÉ)

S-au efectuat și unele studii micropaleontologice, pentru prima dată de G.H. VOICU, apoi de I. COSTEA și BALTEŞ. Ele au fost reluate ulterior de N. SURARU, care a arătat că este vorba de o asociație microfaunistică ce continuă pe cea din Oligocen. Această problemă a fost reluată și de noi și urmează să constituie o preocupare în viitor.

BURDIGALIANUL DIN BAZINUL PETROȘENI

Cu ocazia unor lucrări de prospecțiuni pentru cărbuni, efectuate în Bazinul Petroșeni, unul din noi (GR. RĂILEANU, 1950) a descoperit formațiuni pe care le-a atribuit Burdigalianului. Până la acea dată, depozitele respective nu fuseseră separate și probabil că erau atribuite la unul din orizonturile semnalate pînă atunci în Bazinul Petroșeni. În anul 1954, G.H. VOICU a separat pe pîrîul Sălătruc două orizonturi, care după el, au o poziție superioară față de orizontul conglomeratic superior (grupa Stratelor de Coperiș) și anume: orizontul argilo-marnos superior și orizontul grezos conglomeratic superior.

În urma unui studiu amănuntit, în formațiunile din cursul superior al pîrîului Sălătruc, GR. RĂILEANU (1955) a identificat primele elemente faunistice de tipul celor de la Coruș *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Meretrix* sp., *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.),



etc) atribuind astfel vîrsta burdigaliană acestor depozite. El a sesizat totodată existența și a alter forme, atrăgînd atenția asupra necesității reluării studiilor acestei faune. Ulterior, I. DRAGHINDĂ (1961) atribuie aceste formațiuni fără să cunoască conținutul faunistic, Tortonianului.

Depozitele atribuite Burdigalianului, sunt reprezentate în partea estică a Bazinului Petroșeni și prezintă succesiunea următoare :

Marne calcaroase, în bază, de culoare vinătă-verzui, care conțin în mod predominant exemplare de *Turritella*;

Gresii nisipoase, vinete-verzui, în care se găsesc mai frecvent *Pirenella plicata* (BRUG.);

Gresii calcaroase, de culoare vinătă-verzui, dure, cu *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Corbula (Varicorbula) gibba* (OLIVI), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Mytilus haidingeri* HÖRN.;

Marne și argile vinete-verzui cu *Turritella*;

Conglomerate cu elemente de quart, bine rulate;

Argile nisipoase verzui cu intercalări de gresii și șisturi cărbunoase de 1 — 2 m.

Nisipuri gălbui, ușor cimentate, groase de cca 15 m, care conțin pe lîngă alte forme, și pe *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.).

Fauna de moluște pe care o conțin aceste depozite este reprezentată prin :

- Saxolucina (Plastomiltha) multilamellata* (DESHAYES)
- Solecurtus (Zozia) antiquatus vindobonensis* MEZNERICS
- Corbula (Varicorbula) gibba* (OLIVI)
- Dosinia* cfr. *adansoni* (PHILLIPPI)
- Venus (Ventricola) multilamella* (LAMARCK)
- Tellina (Moerella) donacina* LINNÉ
- Tellina serrata tauropotensa* SACCO
- Angulus (Peronidia) bipartitus* BASTEROT
- Angulus (Peronidia) planatus* (LINNÉ)
- Capsa lacunosa lacunosa* (CHEMNITZ)
- Capsa lacunosa tumida* (BROCCHI)
- Arca (Arca) diluvii* LAMARCK
- Arca (Arca) fichteli elongatior* SACCO
- Laevicardium kückecki* (HAUER)
- Glycymeris fichteli* (DESHAYES)
- Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi* (MAYER)
- Mereatrix* cf. *gigas* (LAMARCK)
- Cardium (Cerastoderma) edule commune* MAYER
- Chlamys scabrella* (LAMARCK)
- Chlamys gigas* (SCHILOTHEIM)
- Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES
- Pinna (Atrina) pectinata vindobonensis* SACCO
- Modiolus (Modiolus) exborellii* (SACCO)
- Thracia* sp.



- Dentalium novemcostatum* LAMARCK
Dentalium sexangulum SCHRÖTER
Pyramidella (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN
Rigincula auriculata auriculata MENARD
Ringicula auriculata longominor SACCO
Ficus conditus (BRONGNART)
Terebra neglecta MICHELOTTI
Genota ramosa (BASTEROT)
Turritella (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI)
Diloma (*Oxystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT)
Natica (*Lunatia*) *catena helicina* BROCCHI
Bulia (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT)
Bulia (*Dorsanum*) *ancilariaeformis* (GRATELOUP)
Euthriofusus burdigalensis (BASTEROT)
Hinia (*Uzita*) *turbanella* (BROCCHI)
Actaeon punctulatus (FÉRUSSAC)
Actaeon semistriatus (FÉRUSSAC)
Actaeon tornatilis (LINNÉ)
Clavatula (*Perrona*) *jouaneti* (DES MOULINS)
Calyptraea chinensis (LINNÉ)
Tympanotonus (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCCHI)
Pirenella plicata (BRUGUIÈRE)

CONCLUZII

Analizînd comparativ fauna din formațiunile descrise din nord-vestul Bazinului Transilvaniei (Stratele de Coruș) cu cea din Bazinul Petroșeni, se pot face o serie de constatări care ne conduc la unele precizări destul de conclucente.

În primul rînd cele două formațiuni sînt foarte fosilifere (cca 41 specii în Stratele de Coruș și 46 în Bazinul Petroșeni).

Din aceste specii se constată că 22 sînt comune pentru cele două regiuni și este de reținut că acestea sînt de altfel formele cele mai reprezentative, cum sunt:

Meretrix gigas (LAM.), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Laevicardium kubbecki* (HAUER), *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.), *Dosinia adansonii* (PHIL.), etc.

Din analiza graficului de frecvență reiese că formele descrise au, în general, o circulație destul de largă în coloana stratigrafică, totuși frecvența lor mare rămîne în Burdigalian. Sunt însă de reținut și forme specifice Burdigalianului, cum sunt *Laevicardium kubbecki* (HAUER), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES și *Chlamys gigas* (SCHLOTH.). În plus asociația formelor de tip miocenic cu acele din Oligocen-Aquitanian, *Tympanotonus* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCC), *Mytilus haidingeri* HÖRNES, etc ne conduc la concluzia că timpul cînd s-au sedimentat atît Stratele de Coruș cît și formațiuni-



nile de pe pîriul Sălătruc, reprezintă o etapă nouă din evoluția acestor bazine, cînd apare o bună parte din elemente faunistice miocene—respectiv burdigaliene.

Un alt fapt care se mai desprinde din analiza acestui tabel este că numai o parte din forme și anume 36 din 87 ajung pînă în Tortonian.

După raporturile stratigrafice, a Stratelor de Coruș care se situează sub marnele de Chechiș și Hida, care după ultimele cercetări (N. SURARU, 1958) conțin elemente faunistice helvetiene și după asociatia faunistică cu totul specifică acestor bazine, dar care prezintă afinități cu formațiunile burdigaliene din bazinul Vienei, sud-estul Franței și R. S. Cehoslovacia sătem în măsură să conchidem că Stratele de Coruș aparțin Burdigalianului. Deoarece formațiunile de pe pîriul Sălătruc au o asociatie faunistică asemănătoare cu aceea a Stratelor de Coruș trebuie să admitem că ele reprezintă un echivalent al acestora.

CLASA LAMELLIBRANCHIATA

Leda pella elongata ZHIZHCHENKO

Pl. I, fig. 4, 6

1955 *Leda pella elongata* ZHIZH. — L. MERKLIN — I. A. NEVESSKAIA t. I., f. 7—9, p. 28.

Forma din colecția noastră prezintă valvele alungite transversal, cu o carenă ascuțită în partea posterioară. În partea anterioară se observă la binocular o carenă abia schițată. Ornamentația constă din coaste concentrice, fine, ușor oblice spre marginea paleală, iar în jurul umbonetului, se observă uneori 4 îngroșări concentrice.

Dimensiuni: $I=5$ mm; $L=9$ mm.

Răspîndire: din Burdigalian în Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruș.

Arca (Arca) fichteli DESHAYES

Pl. I, fig. 3, 7

1958 *Arca (Arca) fichteli* DESH. — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XXII, f. 10, p. 139) (cum.syn.)

Caracteristic pentru această specie este area ligamentară foarte largă.

Dimensiuni: $I=32$ mm; $L=50$ mm.

Răspîndire: În bazinul Vienei se întâlnește în Burdigalian; în bazinul Aquitaniei, Italia și Turcia, în Helvetian; iar în Italia în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Arca (Arca) fichteli planata SCHAFFER

Pl. I, fig. 2

1910. *Arca fichteli planata* SCHAFFER — pl. XXVI, fig. 8—10.

Prezintă valvele cu o convexitate mai mică, decît forma tip.

Dimensiuni: $I=27$ mm; $L=40$ mm.



Răspîndire : în bazinul Vienei în Burdigalien.
Cuib fosilifer : Coruș.

Arca (Arca) fichteli elongatior SACCO

Pl. II fig. 1

1898 *Anadara Fichteli* var. *elongatior* F. SACCO. pl. V, fig. 7, p. 23.

Valvele la această formă au convexitatea mică, iar partea posterioară este mai alungită și îngustă.

Dimensiuni : I=26 mm; L=42 mm.

Răspîndire : în Italia în Helvetian.

Cuib fosilifer : Coruș și P. Sălătruc.

Arca (Arca) diluvii LAMARCK

Pl. I fig. 1-5

1960 *Anadara diluvii* LAMARCK — E. KOIUMDJIEVA — pl. XIX — fig. 9 — 10, pg. 61

Dimensiuni : I=20 mm; L=25 mm.

Răspîndire : Se întâlnește în Burdigalianul din baz. Aquitaniei și baz. Vienei; în Helvetianul din Italia, baz. Aquitaniei și baz. Vienei; în Tortonianul din Italia, U.R.S.S., Ungaria, Buituri și Bulgaria.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Arca (Arca) diluvii pertransversa SACCO

1958 *Area (Arca) diluvii* var. *pertransversa* SACCO — ERÜNAL-ERENTÖZ Pl. XXII, fig. 6,7, pg. 137 (cum. syn.)

Cochilia are contur subtrapezoidal, alungită transversal. Umbonele este situat aproape central, marginea anterioară și posterioară a liniei cardinale sunt aproape egale. Prezintă 28 coaste mai largi ca intervalele.

Dimensiuni : I=17 mm; L=30 mm.

Răspîndire : se întâlnește din Oligocen și pînă în Pliocen.

Cuib fosilifer : Coruș.

Glycymeris fichteli (DESHAYES)

Pl. II, fig. 2. Pl. III, fig. 1, 2. Pl. IV fig. 2.

1870 *Pectunculus Fichteli* DESH. — HÖRNES — pl. 39 — fig. 1, p. 315

1910 *Pectunculus Fichteli* DESH. — SCHAFFER — pl. 28, fig. 1, pl. 27, f, 6, p. 57

Caracteristic acestei specii sunt dinții puternici și orizontali; cei anteriori sunt în număr de 5 și posteriori în număr de 6; dinții mediani dispar aproape cu totul la exemplarele adulte. Area se observă și la exemplarele tinere destul de dezvoltată cu 3 — 4 sănturi sub formă de V întors, iar la exemplarele adulte ea este foarte dezvoltată și prezintă 7 — 8 sănturi sub formă de V întors.

Dimensiuni : I=85 mm; L=95 mm.

Răspîndire : Se găsește în Burdigalianul din bazinul Vienei.

Cuib fosilifer : Coruș și P. Sălătruc.



Glycymeris (Axinea) pilosus, deshayesi (MAYER)

Pl. IV fig. 1,3

1960 *Pectunculus (Axinea) pilosus* var. *deshayesi* (MAYER) KOIUMDJIEVA pl. XIX,
fig. 13, pl. XX fig. 1, pl. XXI, fig. 1 pg. 62 (cum. syn).

Dimensiuni: I=70 mm; L=75 mm.

Răspândire: în Miocenul din Europa.

Cuib fosilifer: Coruș.

Modiolus (Modiolus) exbrocchii (SACCO)

Pl. XII, fig. 4

1960 *Modiolus (Modiolus) exbrocchii* (SACCO) KOIUMDJIEVA — pl. XXVII fig. 6—7
pag. 78 (cum. syn.)

Răspândire: Întâlnită în Miocenul din Europa.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Mytilus haidingeri HÖRNES

1870 *Mytilus Heidingeri* (HÖRNES) pl. XLVI fig 1,3 pag. 356

Răspândire: În Oligocen și în Burdigalian în baz. Vienei.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Pinna (Atrina) pectinata vindobonensis SACCO

Pl. VII fig. 5

1960 *Pinna (Atrina) pectinata* (LINNÉ) *vindobonensis* (SACCO) — KOIUMDJIEVA
— pl. XXI fig. 2, pag. 64 (cum. syn.)

Răspândire: Găsită în Tortonian în U.R.S.S., și în Helvetian în
baz. Vienei.

Cuib fosilifer: Sălătruc, marne cu *Arca*, *Tymanotonus margarita-*
ceum și *Modiola*.

Flabellipecten cf. solarium (LAMARCK)

1960 *Flabellipecten solarium* (LAMARCK) CSEPREGHY — MEZNERICS p. 15., l. 7, f.
3—7, pl. 8, f. 1—3.

Am atribuit acestei specii cîteva fragmente de cochilie avînd coas-
tele cu secțiunea transversală dreptunghiulară.

Răspândire: În Ungaria găsită în Helvetian și Tortonian, în baz.
Vienei în Helvet și Torton, în Polonia în Tortonian, în Franța în Burdigalian
și Helvetian, în Italia în Helvetian, în Maroc în Burdigalian, în Turcia
în Helvetian.

Cuib fosilifer: Coruș.



Chlamys scabrella (LAMARCK)

Pl. VI fig. 2

1960 *Chlamys scabrella* (LAMARCK) — CSEPREGHY — MEZNERICS — pl. XII, fig. 2—20, p. 201961 *Chlamys scabrella* (LAMARCK) — P. CTYROKI — pl. II, f. 1—3, p. 10.

Sînt forme foarte variabile, cu un număr de 15—20 coaste, iar ornamentația de pe coaste și din intervale o formează 4—5 costule fine pe coaste și 3—4 pe intervale.

Răspîndire : A fost întîlnită în Ungaria în Burdigalian și Helvetian. În baz. extraalpin și intraalpin al Vienei și Franța în Burdigalian, în Italia în Helvetian — Tortonian și Pliocen.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Chlamys gigas (SCHLOTHEIM)

Pl. V, fig. 1—2, Pl. VI, fig. 1, Pl. VII, fig. 1

1960 *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) — CSEPREGHY — MEZNERICS — p. 32, pl. 21, f. 56; pl. 22 și 23, f. 1, 2, pl. 24, f. 1.

Raporturi și diferențe : Exemplarele noastre se apropie pînă la identitate de exemplarele figurate și descrise de autorii citați. Se deosebește de *Flabellipecten solarium*, prin numărul de coaste mai mic, și anume 13, unghiul apical mai îngust și secțiunea transversală a coastelor semicirculară.

Dimensiuni : I=145 mm ; L=145.

Răspîndire : A fost întîlnit în Ungaria, în baz. extraalpin (Eggenburg) și intraalpin al Vienei, în Asia Mică, China de S și Persia în Burdigalian.

Cuib fosilifer : Coruș și P. Sălătruc.

Ostrea (Ostrea) frondosa SERRES

Pl. VII, fig. 4; Pl. X, fig. 8

1955 — *Ostrea (Ostrea) frondosa* (SERRES) — R. SIEBER — p. 176 (cum. syn.)

Dimensiuni : I=35 mm ; L=45 mm.

Răspîndire : Găsită în Burdigalian în baz. Vienei (Eggenburg). *Cuib fosilifer* : Coruș.

Ostrea (Ostrea) digitalina DUBOIS

Pl. IX fig. 1

1955 *Ostrea (Ostrea) digitalina* DUBOIS — G. MOISESCU — p. VIII, fig. 1—5, pag. 108

Dimensiuni : I=56 mm ; L=40 mm.

Răspîndire : Se întîlnește în depozite Miocene în Europa.

Cuib fosilifer : Coruș.



Saxolucina (Plastomiltha) multilamellata (DESHAYES)

Pl. XI, fig. 2

1911 *Miltha (Eomiltha) multilamellata* (DESH) — COSSMANN ET PEYROT p. XXVII fig. 3—7.1955 *Saxolucina (Plastomiltha) multilamellata* SIEBER pag. 19

Conturul valvei este aproape circular, ramura anterioară a marginii cardinale este concavă, ramura posterioară este aproape dreaptă. Suprafața este acoperită de striuri concentrice fine. Morfologia valvei constă dintr-o depresiune adâncă în partea posterioară și o carenă rotunjită în partea anterioară.

Dimensiuni: L=7 mm; I=8 mm.

Răspândire: Se găsește în Burdigalianul din Franța de SW și baz. Vienei extraalpin.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Taras rotundatus MONTAGU

Pl. VIII, fig. 5

1960 *Taras rotundatus* MONTAGU — KOIUMDJIEVA — pl. X, fig. 9, p. 34.

Dimensiuni: I=20 mm; L=20 mm.

Răspândire: Este citată de SACCO din Tongrian pînă în Pliocen în Italia; în baz. Vienei se întîlnește în Burdigalian. În Bulgaria în Tortonian și în baz. Aquitaniei în Helvetician.

Cuib fosilifer: Coruș.

Divaricella (Lucinella) ornata (AGASSIZ)

Pl. VIII, fig. 3,4

1960 *Divaricella (Lucinella) ornata* (AGASSIZ) KUIUMDJIEVA, pl. X, fig. 10—11, pag. 35
(cum. syn.)

Dimensiuni: I=13 mm; L=14 mm.

Răspândire: În Oligocen a fost citată în Italia, în Burdigalian întîlnită în Franța de SW și Austria, în Helvetician în Franța de SW, Austria și Italia, în Tortonian în Austria, R. P. Ungară, R. P. Bulgară și Buituri (R. P. R.).

Cuib fosilifer: Coruș.

Laevicardium kubbecki (HAUER)

Pl. VIII, fig. 1,2

1960 *Laevicardium kubbecki* (HAUER) P. KYROKI — p. 144 (cum. syn.)

Este o formă de talie mare cu valve convexe cu contur în formă de inimă. Partea anterioară este rotunjită, partea posterioară este trunchiată. Prezintă pe suprafața externă 32 de coaste radiare. Exemplarele noastre se asemănă cu cele descrise și figurate de HÖRNES și SCHAFFER.

Dimensiuni: I=70 mm; L=70 mm.

Răspândire: Este citată în bazinul Vienei extraalpin și intraalpin în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.



Cardium (Ringicardium) cf. hians BROCCHI

1870 *Cardium hians* BROCC. — HÖRNES — pl. 26, fig. 1—5, pag. 181.

1912 *Cardium (Ringicardium) hians* (BROCCHI) — COSSMANN ET PEYROT
pl. XXI, fig. 3, 4; pag. 491.

Avem un fragment de cochilie (partea umbonelui). Ornamentația cochiliei este formată din 16 coaste ascuțite, din loc în loc cu spini mici rotunjiți, separate de intervale egale. Între intervale se observă de asemenea o costulă fină.

Răspindire : Este citată în Helvetianul din bazinul Aquitaniei și în Burdigalianul și Helvetianul din bazinul Vienei și în Burdigalianul inferior în Cehoslovacia.

Cuib fosilifer : Coruș.

Cardium (Cerastoderma) edule commune MAYER

Pl. VII, fig. 2, 3

1955 *Cardium (Cerastoderma) edule commune* — SIEBER pag. 182 (cum. syn.)

Cochilia are conturul aproape circular cu marginile anteroioară și inferioară rotunjite, iar marginea posterioară este puțin alungită. Convexitatea cochiliei este maximă în centrul valvei, și scade ușor spre partea anteroioară și inferioară, iar spre partea posterioară scade mult mai repede. Umbonele este înalt și prosogir.

Suprafața ornamentată cu 25 coaste radiare, rotunjite, separate de sănțuri mai înguste.

Dimensiuni : I=16 mm ; L=17 mm.

Răspindire : Este citată în bazinul Vienei în Burdigalian.

Cuib fosilifer : Coruș și Sălătruc.

Pitaria (Callista) erycinoides (LAMARCK)

Pl. IX, fig. 4

1958 *Pitaria (Callista) erycinoides* (LAM.) L. ERÜNAL — ERENTÖZ pl. 34, fig. 15, pag. 182

Dimensiuni : I=40 mm ; L=60 mm.

Răspindire : În baz. Aquitanian este citată din Aquitanian pînă în Helvetian, în baz. Vienei și Gruzia în Burdigalian iar în Italia și Turcia în Helvetian.

Cuib fosilifer : Coruș și P. Sălătruc.

Meretrix gigas (LAMARCK)

Pl. X, fig. 1

1958 *Meretrix gigas* (LAM.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. 35, fig. 2, 3, pag. 185.

Răspindire : În baz. Aquitanian se întâlnește în Helvetian, în baz. Vienei în Helvetian și Tortonian, iar în Turcia în Miocen și Pliocen.

Cuib fosilifer : Coruș, Coasta cea mare, P. Sălătruc.



Venus (Ventricola) multilamella (LAMARCK)

Pl. IX, fig. 2

1960 *Venus (Ventricola) multilamella* (LAM.) KOIUMDJIEVA — pl. XVI, fig. 10—11,
pag. 51 (cum. syn.)

Raporturi și diferențe: Fragmentele de cochilie pe care le avem de la Coruș prezintă caracterele speciei — diferă însă prin lamelele din jurul umbonului, care sunt mai rare la exemplarele noastre.

Răspîndire: Se întâlnește din Aquitanian pînă în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coasta cea Mare, Coruș, P. Sălătruc.

Mactra (Eomactra) basteroti (MAYER)

Pl. IX, fig. 3

1954 *Mactra (Eomactra) basteroti* (MAYER) — KOROBKOV — pl. 19, fig. 2, pag. 111.

Dimensiuni: I=11 mm; L=15 mm.

Răspîndire: Este citată în Miocen.

Cuib fosilifer: Coruș.

Solecurtus (Solecurtus) basteroti (DES MOULINS)

Pl. X, fig. 6, Pl. XI, fig. 1

1960 *Solecurtus (Solecurtus) basteroti* (DESMOUL.) — KOIUMDJIEVA — pl. XI, pag. 7,
pag. 37 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=15 mm; L=31 mm.

Răspîndire: În baz. Aquitaniei a fost găsită în Aquitanian, Burdigalian și Helvețian, iar în Tortonian în Austria, Ungaria și Bulgaria

Cuib fosilifer: Coruș — P. Sălătruc.

Solecurtus (Zozia) antiquatus vindobonensis MEZNERICS

Pl. X, fig. 7

1960 *Solecurtus (Zozia) antiquatus* var. *vindobonensis* MEZNER. — KOIUMDJIEVA
pl. XI, fig. 8—9 pag. 38 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=8 mm; L=17 mm.

Răspîndire: în baz. Vienei în Burdigalian, în Bulgaria în Tortonian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc-Coruș.

Tellina (Moerella) donacina LINNÉ

P. X, fig. 5

1955 *Tellina (Moerella) donacina* LINNÉ — G. MOISESCU — pl. II, fig. 2—3, pag. 79

Dimensiuni: I=11 mm; L=21 mm.

Răspîndire: A fost întîlnită în baz. Aquitaniei în Burdigalian, în baz. Loire în Miocen mediu, în Italia din Helvețian pînă în Pliocen și la Buituri în Tortonian.

Cuib fosilifer: Sălătruc.



Tellina serrata tauroprotensa SACCO

Pl. XI, fig. 2

1956 *Tellina serrata tauroprotensa* (SACCO) — CSEPREGHY — MEZNIRICS — pl. XIV, fig. 14 — 15, pag. 429.

Dimensiuni : I=11 mm ; L=16 mm.

Răspândire : Este citată de SACCO în Italia în Helvetian, iar în Ungaria se întâlnește în Tortonian.

Angulus (Peronidia) bipartitus (BASTEROT)

Pl. X fig. 3

1912 *Tellina (Peronidia) bipartita* (BAST.) — COSSMANN ET PEYROT — pl. VIII, fig. 33—36, p. 241

Dimensiuni : I=6 mm ; L=12 mm.

Răspândire : este citată în Burdigalianul din baz. Aquitaniei.
Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Angulus (Peronidia) nitidus (POLI)

1912 *Tellina (Peronidia) nitida* (POLI) COSSMANN ET PEYROT pl. IX fig. 6,7, pag. 244

Raporturi și diferențe : Exemplarul nostru prezintă partea posterioară mai alungită ca la cel figurat de COSSMANN ET PEYROT, se aseamănă însă pînă la identitate cu cel figurat de SACCO.

Dimensiuni : I=15 mm ; L=28 mm.

Răspândire : este citat în Miocen și Pliocen.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Angulus (Peronidia) planatus (LINNÉ)

Pl. VI, fig. 3. Pl. XII, fig. 1.

1958 *Tellina planata* (LINNÉ) L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. 35, fig. 14, p. 191 (cum. syn.)

Raporturi și diferențe : Am atribuit acestei specii două valve, a cărei parte posterioară corespunde exact cu descrierea făcută de autorii citați. După ornamentația care constă din lamele fine concentrice se apropie de var. *lamellosa* figurată de SCHAFFER.

Răspândire : Se întâlnește în baz. Aquitaniei în Miocen inferior, în baz. Vienei în Burdigalian-Tortonian, în Italia în Tortonian și Pliocen, în Turcia în Pliocen.

Cuib fosilifer : Coruș, P. Sălătruc.

Tellina cf. incarnata LINNÉ

Pl. X, fig. 2

1889 *Tellina incarnata* (L.) SACCO — pl. 22, fig. 32.

1933 *Tellina incarnata* (L.) SOKOLOV — pl. III, fig. 13—14.

Fragmentul de cochilie pe care il avem prezintă suficiente caractere pentru a-l atribui acestei specii. Partea posterioară se îngustează treptat sub formă de pană. Marginea posterioară aproape dreaptă, are o ușoară



concavitate lîngă umbone, și se unește cu marginea inferioară sub un unghi ascuțit. De la umbone spre partea posterioară se schițează o carenă rotunjită, iar în continuare spre centrul valvei o slabă depresiune. Suprafața este ornamentată cu lamele fine concentrice.

Cuib fosilifer : Coruș.

Capsa lacunosa lacunosa (CHEMNITZ)

Pl. XII, fig. 2

1912 *Capsa lacunosa* COSSMANN ET PEYROT — pl. X, fig. 14—17.

Dimensiuni : I=24 mm ; L=30 mm

Răspîndire : A fost citată în baz. Aquitaniei în Burdigalian și Helvetian (falunele de *Saucats* și *Salles*) și în baz. Loire în Miocen mediu.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Capsa lacunosa tumida (BROCCHI)

Pl. XII, fig. 3

1870 *Capsa lacunosa* (CHEM.) — HÖRNES — pl. 9, fig. 1, pag. 91

1910 *Capsa lacunosa* (CHEM.) — var. *tumida* (BROCC.) — SCHAFFER — pl. XLVI, fig. 4,7

Raporturi și diferențe. Se deosebește de *Capsa lacunosa lacunosa* datorită părții posterioare care este mai mare, aproape egală cu partea anteroioară, iar depresiunea din fața carenei este mai vizibilă.

Dimensiuni : I=20 mm ; L=27 mm.

Răspîndire : În baz. Vienei este citată în Burdigalian.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Panopea menardi DESHAYES

1955 *Panope* (*Panope*) *menardi* — G. MOISESCU — pl. IX, fig. 1, pag. 109 (cum. syn.)

Răspîndire : Se întâlnește din Aquitanian și pînă în Tortonian. Este citată în baz. Vienei în Burdigalian.

La noi în țară se întâlnește, în bazinele Beiuș, Mehadiei, și Remeți, în Tortonian.

Cuib fosilifer : Coruș, P. Sălătruc și Coasta cea Mare.

Corbula (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI)

Pl. XII, fig. 7

1960 *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI) KOIUMDJIEVA — pl. XXVIII, fig. 7,8 pag. 83
(cum. syn.)

Răspîndire : Este citată din Oligocenul superior. Se întâlnește și actual.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.



Corbula (Corbula) basteroti (HÖRNES)

Pl. XII, fig. 6

1955 *Corbula (Corbula) basteroti* — MOISESCU — pl. IX, fig. 6, p. pag. 114 (cum. syn.)

Raporturi și diferențe : Se deosebește de *Corbula carinata* printr-o simetrie mai accentuată.

Dimensiuni : I=6 mm ; L=10 mm.

Răspândire : Se întâlnește în Miocenul mediu din baz. Loire ; în baz. Aquitaniei și la Buituri în Tortonian.

Cuib fosilifer : Coruș.

Pholas sp.

Pl. X, fig. 4

Avem un fragment de cochilie la care se observă bine partea anterioară. În centrul valvei se schițează un sănț pornind de la umbone spre marginea inferioară. În partea anterioară valva are o mică suprafață netedă, iar în continuare este ornamentată cu striuri fine oblice, care ajung pînă la sănțul median. Pe aceste striuri se găsesc spini mici slab vizibili. În partea posterioară striurile sunt oblice astfel că în dreptul sănțului median ele fac cu striurile din partea anterioară un unghi obtuz cu deschiderea spre umbone.

Se apropiie de specia *Aspidopholas dimidiata* DIY. figurată de SACCO după ornamentația valvei, diferă însă de aceasta prin faptul că exemplarul nostru are la partea anterioară o terminație în formă de pinten.

Cuib fosilifer : Coruș.

Pholadomya alpina rectidorsata HÖRNES

Pl. XII, fig. 5

1870 *Pholadomya rectidorsata* HÖRNES — pl. 4, fug. 3, pag. 531910 *Pholadomya alpina* (MATH.) var. *rectidorsata* (HÖRN.) — SCHAFFER, pl. XLV, fig. 1

Raporturi și diferențe : Se deosebește de *Pholadomya alpina alpina* MATH. prin faptul că marginea dorsală este aproape rectilinie.

Răspândire : În baz. Vienei (extraalpin) a fost citată în Burdigalian.

Cuib fosilifer : Sălătruc.

CLASA GASTEROPODE*Calyptitraea* sp.

Pl. XIII, fig. 1

Exemplarul de la Coruș este de talie mare, cu cochilie de formă ovală. Unghiu apical este larg de aproximativ 120°, suprafața prezintă striuri de creștere evidente.

Cuib fosilifer : Coruș.



Calyptraea chinensis (LINNÉ)

Pl. XIII, fig. 2

1954 *Calyptraea chinensis* (L.) — STRAUSZ pl. IX, fig. 175

Răspândire : Se întâlnește în Oligocen și în tot Miocenul din Europa.
Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Natica (Lunatia) catena helicina BROCCHI

Pl. XIII, fig. 5, 6

1958 *Natica (Lunatia) catena* (DA COSTA) var. *helicina* (BROCC.) — L. ERÜNAL —
ERENTÖZ — pl. VI, fig. 3, p. 42 (cum. syn.)

Răspândire : Este citată pentru Helvetian în Franța de Sud, Italia,
și Turcia și în Tortonian în Polonia și Buituri.

Cuib fosilifer : Coruș și P. Sălătruc.

Natica millepunctata LAMARCK

Pl. XIII, fig. 11

1958 *Natica millepunctata* LAM. L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. V, fig. 4, 6,
pag. 38 (cum. syn.)

Răspândire : în Miocen.

Cuib fosilifer : Coruș.

Polinices (Neverita) olla (DE SERRES)

Pl. XIII, fig. 10

1960 *Polinices (Neverita) olla* DE SERRES — KOIUMDJIEVA — pl. XXXIII, fig. 14,
pag. 121 (cum. syn.)

Răspândire : Se întâlnește din Miocen pînă actual.

Cuib fosilifer : Coruș.

Sinum aquensis (RECLUZ)

Pl. XIII, fig. 7, 8

1919 *Sigaretus aquensis* (RECL.) — COSSMANN ET PEYROT — pl. XII, fig. 47—48

Raporturi și diferențe : Sînt forme variabile cu cochilia foarte joasă și cu ultimul tur de spiră dezvoltat astfel că acoperă aproape în întregime celelalte ture.

Răspândire : în Burdigalianul din Aquitania și în Helvețianul din Italia.

Cuib fosilifer : Coruș.

Diloma (Oxystele) orientalis (COSSMANN ET PEYROT)

Pl. XIII, fig. 3, 4

1955 *Oxystelle orientalis* — G. MOISESCU — pl. X fig. 1, 2, pag. 116 (cum syn)

Răspândire : În Miocenul din Europa.

Cuib fosilifer : Coruș, P. Sălătruc.



Pyramidella (Pyramidella) plicosa BRONN

Pl. XIV, fig. 10, Pl. XV, fig. 9

1960 *Pyramidella (Pyramidella) plicosa* BRONN — KOIUMDJIEVA — pl. XXX, fig. 5,
pag. 96 (cum. syn.)1954 *Pyramidella plicosa* BRONN — L. STRAUSZ — pl. II, fig. 36 (cum. syn.)

Sint forme de talie mică cu cochilie conică formate din ture de spiră cu înălțimea egală cu 1/2 din lățimea turului de spiră. Suturile sunt adânci. Relieful turelor este rectiliniu cu suprafața cochiliei netedă. Apertura este de formă ovală, pe columelă se observă trei pliuri evidente la microscop.

Raporturi și diferențe: exemplarele figurate de HÖRNES au la baza ultimului tur un sănt care la formele noastre și la cele figurate de FRIEDBERG și STRAUSZ nu se observă.

Răspindire: Este întâlnită în Miocen.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Turritella (Haustator) vermicularis (BROCCHI)

Pl. XIV, fig. 5

1954 *Turritella (Haustator) aff. vermicularis* (BR.) — L. STRAUSZ, pl. I, fig. 14 (cum. syn.)

Sint forme cu turele de spiră cu 3 cordoane spirale principale dispuse la distanțe egale și cu cordoane fine între ele.

Răspindire: Se întâlnește în Burdigalian și pînă în Tortorian.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Turritella turris taurolaevis SACCO

Pl. XIII, fig. 9, Pl. XIV, fig. 4

1958 *Turritella turris* (BAST.) var. *taurolaevis* (SACCO) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ. pl. I
fig. 16, pag. 12 (cum. syn.).

Prezintă 4 cordoane spirale principale, caracter ce ne-a determinat să atribuim exemplarele noastre acestei varietăți.

Răspindire: În Italia a fost citată în Helvetian, iar în Turcia în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Pirenella plicata (BRUGUIÈRE)1924 *Pirenella plicata* (BRUG.) — COSSMANN ET PEYROT pl. V, fig. 1011958 *Pirenella plicata* (BRUG.) — R. SIEBER — Pag. 135.

Răspindire: Citată în baz. Aquitaniei și baz. Vienei în Burdigalian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Tymanotonus (Tymanotonus) margaritaceum (BROCCHI)1870 *Cerithium margaritaceum* (BROCC.) HÖRNES — pl. 42, fig. 9, pag. 4041958 *Tymanotonus (Tymanotonus) margaritaceum* (BROCCHI) R. SIEBER. pag. 136

Răspindire: Este citată în Oligocenul din bazinul Vienei, bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșeni, și în Burdigalianul din bazinul Vienei.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.



Euthriofusus burdigalensis (BASTEROT)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 1

1954 *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.) — L. STRAUSZ — pl. VIII, fig. 156, pag. 30

Răspîndire : În bazinul Aquitaniei este citată în Burdigalian, în bazinul Vienei în Helvețian, iar în Ungaria în Tortonian.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Tudicla rusticula (BASTEROT)

Pl. XIV, fig. 2

1954 *Tudicla rusticula* (BAST.) L. STRAUSZ — pl. VIII, fig. 157, p. 32 (cum. syn.)

Răspîndire : Găsită în bazinul Aquitaniei în Burdigalian, în bazinul Vienei în Burdigalian, Helvețian și Tortonian, iar în Polonia și Ungaria în Tortonian.

Cuib fosilifer : Coruș.

Typhis (Typhis) horridus (BROCCHI).

Pl. XIV, fig. 11.

1960 *Typhis (Typhis) horridus* (BROCC.) — KOIUMDJIEVA — pl. XL, fig. 10 pag. 152

Răspîndire : Se întâlnește în Helvețian în W Franței și Italia; în Tortonian în Franța, Italia, Austria și Bulgaria.

Cuib fosilifer : Coruș.

Hinia (Uzita) turbinella (BROCCHI)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 9

1928 *Nassa (Telasca) turbinella* COSSMANN ET PEYROT — pl. III, fig. 94—95.1958 *Hinia (Uzita) turbinella* (BROCCHI) — R. SIEBER pag. 149.

Sunt forme de talie mică cu cochilia din 6 ture de spiră. Ultimul tur de spiră convex, formează mai mult de 1/3 din înălțimea întregii cochilii. Ornamentația constă din coaste transversale numeroase rotunjite separate de intervale egale, și coaste fine, spirale vizibile la microscop. Coastele spirale dispar spre centrul turelor de spiră. În apropierea suturii se observă o coastă spirală iar coastele transversale iau aspect de noduri pe această porțiune. Se aseamănă cu exemplarele figurate de HÖRNES.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Bulia (Dorsanum) baccata (BASTEROT)

Pl. XIV, fig. 7, 8

1928 *Cyllene (Cyllenina) baccata* A. PEYROT — pl. IV, f. 21 — 23, p. 173

Cochilile sunt prost conservate. Primele ture de spiră sunt convexe, înalte, iar ultimul tur de spiră formează jumătate din înălțimea totală a cochiliei.

Ornamentația cochiliei constă din două siruri de noduri spirale. Primul sir sub linia suturală, este format din noduri mici, al doilea sir

de noduri sunt mult mai puternice, iar între ele se află o regiune depresionară. Se observă de asemenea coaste fine spirale. Apertura este ovală-alungită, iar canalul sifonal larg și scurt.

Răspindire: în bazinul Aquitaniei se găsește în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruș, Coasta cea Mare și P. Sălătruc.

Bulia (Dorsanum) ancillariaeformis (GRATELOUP)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 6

1856 *Buccimum miocenicum* (MICH.) — HÖRNES — pl. 12, fig. 21.

1882 *Cyllenina ancillariaeformis* (GRAT.) — BELLADRI — pl. X, fig. 17, pag. 162.

1911 *Cyllene ancillariaeformis* (GRAT.) — FRIEDBERG — pag. 106

Cochilia este ovală, cu unghiul apical ascuțit, formată din 6 ture de spiră. Ultimul tur de spiră formează o jumătate din înălțimea cochiliei. Prezintă 10 noduri pe ultimul tur, care se prelungesc cu coaste transversale rotunjite; ele dispar spre baza cochiliei, unde se observă cîteva coaste spirale fine.

Nodurile sunt mai puternice la această formă, în comparație cu *Bulia (Dorsanum) baccata* (BAST.).

Răspindire: În bazinul Vienei a fost întîlnită în Burdigalian și Helvetian, iar în Italia și Polonia în Tortonian.

Ficus conditus (BRONGNART)

Pl. XV, fig. 4, 5

1960 *Ficus (Fulguroficus) conditus* (BRONG.) — KORUMDJIEVA — pl. XXXVI, fig. 3, pag. 132 (cum. syn.)

Cochilia are coaste transversale întretăiate de coaste spirale mai puternice, formând o rețea cu ochiuri dreptunghiulare. Datorită acestui caracter am atribuit exemplarele noastre acestei specii.

Răspindire: În Aquitanian și Burdigalian este citată în Franța de SW, în Helvetian în Italia, Austria și Turcia, iar în Tortonian în Austria.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Voluthilites (Athleta) ficulina (LAMARCK)

Pl. XV, fig. 1, 2, 3

1958 *Voluthilites (Athleta) ficulina* (LAM.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XII, fig. 19–20, pl. XIII, fig. 1–2, 15, p. 83.

Prin forma cochiliei și ornamentație corespunde diagnozei acestor specii.

Răspindire: În bazinul Aquitanian se întâlnește în Miocen inferior, în bazinul Vienei în Miocen mediu, în Italia în Helvetian, iar în Turcia în Helvetian și Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.



Terebra (Subula) fuscata (BROCCHI)

Pl. XV, fig. 7

1958 *Terebra (Subula) fuscata* (BROCC.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XX, fig. 15—16,
pag. 125 (cum. syn.)

Răspîndire : Este citată în Miocenul inferior (în bazinul Aquitaniei)
și pînă în Tortonian.

Cuib fosilifer : Coruș.

Terebra neglecta MICHELOTTI

Pl. XV, fig. 6

1955 *Terebra neglecta* (MICH.) — G. MOISESCU — pl. XV, fig. 3,5, pag. 171 (cum. syn.)

Se deosebește de *Terebra basteroti*, datorită faptului că îi lipsesc
coastele spirale fine.

Cuib fosilifer : P. Sălătrue.

Genota ramosa (BASTEROT)

Pl. XV, fig. 8

1962 *Genota ramosa* (BAST.) — KECSEMÉTINÉ KORMENDY A. — pl. X, fig. 20 (cum. syn.)

Răspîndire : În bazinul Aquitanian este citată în Burdigalian, în
Italia în Helvetian, în Polonia în Tortonian și în Ungaria în Miocen mediu

Cuib fosilifer : P. Sălătrue.

Genota cf. proavia BELLARDI

Pl. XVI, fig. 1

1877 *Genota proavia* BELLARDI — pl. III, fig. 1, pag. 84

Raporturi și diferențe : Se distinge de *Genota ramosa* prin unghiuil
apical mai larg, coastele transversale sunt mai numeroase, arcuite spre
stînga și simple.

Prezintă coaste fine spirale evidente și numeroase.

Răspîndire : Este citată în Miocenul inferior din bazinul Piemont.

Cuib fosilifer : Coruș.

Clavatula (Perrona) jouanneti (DES MOULINS)

Pl. XVI, fig. 2

1958 *Clavatula (Perrona) jouanneti* L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XV, fig. 15—17,
pag. 100 (cum. syn.)

Răspîndire : În bazinul Aquitaniei se întîlnesc din Aquitanian
pînă în Helvetian; în Italia, Austria, Polonia și Turcia în Tortonian.

Cuib fosilifer : P. Sălătrue.



Actaeon semistriatus (FÉRUSSAC)

Pl. XVI, fig. 5

1962 *Actaeon semistriartus* (FÉRUSSAC) — KECSEKEMÉTINÉ KORMENDI A. — pl. XI,
fig. 5 (cum. syn.)

Această specie are spre baza cochiliei 9 coaste fine spirale.

Răspîndire : În Franța de SW este citat în Burdigalian, în Italia din Helvetian pînă în Pliocen, iar în Ungaria în Miocen mediu.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Actaeon punctulatus (FÉRUSSAC)

Pl. XVI, fig. 3

1897 *Actaeon punctulatus* (FER) — SACCO — p. III, fig. 12, 15, pag. 32.

Raporturi și diferențe : Se deosebește de *Actaeon semistriatus* prin prezența pe ultimul tur, în afara celor 11 costule spirale spre baza cochiliei și 2 lîngă linia de sutură. În plus se observă la microscop, o colorație cromatică sub formă de pete, și coaste transversale rotunjite.

Răspîndire : Este citat în Italia în Helvetian și Tortonian și în Franța de SW în Burdigalian.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Actaeon tornatilis (LINNÉ)

Pl. XVI, fig. 4

1856 *Actaeon tornatilis* (LINNÉ) — HÖRNES — pl. 46, fig. 24

1897 *Actaeon tornatilis* (L.) SACCO — p. III, fig. 3, 6, pag. 31

1932 *Actaeon tornatilis* (L.) A. PEYROT — pl. XI, fig. 33—35, pag. 318.

Prezintă pe suprafața cochiliei dungi cromatice, caracter care îl deosebește de celelalte specii.

Răspîndire : în Miocen.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.

Ringicula auriculata auriculata MENARD

Pl. XVI, fig. 8, 10

1955 *Ringicula auriculata* MENARD — G. MOISESCU — pl. XV, fig. 8, 9, pag. 175

Exemplarele noastre corespund între totul diagnozei acestei specii.

Răspîndire : din Burdigalian pînă în Pliocen.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc și Coruș.

Ringicula auriculata longominor SACCO

Pl. XVI, fig. 6—7

1897 *Ringiculella auriculata* var. *longominor* — SACCO — pl. I, fig. 16

Raporturi și diferențe : diferă de *Ringicula auriculata auriculata*, datorită faptului că are unghiul apical mai îngust, iar cochilia este mai înaltă.

Răspîndire : SACCO citează această formă în Helvetianul din Italia.

Cuib fosilifer : P. Sălătruc.



Oliva (Neocylindricus) dufresnei BASTEROT

Pl. XVI, fig. 9

1882 *Porphyria Dufresnei* (BAST.) — BELLARDI — pl. 12, fig. 261929 *Oliva (Neocylindricus) dufresnei* (BAST.) — A. PEYROT — pl. XI, fig. 45, 49, p. 376

Prezintă spira mică, ultimul tur lung și cu o ușoară îngustare spre bază. Testul neted, se observă doar striurile de creștere.

Răspîndire: În Franța de SW se întâlnește în Burdigalian și Helvetician, iar în Italia în Helvetian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Dentalium sexangulum SCHRÖTER

Pl. XVI, fig. 11

1958 *Dentalium sexangulum* SCHRÖT. — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XXI,
fig. 18—21, pag. 132.

Această specie prezintă 12 coaste principale rotunjite.

Răspîndire: Din Miocen pînă în Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Dentalium novemcostatum LAMARCK

Pl. XVI, fig. 13

Antale novemcostatum (LAM.) — SACCO (1872—1904), pag. 103—104

Raporturi și diferențe: Se aseamănă foarte mult cu

Dentalium sexangulum, prezintă însă un număr de 11 — 13 coaste, caracter care îl deosebește de acesta.

Cuib fosilifer: Coruș, P. Sălătruc.

Dentalium (Antale) vitreum SCHRÖTER

Pl. XVI, fig. 12

1960 *Dentalium (Antale) vitreum* SCHRÖT. — KOJUMDJIEVA — pl. LII, fig. 18, pag. 225

Suprafața testului la această specie este netedă și subareuată.

Răspîndire: În Miocen.

Cuib fosilifer: Coruș.

Primit: ianuarie 1964.

BIBLIOGRAFIE

- BALDI T., KECSEKEMÉTI T., NYIRO M. R., DROGER C. (1961). Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). *Ann. hist. — natur. Musei Nationalis Hungarici*.
- BELLARDI I. (1877—1882). Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte II. Parte III. Roma.
- BOGSCH L. (1962). Einige prinzipielle und praktische Fragen der erdgeschichtlichen Grenzen auf Grund der egerer Fauna. *Ann. Univ. Scientarium*. Tom V. Budapest.
- COSSMANN M., A. PEYROT (1909—1926). Conchiliologie néogénique de l'Aquitaine. *Actes de la société linnéenne de Bordeaux*.



- COSTEA I., BALTES N. (1962). Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor Ed. Tehn, Bucureşti.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1956). A Szobi és Letkési puhatestű Fauna. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* vol XLV. Budapest.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1962). Das Problem des „Chatt“ — Aquitans in wissenschaftsgeschichtlicher Beleuchtung. *Ann. Hist. Natur. Musei Nationalis Hungarici*.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1960). Pectinidés du néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. *Mém. de la société géologique de France*. Tom XXXIX, fasc. 15—18, pl. XXXVIII—LXXII; *Mém. nr. 92*, p. 1—58, pl. I—XXXV. Paris.
- CTYROKY P. (1960). Fauna svrchniho burdigalu z winterbergu u Šalice na zapadnim Slovensku. Bratislava.
- CTYROKY O. (1960). Fauna litoralnich sedimentu spodniu burdigalu z okoli povazske Bystrice. Bratislava.
- CTYROKY O. (1961). Fauna Spodnoburdigalskych slepencu z okoli Chropova na zapadnim Slovensku. *Casopis pro mineralogii a geologii* e, 1. ročník.
- DRAGHINDA I. (1961). Contribuții la cunoașterea condițiilor sedimentare în Bazinul Petroșani (Carpații Meridionali). *Asoc. geol. Carpato-Balcanică congr. V. 4—19 sept. Comunicații Științifice Secția II stratigrafie* vol. III/1. București (1963).
- DOLLFUS G. F., DAUTZENBERG PH., Conchyliologie du Miocén moyen du Bassin de la Loire. *Mém. de la Soc. Géol. de France*. 1902—1920.t. XXVII.
- ERÜNAL — ERENTÜZ L. (1958). Mollusques du Néogène des Bassins de Karaman Adana et Hatay (Turquie). Ankara, Seria C nr. 4.
- FRIEDBERG W., MIECZAKI. Miocenskie ziem Polskich. Mollusca miocenica Poloniae, Gasteropoda, 1911—1928 t. I. Lamellibranchiata, 1934—1936, t. II.
- FLOREI N. (1961). Contribuții la cunoașterea faunei miocene de la Zorlențul Mare (Banat). *Studii și cercet. de geologie*, 4, tom VI.
- GLIBERT M. (1957). Pélécytopodes et Gastéropodes du Rupélien supérieur et du Chattien de la Belgique. *Inst. Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Mém. nr. 137* Bruxelles.
- HÖRNES R. Die fossilen Molusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt in Wien 1856—1870*, t. II și IV.
- KOCH A. (1900). Die Tertiärbildung des Beckens der siebenbürgischen Landestheile II. Neogene Abtheilung-Budapest.
- KOROBKOV I. (1951). A. Molliuski srednego miočena Marmarošskoi vpadiň Zakarpatia. Leningrad.
- KOROBKOV I. (1954). Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinim molliuskom. Leningrad.
- KOIUMDJIEVA E. M., B. STRASIMIROV (1960). Fosilite na Bulgaria VII. Torton. Sofia.
- KECSKEMETINÉ KORMENDY A. (1962). Új Molluszka-fajok a várpalotai Középsömiocénból I. Gasteropoda. *Bul. de la Société géologique de Hongrie*, Budapest.
- MERKLIN R., L. NEVESKAIA (1955). Apredelitel v. dvustvorciti molliuskoj miočena Turkmenii i zapadnovo Kazahstana. Moscova.
- MERKLIN R. (1962). Gorizonti srednei verhneoligočenovih otlojenii iuga SSSR. *Dokladi Akademii nauk SSSR*.
- MOISESCU G. (1955). Stratigrafia și fauna de moluște din depozitele tortoniene și sarmatiene din reg. Buituri-R. P. R. Ed. Acad. R. P. R.
- MÉSZÁROS N. (1959). Cirenele din stratele de Cetate de la Cluj. *Studia Univ. Babeș-Bolyai Seria II* Cluj.
- MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR., MOTAS I. C. (1960). Studiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiarului în R. P. R. *St. și cercet. de geol.*, 2, tom. V.

- NITUŁESCU O. (1936). Contribuții la cunoașterea faunei burdigaliene din Coasta cea Mare lingă Cluj. Cluj.
- PAUCA M. (1932). Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XVII.
- POPA ELENA (1960). Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu Pecteni în Stratul de Cornu din Valea Mare. *Studii și cercet. de geol.* 2, tom V.
- POP EMIL (1957). Studiu geologic al bazinului Mehadiei. *An. Com. geol.* vol. XXX. București.
- POP EMIL (1962). Cercetări geologice în partea de est a Bazinului Petroșeni. *Lucr. Inst. de Mine-Petroșeni.*
- RÄILEANU GR. (1952). Cercetări geologice în regiunea Cluj, Apahida, Sic. D. S. Com. Geol. București, vol XXXIX
- RÄILEANU GR. (1955). Burdigalianul de pe pîrul Sălătruc și considerații generale asupra bazinului Petroșeni. *Rev. Univ. „C. I. Parhon” și a Politehnicii. București*, nr. 6,7. București.
- RÄILEANU GR., PATRALIUS D., MÄRGÄRIT E., CHIVU M., DRAGU V. (1960). Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania și Bazinul Petroșeni. *Studii și cercet. de geol.* 2, tom V,
- ROGER I. (1939). Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. Conclusions générales sur la répartitions géographique et stratigraphique des Pectinidés du tertiaire récent. *Mém. sociét. géologique de France. Mén.* 40. Paris.
- SACCO J. (1872–1904). Molluschi dei terreni tertiari del Piemonte e della Liguria Roma.
- SAULEA E., BĂRBULESCU A. (1957). Contribuții la cunoașterea Miocenului din reg. Ticău Iadara (Bazinul Baia Mare). *Ann. Univ. C. I. Parhon*, București 15.
- SCHAFFER F. (1910). Das Miocän von Faggenburg. Die Fauna der ersten Mediteranstufe des Wiener Beckens und die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Manhertsberges in Niederösterreich. Wien.
- SENEŞ J. (1958). Pectunculus Sande und egerer Faunentypus im Tertiär bei Kovačov im Karpatenbecken. Bratislava.
- SIEBER R. (1955). Systematische Übersicht der jungtertiären Bivalven des Wiener Beckens. *Ann. des Naturhistorischen Museum in Wien.* Wien.
- SIEBER R. (1958). Systematische Übersicht der Jungtertiären Gastropoden des Wiener Berkens.
- SOKOLOV M. I. (1933). Rukovodiascie iskopaemie neftenosmih raionov krimsko-kavkazkoi oblasti. Tirenkaia terrasa. Moscova.
- STRAUSZ L. (1954). Series Palaeontologica Geologica Hungarica. Fasc. 25 Budapest.
- ȘURARU N. (1958). Contribuții la cunoașterea macrofaunei stratelor de Hida. *Studia Univ. Victor Babeș et Bolyai*, t. III.
- TUDOR M. (1955). Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintre Jiu și Olteț. Ed. Acad. RPR.
- VOICU GH. (1954). Cercetări geologice și micropaleontologice în bazinile Bahna și Petroșeni D. S. Com-Geol. vol. XXXVIII, București.



Răspândirea stratigrafică și geografică a faunei

Denumirea	Răspândire			Oligocen			Aquitanian	
	1	2 Coruș	3 P. Sălătruc	4 Italia	5 B. Petroseni	6 B. Transilvaniei	7 SW. Franței	8 Ungaria
<i>Leda pella elongata</i> ZHIZHCHENCO	+							
<i>Arca (Arca) fichteli</i> DESHAYES	+							
<i>Arca (Arca) fichteli planata</i> SCHAFFER	+							
<i>Arca (Arca) fichteli. elonghatoir</i> SACCO	+	+	+					
<i>Arca (Arca) diluvii</i> LAMARCK		+	+					
<i>Arca (Arca) diluvii pertransversa</i> SACCO	+	+	+					
<i>Glycymeris fichteli</i> (DESHAYES)	+			+				
<i>Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi</i> (MAYER)	+	+	+					
<i>Modiolus (Modiolus) exbrocchi</i> SACCO		+						
<i>Mytilus haidingeri</i> HÖRNES		+	+				+	
<i>Pinna (Atrina) pectinata vindabonensis</i> SACCO		+	+					
<i>Flabellipecten cf. solarium</i> (LAMARCK)	+							
<i>Chlamys scabrella</i> (LAMARCK)		+	+					
<i>Chlamys gigas</i> (SCHLOTHEIM)	+	+	+					
<i>Ostrea (Ostrea) frondosa</i> SERRES	+							
<i>Ostrea (Ostrea) digitalina</i> DUBOIS	+							
<i>Saxolucina (Plastomiltha) multillamellata</i> (DESHAYES)		+	+					
<i>Taras rotundatus</i> (MONTAGU)	+							
<i>Divaricella (Lucinella) ornata</i> (AGASSIZ)	+							
<i>Laevicardium kückecki</i> (HAUER)	+	+	+					
<i>Cardium (Ringicardium) cf. hians</i> BROCCHI	+							
<i>Cardium (Cerastoderma) edule commune</i> MAYER	+	+						
<i>Pitaria (Callista) erycinoides</i> (LAMARCK)	+	+						
<i>Meretrix gigas</i> (LAMARCK)	+	+						
<i>Venus (Ventricola) multilamella</i> (LAMARCK)	+	+						



burdigaliene de la Coruș și P. Sălătruc

TABEL

Burdigalian															Helvețian					Tortonian																						
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	9	SV. Franței	16	SW. Franței	17	Bazinul Vienei	18	U.R.S.S.	19	Turcia	20	Bazinul Vienei	21	Italia	22	Bazinul Vienei	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	10	Baz. Vienei (extraalpin)	17	Bazinul Vienei	18	Ungaria	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.		
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	11	intraalpin	18	Ungaria	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.				
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	12	Ungaria	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.						
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	13	Asia	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.						
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	14	Italia	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.						
+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	15	U.R.S.S.	19	Italia	20	Turcia	21	Bazinul Vienei	22	Italia	23	Ungaria	24	Bulgaria	25	Polonia	26	U.R.S.S.	27	Turcia	28	Buituri.						



Denumirea	Răspândire		Oligocen			Aquitanian	
	Corus	P. Sălătruc	B. Petroșeni	Italia	B. Transilvaniei	SW. Franței	Ungaria
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Mactro (Eomactra) basterotii</i> MAYER	+						
<i>Solecurtus (Solecurtus) basterotii</i> DES (MOULINS)	+	+					+
<i>Solecurtus (Zozia) antiquatus vidobonensis</i> MEZNERICS	+	+					
<i>Tellina (Moerella) donacina</i> LINNÉ							
<i>Tellina serrata tauroprotensa</i> SACCO			+				+
<i>Angulus (Peroniidia) bipartitus</i> (BASTEROT)			+				+
<i>Angulus (Peroniidia) nitidus</i> (POLI)			+				+
<i>Angulus (Peroniidia) planatus</i> (LINNÉ)	+	+					
<i>Tellina cf. incarnata</i> LINNÉ	+	+					+
<i>Capsa launosa</i> (CHEMNITZ)							
<i>Capsa lacunosa tumida</i> (BROCCHE)			+	+			+
<i>Panopea menardi</i> (DESHAYES)	+	+					
<i>Corbula (varicorbula) gibba</i> (OLIVI)			+				+
<i>Corbula (Corbula) basterotii</i> HÖRNES	+	+					+
<i>Pholas</i> sp.	+						
<i>Pholadomya alpina rectidorsata</i> HÖRNES			+				
<i>Calyptrea</i> sp.							
<i>Calyptrea chinensis</i> (LINNÉ)	+						
<i>Natica (Lunatia) catena helicina</i> BROCCHE			+				
<i>Natica millepunctata</i> LAMARCK	+	+					+
<i>Polinices (Neverita) alla</i> (DE SERRES)							
<i>Sinum aquensis</i> (RECLUZ)							+
<i>Diloma (Oxystele) orientalis</i> (COSSMANN ET PEYROT)	+						+
<i>Pyramidella (Pyramidella) plicosa</i> BRONN	+						+
<i>Turitella (Haustator) vermicularis</i> (BROCCHE)	+	+					+
<i>Pirenella plicata</i> (BRUGUIÈRE)	+	+					+

(continuare)

Denumirea	Răspindire			Oligocen			Aquitanian	
	1	2 Coruș	3 P. Sălătruc	4 Italia	5 B. Transilvaniei	6 B. Petroșeni	7 SW. Franței	8 Ungaria
<i>Tympanotonus (Tympanotonus) margaritaceum</i> (BROCHI)			+		+	+		
<i>Euthriofusus burdigalensis</i> (BASTEROT)			+					
<i>Tudicla rusticula</i> (BASTEROT)		+	+					
<i>Typhis (Typhis) horridus</i> (BROCHI)		+						
<i>Hinia (Uzita) turbinella</i> (BROCHI)								
<i>Bulia (Dorsanum) baccata</i> (BASTEROT)		+	+					
<i>Bulia (Dorsanum) ancilbariaeformis</i> (GRATELOUP)			+					
<i>Ficus conditus</i> (BRONGNART)	+		+	+				
<i>Volutillithes (Athleta) ficulina</i> (LAMARCK)	+	+					+	
<i>Terebra (Subula) fuscata</i> (BROCHI)	+							+
<i>Terebra neglecta</i> (MICHELOTTI)								
<i>Genotia ramosa</i> (BASTEROT)			+					
<i>Genota cf. proavia</i> BELLARDI	+		+					
<i>Clavatula (Perrona) jouanneti</i> (DES MOULINS)								
<i>Actaeon punctulatus</i> (FÉRUSSAC)				+			+	
<i>Actaeon semistriatus</i> (FÉRUSSAC)				+				
<i>Actaeon tornatilis</i> (LINNÉ)			+					
<i>Ringicula auriculata auriculata</i> MENARD	+		+					
<i>Ringicula auriculata longominir</i> SACCO			+					
<i>Oliva (Neocylindricus) dufresnei</i> BASTEROT	+		+					
<i>Dentalium sexangulum</i> SCHRÖTER	+							
<i>Dentalium novemcostatum</i> LAMARCK	+	+						
<i>Dentalium (Antale) vitreum</i> SCHRÖTER	+	+						



(continuare)



Institutul Geologic al României

PLANŞA I



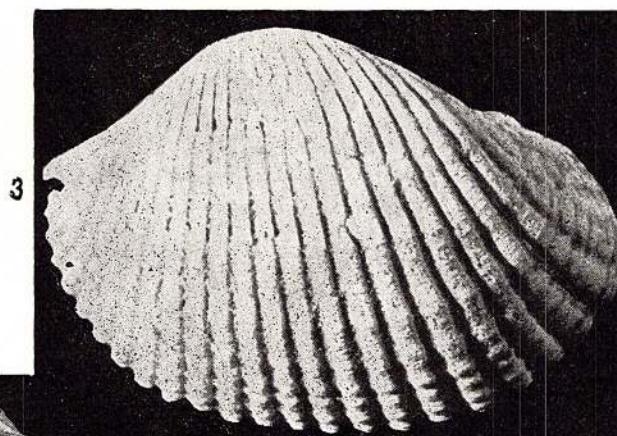
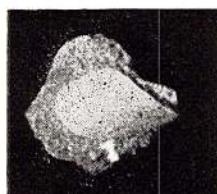
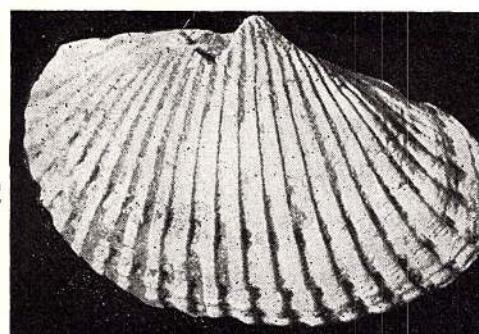
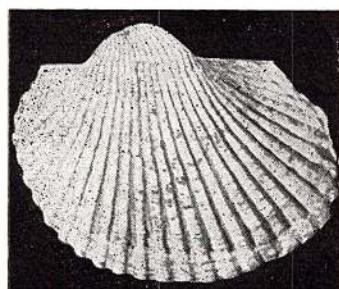
Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1, 5. — *Arca (Area) diluvii* LAMARCK X 1, 5 (P. Sălătruc)
„ 2. — *Arca (Area) fichteli planata* SCHAFFER XI, 5 (Coruș)
„ 3, 7. — *Arca (Arca) fichteli* DESHAYES X 1, 5 (Coruș)
„ 4, 6. — *Leda pella elongata* ZHIZHCEENKO X 2 (Coruș)



Institutul Geologic al României



PLANŞA II

Geologia și hidrogeologia bazinului hidrografic râului Tazlău și a râului Cerna
în cadrul Proiectului de cercetare și dezvoltare a resurselor naturale
a județului Hunedoara în perioada 1981-1984



Institutul Geologic al României

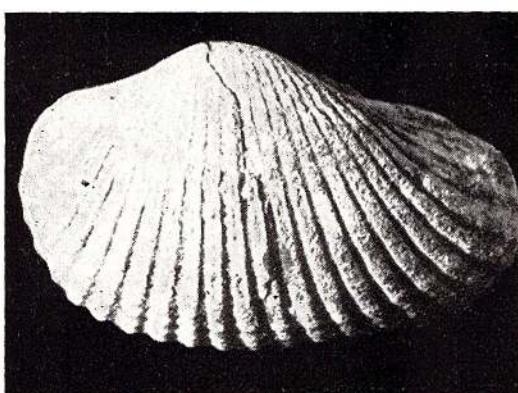
PLANŞA II

Fig. 1. — a, b, c, *Arca (Area) fichteli elongatior* SACCO 1. a = X 1, 5 (Coruș)
1 b X ; 1c — x 1, 5 (P. Sălătruc)

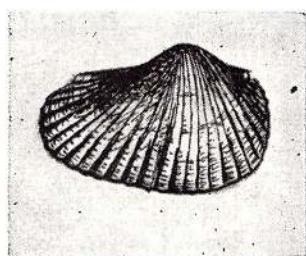
Fig. 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES) X 1, 5 (Coruș)



Institutul Geologic al României



1a



1b



1c

2



Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.



Institutul Geologic al României

PLANŞA III



Institutul Geologic al României

PLANŞA III

Fig. 1, 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES)
fig. 1 ... 1, 5 (Coruș)
fig. 2 ... 1, 5 (P. Sălătruc).



Institutul Geologic al României



1



2

PLANŞA IV

Planşa IV - Hartă geologică a judecătării de la Valea Oltului și Valea Târnavei Mici, cu legenda și descrierea unităților geologice.



Institutul Geologic al României

PLANŞA IV

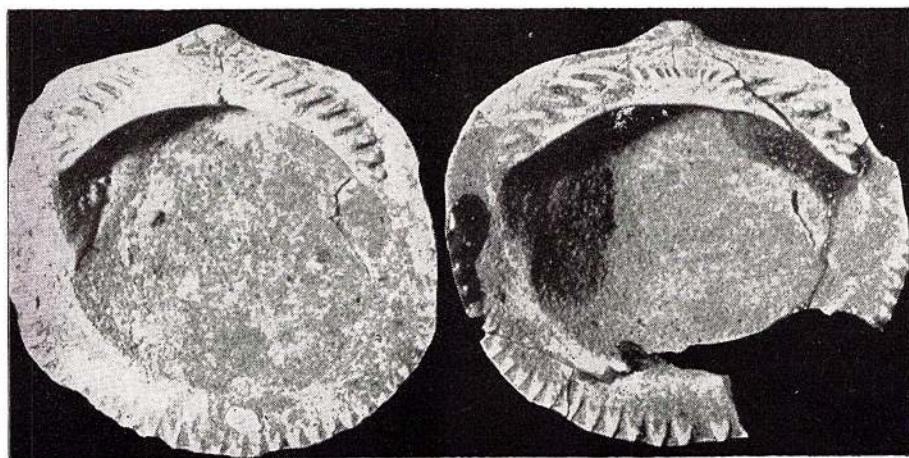
Fig. 1, 3. — *Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi* (MAYER) X 1, 5 (Coruș).
Fig. 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES) X 1, 5 (Coruș).



Institutul Geologic al României



1



3

2

Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.

PLANŞA V



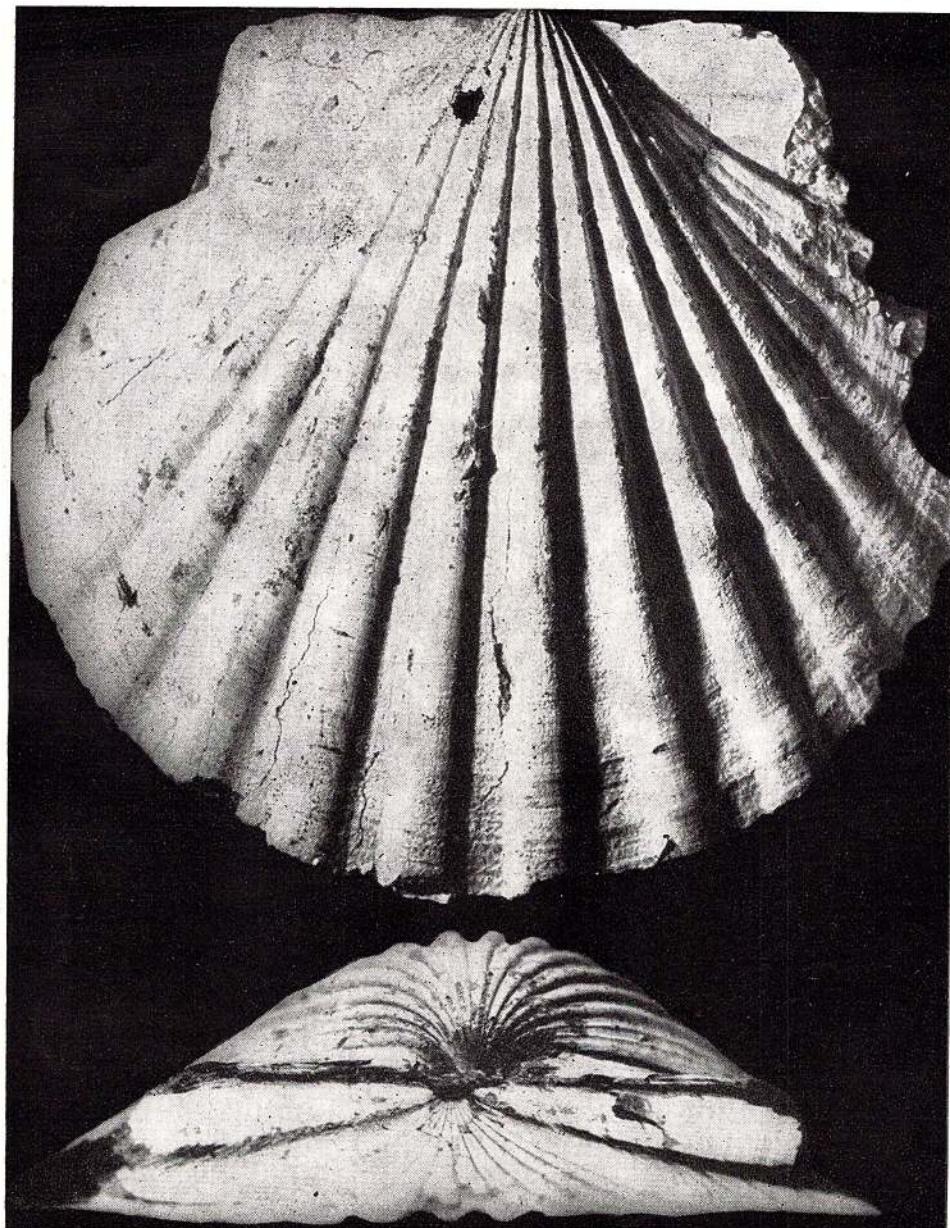
Institutul Geologic al României

PLANŞA V

Fig. 1, 2. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) mărime naturală (Coruș).
fig. 1. valva dr.
fig. 2. Privit spre umbone.



Institutul Geologic al României



PLANŞA VI



Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

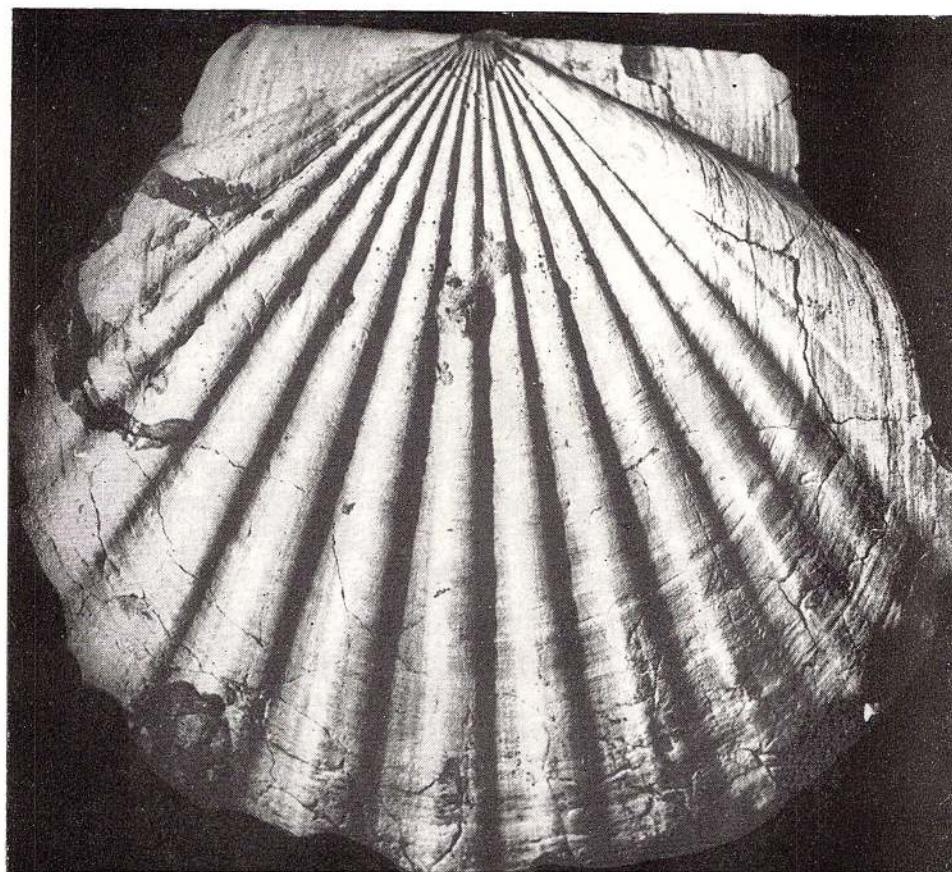
Fig. 1. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHÈIM) 1, 5 v. dr. (Coruș).

Fig. 2. — *Chlamys scabrella* (LAMARCK) X 1, 5 dr. (P. Sălătruc).

Fig. 3. — *Angulus (Peronidia) planatus* (LINNÉ) mărime naturală (P. Sălătruc).



Institutul Geologic al României



1



2



3

PLANŞA VII

Planşa VII este o hartă geologică a județului Hunedoara, care prezintă o secțiune transversală a județului. Harta arată următoarele elemente principale:
- Harta județului Hunedoara, cu limitele săi și numele localităților.
- Secțiunea transversală, care trece prin orașele Deva, Hunedoara și Sebeș.
- Culoarea roșie în partea de sud a secțiunii, indicând zonă de vulcanism.
- Culoarea verde în partea de nord, indicând zonă de depozitele de uran.
- Linii de creastă și linii de valoare.
- Indicații privind stratificarea și tipurile de roci.
- Indicații privind curenții de apă și sursele termale.
- Indicații privind siturile arheologice și monumentele istorice.
- Indicații privind siturile de cercetare geologică și paleontologică.



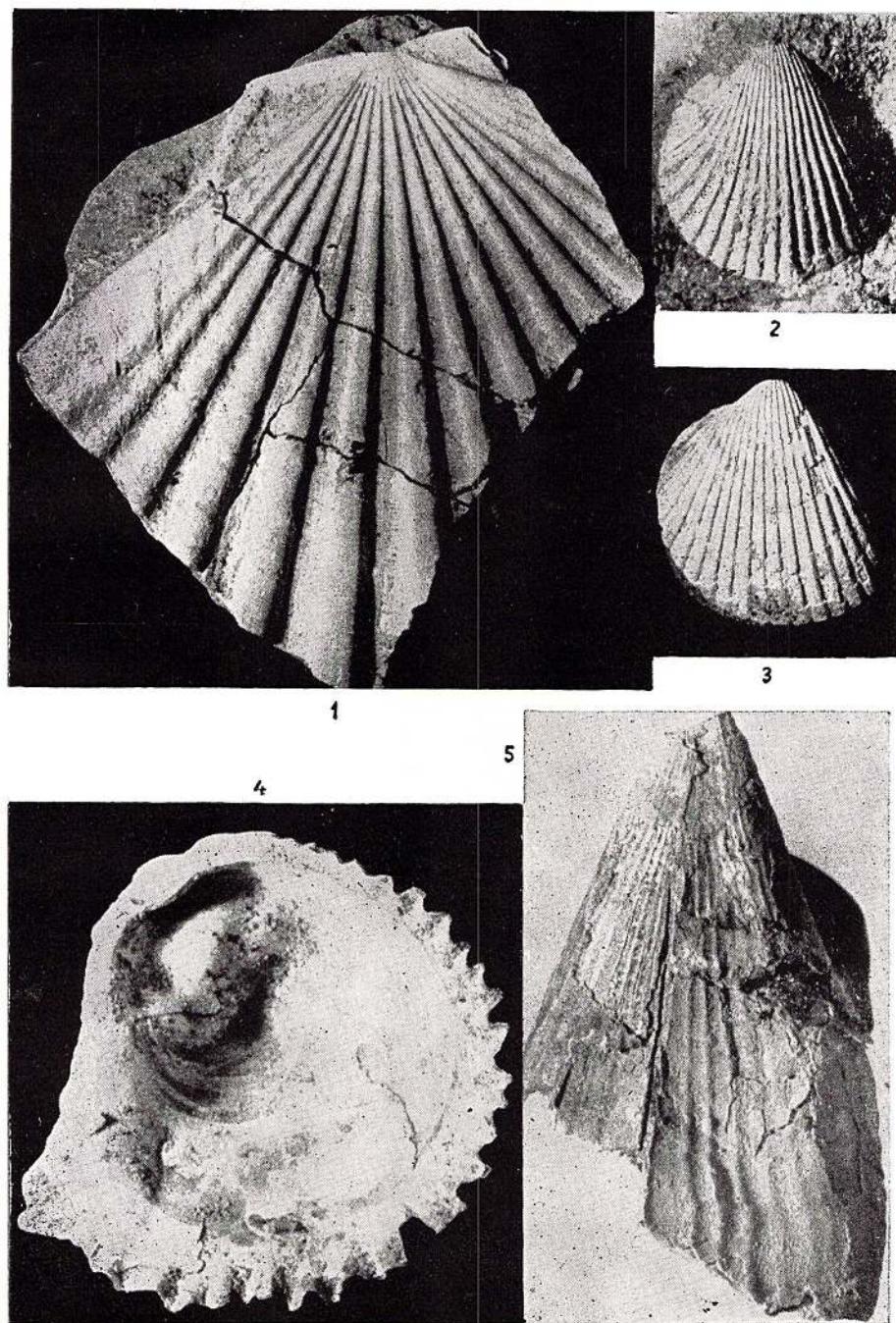
Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

- Fig. 1. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) X 1,5 v. st. (P. Sălătruc).
Fig. 2, 3. — *Cardium (Cerastoderma) edule commune* MAYER X 1,5
fig. 2 Coruș, fig. 3 P. Sălătruc
Fig. 4. — *Ostrea (Ostrea) frondosa* DE SERRES X 1,5 (Coruș)
Fig. 5. — *Pinna (Atrina) pectinata vindobonensis* SACCO
X 1,5 (P. Sălătruc)



Institutul Geologic al României



Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.

PLANŞA VIII



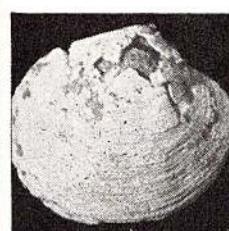
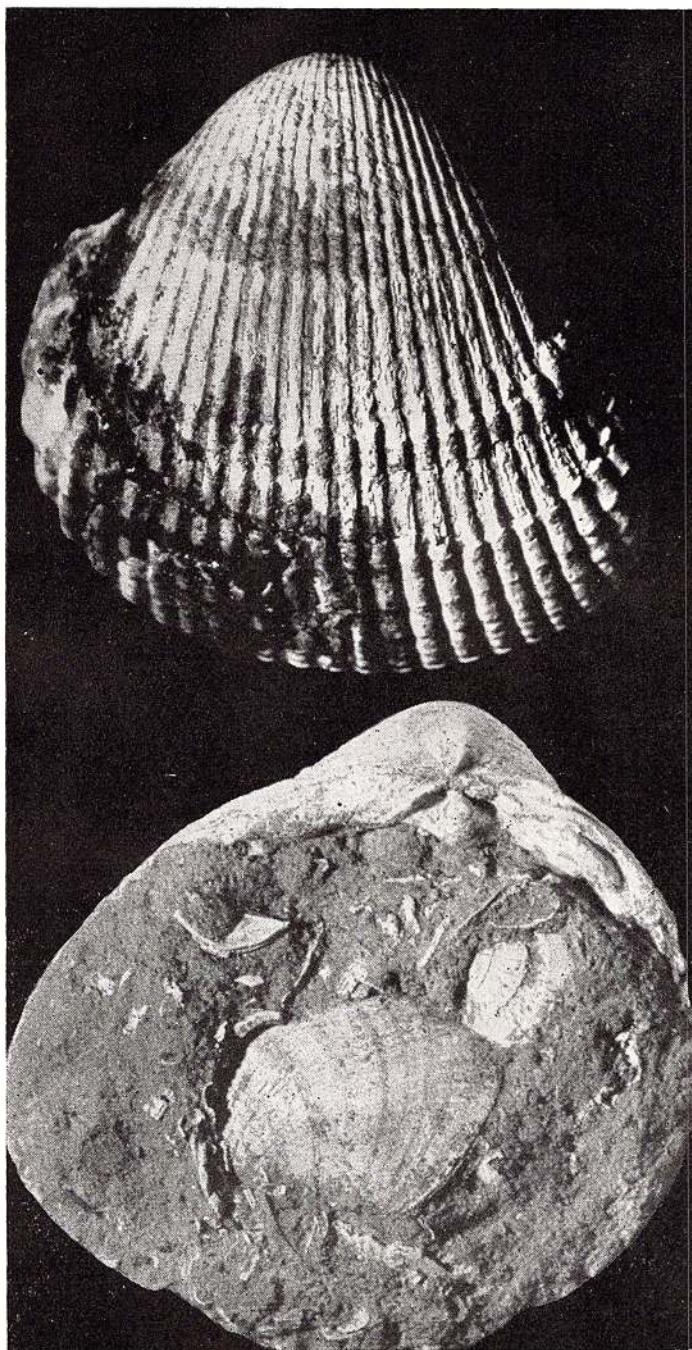
Institutul Geologic al României

PLANŞA VIII

- Fig. 1, 2. — *Laevicardium kückecki* (HAUER) 5 (Coruș) mărime naturală
Fig. 3, 4. — *Divaricella (Lucinella) ornata* (AGASSIZ) X 1,5 (Coruș)
Fig. 5. — *Taras rotundatus* (MONTAGU) X 1,5 (Coruș)



Institutul Geologic al României



PLANŞA IX



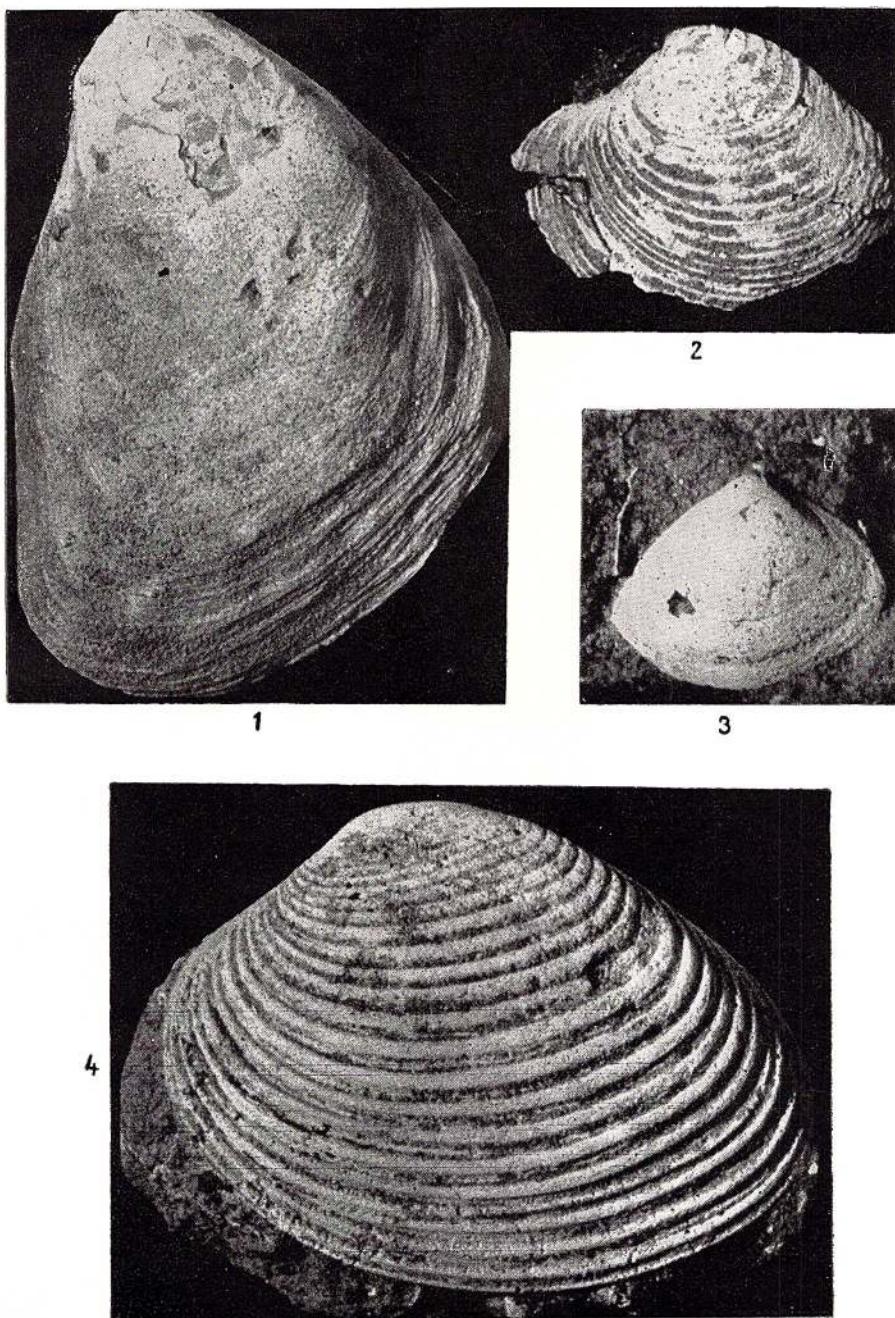
Institutul Geologic al României

PLANŞA IX

- Fig. 1. — *Ostrea (Ostrea) digitalina* DUBOIS X 1, 5 (Coruș)
Fig. 2. — *Venus (Ventricola) multilamella* (LAMARCK) X 2 (Coruș)
Fig. 3. — *Mactra (Eomactra) basteroti* MAYER X 2 (Coruș)
Fig. 4. — *Pitaria (Callista) erycinoides* (LAMARCK) X 1, 5 (Coruș)



Institutul Geologic al României



PLANŞA X



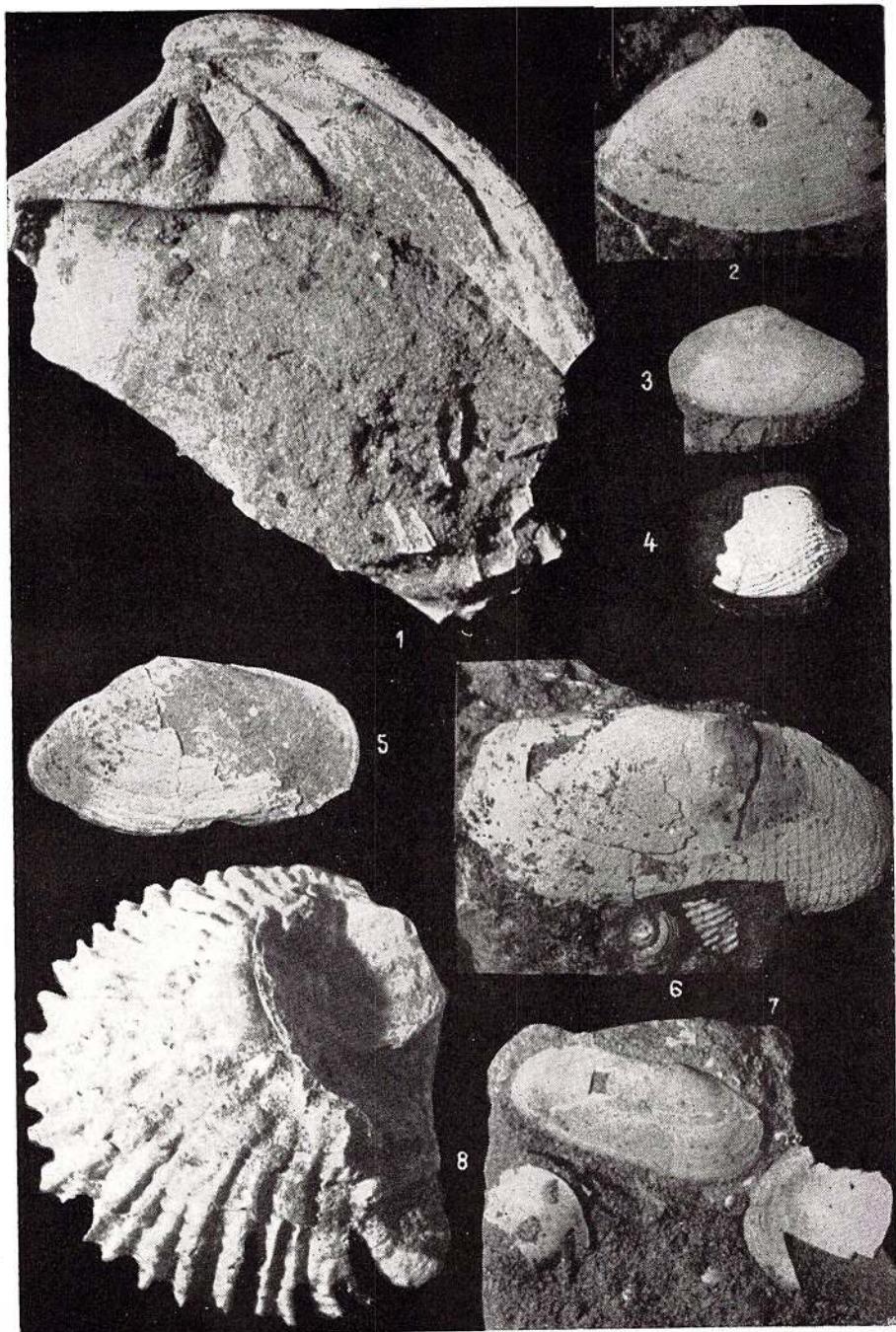
Institutul Geologic al României

PLANŞA X

- Fig. 1. — *Meretrix gigas* (LAMARCK) X 1, 5 (Coruș)
Fig. 2. — *Tellina* cf. *incarnata* LINNÉ X 2 (Coruș)
Fig. 3. — *Angulus (Peroniida)* *bipartitus* (BASTEROT) 2 X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 4. — *Pholas* sp. X (2 (Coruș)
Fig. 5. — *Tellina (Morella)* *donacina* LINNÉ X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 6. — *Solecurtus (Solecurtus)* *basteroti* (DES MOULINS) X 2 (Coruș)
Fig. 7. — *Solecurtus (Zozia)* *antiquatus vindobensis* MEZNERICS 2 (P. Sălătruc)
Fig. 8. — *Ostrea (Ostrea) frondosa* DE SERRES X 1, 5 (Coruș)



Institutul Geologic al României



Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.

PLANŞA XI



Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

- Fig. 1. — Nisip ușor cimentat cu *Solecurtus (Zozia) antiquatus vindobonensis* MEZNERICS
2 X (P. Sălătruc)
- Fig. 2. — Nisip cu *Telina serrata tauroprotensa* SACCO, *Saxolucina (Plastomiltha) multilamellata* (DESHAYES) (formă tînără), *Arca* sp., *Euthriofusus burdigalensis* (BASTEROT) *Bulia (Dorsanum) ancillariaeformis* (GRATELOUP) și *Hinia (Uzita) turbinella* (BROCCHI) X 1,5 P. Sălătruc.



Institutul Geologic al României



1



2

PLANŞA XII

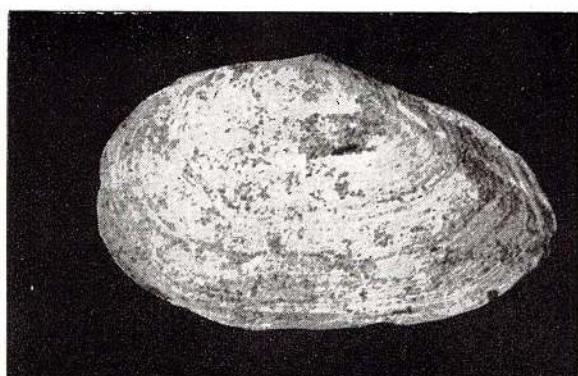


Institutul Geologic al României

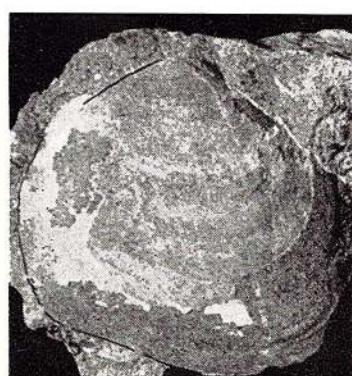
PLANŞA XII

- Fig. 1. — *Angulus (Peroniidia) planatus* (LINNÉ) X 1, 4 (Coruș)
- Fig. 2. — *Capsa lacunosa acunosa* (CHEMNITZ) X 1, 5 (P. Sălătruc)
- Fig. 3. — *Capsa lacunosa tumida* (BROCCHI) X 1, 5 (P. Sălătruc)
- Fig. 4. — *Modiolus (Modiolus) exbrocchi* (SACCO) X 1, 5 (P. Sălătruc)
- Fig. 5. — *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES X 1, 5 (P. Sălătruc)
- Fig. 6. — *Corbula (Corbula) basteroti* HÖRNES X 2 (Coruș)
- Fig. 7. — *Corbula (Varicorbula) gibba* (OLIVI) X 1, 5 (P. Sălătruc)

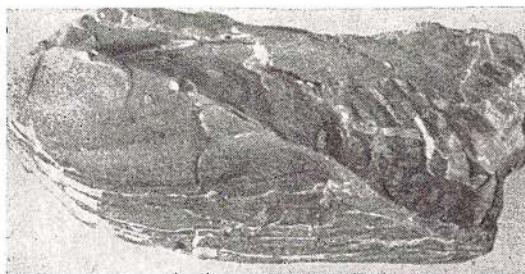




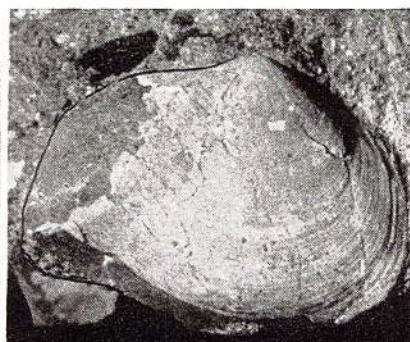
1



2



4



3



6



7



PLANŞA XIII



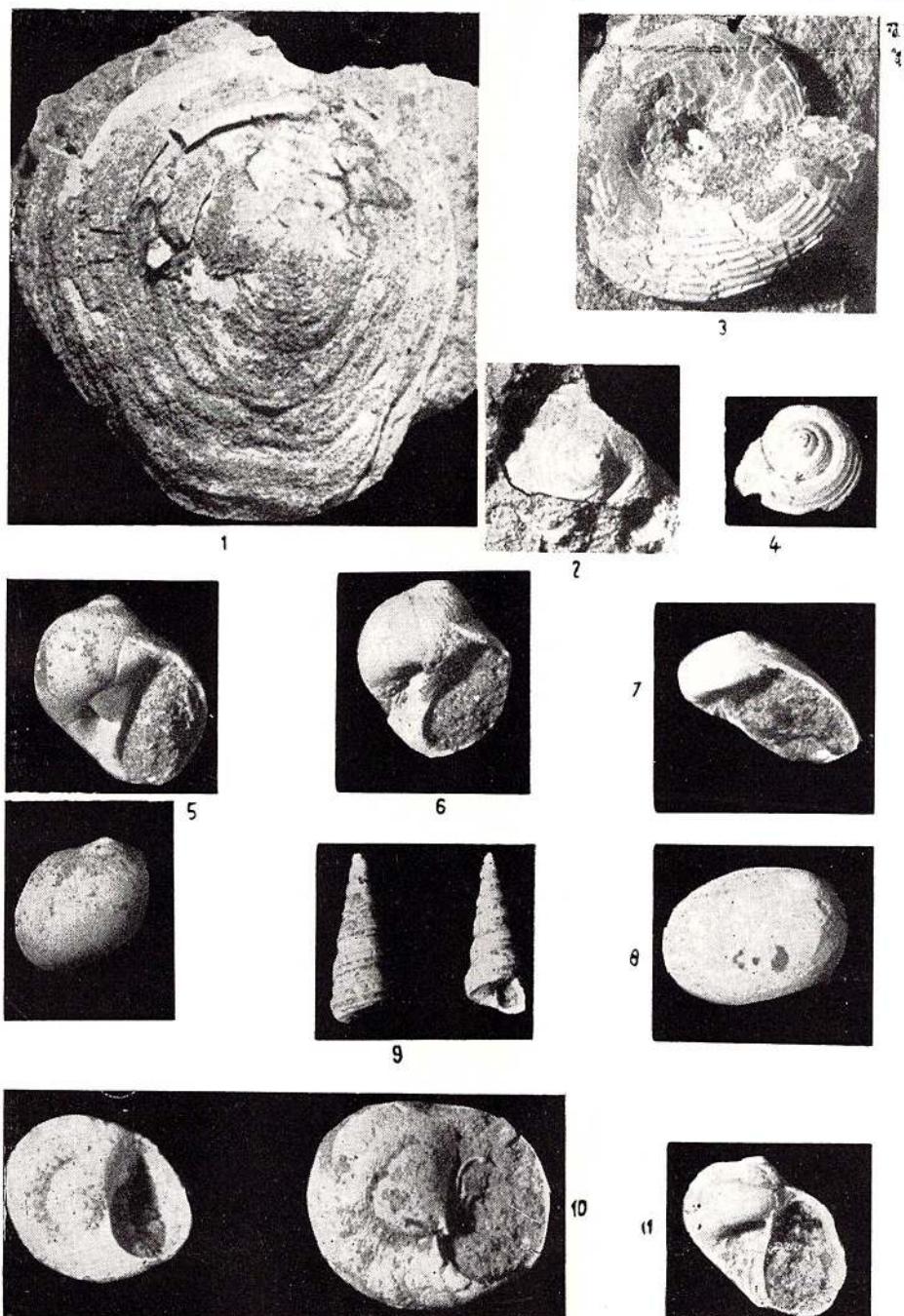
Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

- Fig. 1. — *Calyptrea* sp. X 1,5 (Coruș)
Fig. 2. — *Calystraea chinensis* (LINNÉ) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 3, 4. — *Diloma (Oxystele) orientalis* (COSSMANN ET PEYROT) 1, 5 Fig. 3 — Sălătruc —
Fig. 4 — Coruș
Fig. 5, 6. — *Natica (Lunatia) helicina* BROCCHI X 1, 5; fig. 5 — P. Sălătruc; fig. 6 —
Coruș
Fig. 7, 8. — *Sinum aquensis* (RECLUZ) X 1, 5 (Coruș)
Fig. 9. — *Turritella turris taurolaevis* SACCO SX 1, 5 (Coruș)
Fig. 10. — *Polinices (Neverita)olla* (DE SERRES) X 1, 5 (Coruș)
Fig. 11. — *Natica millepunctata* LAMARCK X 1, 5 (Coruș)



Institutul Geologic al României



PLANŞA XIV

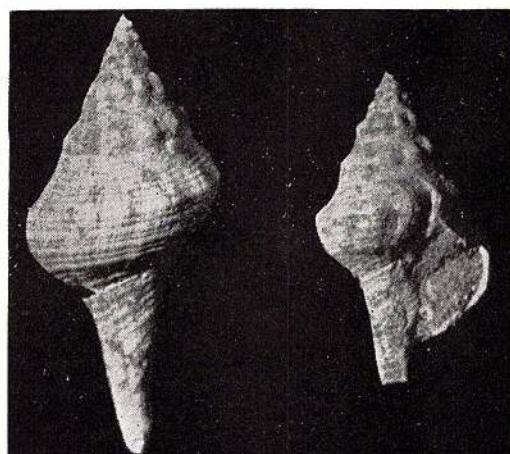


Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

- Fig. 1. — *Euthoriofusus burdigalensis* (BASTEROT) X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 2. — *Tudicla rusticula* (BASTEROT) X 1, 5 (Coruș)
Fig. 3. — *Turritella (Haustator) vermicularis* (BROCCHI) mărime naturală (Coruș).
Fig. 5. — *Turritella (Haustator) vermicularis* (BROCCHI) X 2 (P. Sălătruc).
Fig. 4. — *Turritella turris taurolaevis* SACCO X 1, 5 (Coruș).
Fig. 6. — *Bulia (Dorsanum) ancillariaeformis* (GRATELOUP) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 7, 8 — *Bulia (Dorsanum) baccata* (BASTEROT) X 1, 5.
Fig. 7 — P. Sălătruc; fig. 8 — Coruș.
Fig. 9. — *Hinia (Uzita) turrbinella* (BROCCHI) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 10. — *Pyramidella (Pyramidella) apliceosa* BRONN X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 11. — *Typhis (Typhpis) horridus* (BROCCHI) X 2 (Coruș).

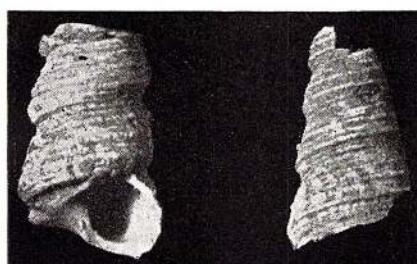




1



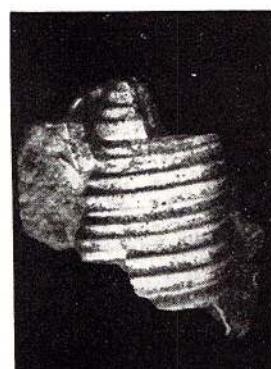
2



5



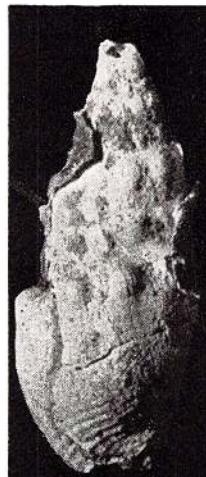
4



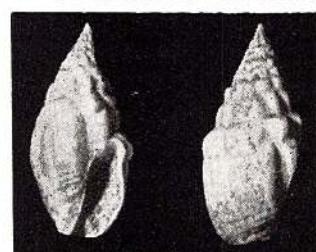
6



7



8



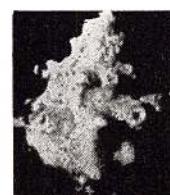
6



9



10



11

PLANŞA XV



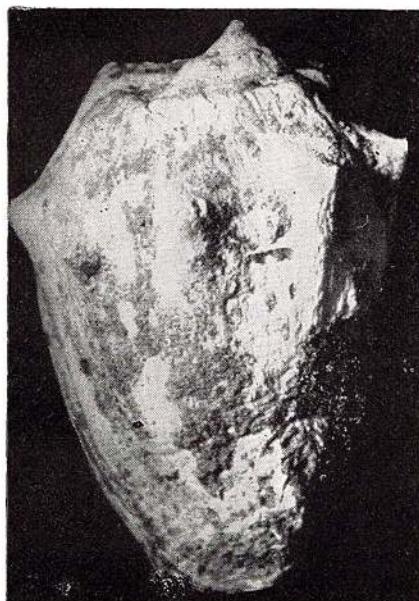
Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

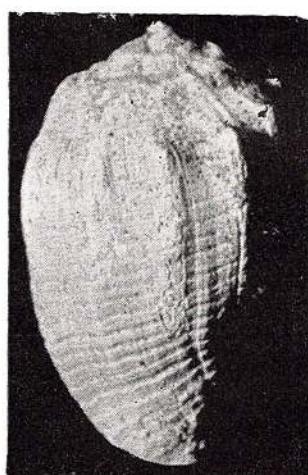
- Fig. 1, 2, 3. — *Voluthilithes (Athleta) ficulina* (LAMARCK) C, 5 (Coruș).
Fig. 1 X 1, 2.
Fig. 4, 5. — *Ficus conditus* (BRONGNART) X 1, 5 (Coruș).
Fig. 6. — *Terebra neglecta* MICHELOTTI X 2 (P. Sälätrue).
Fig. 7. — *Terebra (Subula) fuscata* (BROCCHI) (Coruș).
Fig. 8. — *Genotia ramosa* (BASTEROT) X 2 (P. Sälätrue).
Fig. 9. — *Pyramidella (Pyramidella) plicosa* BRONN X 9 (Coruș).



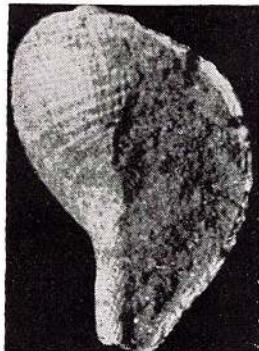
Institutul Geologic al României



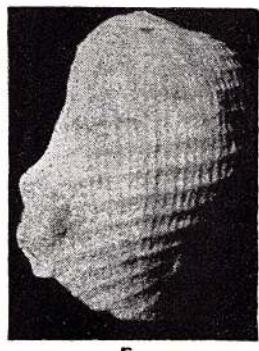
1



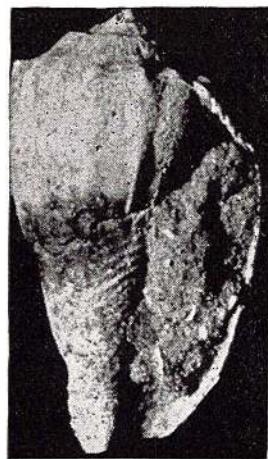
2



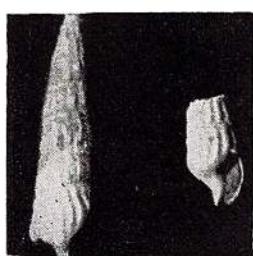
4



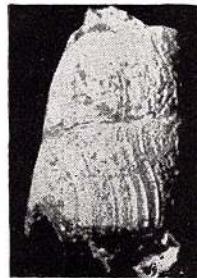
5



3



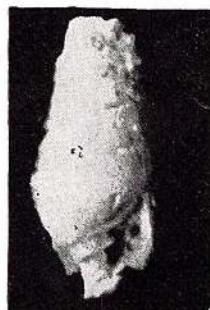
6



7



8



PLANŞA XVI

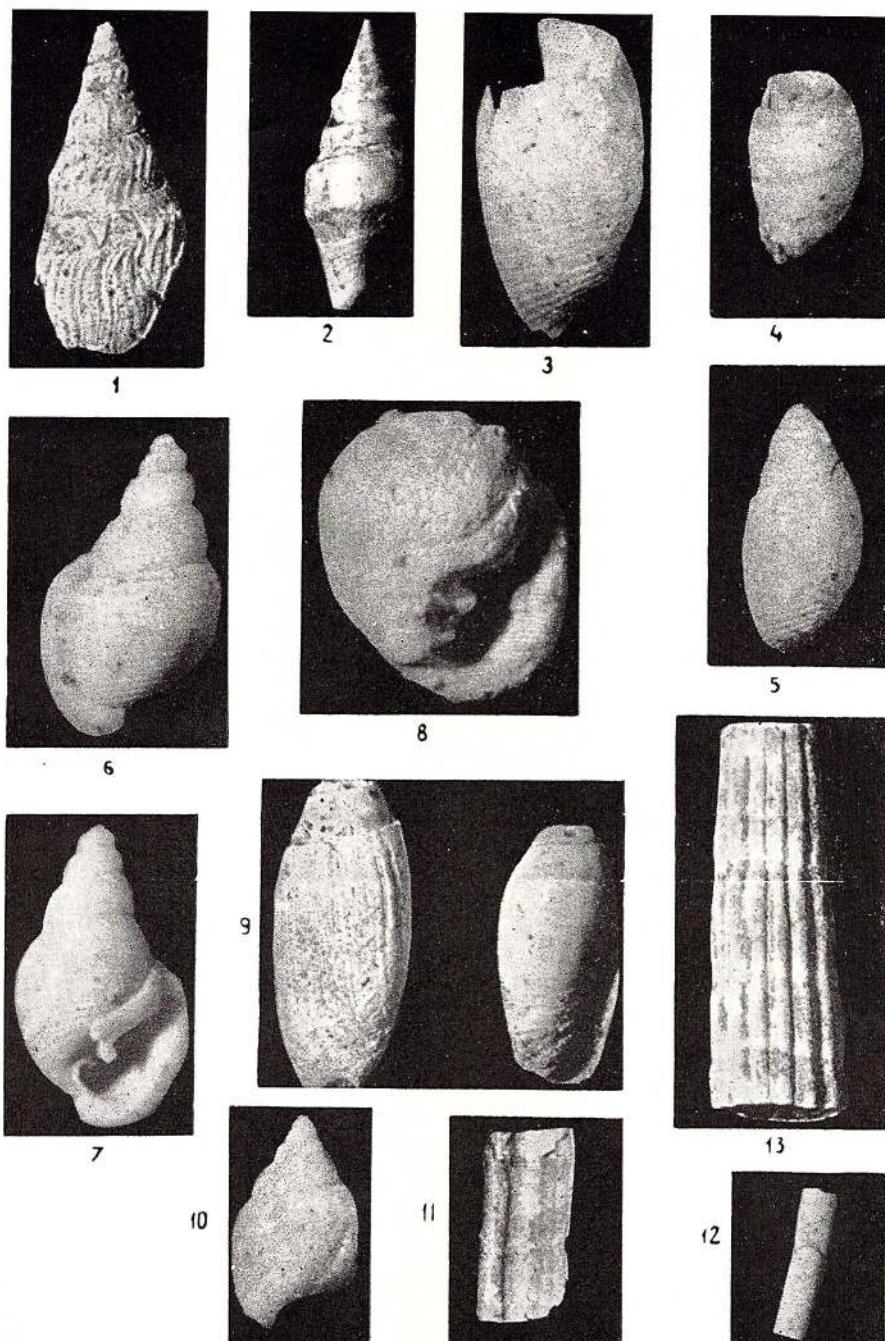


Institutul Geologic al României

PLANŞA XVI

- Fig. 1. — *Genota cf. proavia* BELLARDI X 2 (Coruș).
Fig. 2. — *Clavatula (Perrona) jouanneti* (DES MOULINS) X 1, 5 (P. Sălătruc).
Fig. 3. — *Actaeon punctulatus* (FÉRUSSAC) X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 4. — *Actaeon tornatilis* (LINNÉ) X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 5. — *Actaeon semistriatus* (FÉRUSSAC) X 9 (P. Sălăstruc).
Fig. 6, 7. — *Ringicula auriculata longomino* SACCO X 9, (P. Sălătruc).
Fig. 8, 10. — *Ringicula auriculata auriculata* MENARD X 9 (Coruș, P. Sălătruc).
Fig. 9. — *Oliva (Neocylindricus) dufresnei* BASTEROT X 2 (Coruș).
Fig. 11. — *Dentalium sexangulum* SCHRÖTER X 1, 5 (Coruș)
Fig. 12. — *Dentalium (Antale) vitreum* SCHRÖTER X 1, 5 (Coruș).
Fig. 13. — *Dentalium novemcostatum* LAMARCK X 1, 5 (Coruș).





ÉTUDE COMPARATIVE SUR LA FAUNE BURDIGALIENNE DU BASSIN TRANSYLVAIN ET DU BASSIN DE PETROŞENI

PAR

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU

(Résumé)

Les formations burdigaliennes, établies sur des bases paléontologiques apparaissent dans le NW du Bassin Transylvain.

Les premières données sur le Burdigalien et la faune burdigalienne des Couches de Coruș reviennent à A. KOCH et les chercheurs qui lui ont succédé ont accepté à l'unanimité son point de vue puisque les Couches de Coruș contiennent une faune spécifique et sont comprises dans une succession stratigraphique concluante.

En général, les couches de Coruș sont transgressives sur les couches de Valea Almașului (Oligocène supérieur — Aquitanien), reposant sur les termes plus anciens de l'Oligocène, voire même de l'Éocène. Elles supportent les couches de Chechiș et de Hida (Helvétien) et parfois le Tuf de Dej (Tortonien).

Elles sont représentées par des sables blancs, légèrement micacés, à gravier bien roulé, surmonté par des grès faiblement cimentés, très friables, disposés en bancs de 1 à 2 m d'épaisseur, tandis qu'à la partie supérieure elles supportent des marnes sableuses et des sables jaunâtres ou blanchâtres.

La faune récoltée par nous dans la région où affleurent les couches de Coruș est représentée par : *Chlamys gigas*, *Flabellipecten solarium*, *Meretrix gigas*, *Pitaria (Callista) erycinoides*, *Glycymeris fichteli*, *Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi*, *Laevicardium kükbecki*, *Arca (Arca) fichteli*, *Arca (Arca) fichteli planata*, *Arca (Arca) fichteli elongatior*, *Tellina planata*, *Taras rotundatus*, *Corbula (Corbula) basteroti*, *Dentalium sexangulum*, *Bulia dorsanum baccata*, *Turritella (Haustor) vermicularis*, *Ficus conditus*, *Ringicula auriculata auriculata*, etc.

Nos recherches ont mis en évidence une situation similaire dans le Bassin de Petroșeni. C'est ici, que GR. RĂILEANU (1950) par suite d'une étude détaillée des formations de Pîrîul Sălătruc, a identifié



Institutul Geologic al României

les premiers éléments fauniques du type de Coruș (*Chlamys gigas*, *Glycymeris fichteli*, etc) attribuant à ces dépôts l'âge burdigalien.

Ultérieurement, I. DRĂGHINDĂ (1961) sans étudier la faune renfermée dans ces formations, les considère d'âge tortonien. D'après les recherches effectuées dans l'Est du Bassin de Petroșeni, dans les dépôts considérés burdigaliens, les auteurs ont établi la succession suivante :

Marnes calcaires, en base, de couleur violacé-verdâtre à prédominance de *Turritella* ;

Grès sableux, violacé-verdâtres, à *Cerithium (Potamides) plicatum* ;

Grès calcaires, violacé-verdâtre, durs, à *Chlamys gigas*, *Corbula (Variocorbula) gibba*, *Glycymeris fichteli*, *Mytilus haidingeri* ;

Marnes et argiles violacé-verdâtres à *Turritella* ;

Conglomérats à éléments de quartz, bien roulés ;

Argiles sableuses verdâtres à intercalations de grès et de schistes charbonneux ;

Sables jaunâtres, faiblement cimentés à la partie supérieure, contenant : *Pholadomya alpina rectidorsata*, *Euthriofusus burdigalensis*.

La faune de Mollusques — contenue dans ces dépôts — constitue de vraies lumachelles comme dans les Couches de Coruș ; cette faune est représentée par : *Chlamys gigas*, *Meretrix cf. gigas*, *Pitaria (Callista) erycinoides*, *Glycymeris fichteli*, *Laevicardium kühbecki*, *Pholadomya alpina rectidorsata*, *Arca (Arca) fichteli elongatior*, *Arca (Arca) diluvii*, *Tellina planata*, *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Bulia (Dorsanum) baccata*, *Euthriofusus burdigalensis*, *Turritella (Haustator) vermicularis*, *Ficus conditus*, *Tympanotonus (Tympanotonus) margaritaceum*, *Mytilus haidingeri* etc.

Basés sur l'étude effectuée et sur une comparaison lithologique et faunique entre les formations miocènes de Pîrîul Sălătruc (Bassin de Petroșani) et celles des Couches de Coruș (Bassin Transylvain) les auteurs ont précisé que la formation de Sălătruc (comprenant la faune décrite) est synchronique avec les Couches de Coruș d'âge burdigalien.

Ce fait est fondé sur les 22 espèces de Mollusques communes pour les deux régions. Parmi les formes qui attestent l'âge burdigalien, citons : *Laevicardium kühbecki*, *Glycymeris fichteli*, *Chlamys gigas*, *Pholadomya alpina rectidorsata*.

Quoique, certaines espèces décrites aient une circulation plus large sur la verticale, leur fréquence est maximum au Burdigalien, par exemple : *Meretrix gigas*, *Pitaria (Callista) erycinoides*, *Arca (Arca) fichteli*, *Euthriofusus burdigalensis*.

Soulignons également la présence des espèces *Tympanotonus (Tympanotonus) margaritaceum* et *Mytilus haidingeri*, formes oligocènes-aquitanienes associées aux formes citées plus haut. Par contre, d'autres formes telles : *Arca (Arca) diluvii*, *Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi*, *Venus (Ventricola) multilamella* etc. apparaissent à ce moment et continuent avec une fréquence plus grande au cours des périodes ultérieures. D'autres

espèces, telles : *Corbula (Varicorbula) gibba*, *Divaricella (Lucinella) ornata* *Ficus conditus*, apparues pendant l'Oligocène, ont continué au Burdigalien et plus tard même au Pliocène et au Récent.

Par conséquent, le Burdigalien représente un intervalle de temps qui marque l'extinction des formes oligocènes et l'apparition de celles miocènes, renfermant, toutefois, nombreux éléments propres.

L'analogie faunique mène à la conclusion qu'autant les couches de Cornu que les formations de Pîriul Sălătruc représentent une nouvelle étape dans l'évolution de ces bassins, étape située au Burdigalien.

Reçu : janvier 1964



CONSIDERAȚII ASUPRA STRATIGRAFIEI, GENEZEI ȘI STRUCTURII FORMAȚIUNILOR CRISTALOFILIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI (REGIUNEA RĂȘINARI—CISNĂDIOARA—SADU)

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

Abstracț

On the Stratigraphy, the Genesis and the Structure of Crystalline Formations in Central Southern Carpathians (Rășinari-Cisnădioara-Sadu Region). In order to explain the geological history of Southern Carpathians, the last few years complex geological investigations have been carried out in the Olt pass zone (Rășinari-Cisnădioara—Sadu region).

Stratigraphic, petrographic and tectonic studies allowed the identification of the nature of the premetamorphic material as well as the grouping of various types of crystalline schists, into unitary complexes from lithological and metamorphic viewpoint, corresponding to certain well-defined stages of the evolution of pre-Cambrian geosynclines. The determination of plant remains in one of the crystalline schists complex, led to the dating of the corresponding series by means of paleontological data, suggesting considerations on the last phases of folding and metamorphism preceding Alpine history.

Finally, based on reference data, correlations with other series of crystalline schists of the Carpathian Arch have been made, completing the scheme of the paleotectonic evolution of Southern Carpathians.

Am început studiul geologic al formațiunilor cristalofiliene care constituie Carpații meridionali centrali în anul 1958 în regiunea Rășinari-Cisnădioara, extinzind cercetările în anul 1959 pînă în valea Sadului.

În anii următori am continuat studiul masivelor muntoase care constituie Carpații meridionali centrali, începînd din valea Lotrului (bazi-



Institutul Geologic al României

nul văii Boului) și progresind treptat spre N pînă în valea Uria a Ciinenilor.

În scopul descifrării mai complete a istoriei geologice a acestei porțiuni din arcul carpatic, am abordat studiul formațiunilor cristalofiliene într-un mod complex, atât din punct de vedere stratigrafic, cât și din punct de vedere metamorfic-facial și structural.

Datele existente referitoare la regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu se pot sistematiza în două categorii principale: aceste categorii corespund la două etape importante ale procesului de cunoaștere a constituției petrografice și a structurii geologice a masivelor cristaline din Carpații meridionali.

Luerările cele mai vechi, provenind de la M. J. ACKNER, FR. v. HAUER și G. STACHE, E. A. BIELTZ, K. MOECKEL și A. VENDL, în care s-a adunat o serie de informații mineralogice și petrografice, reprezintă prima etapă, caracterizată printr-o acumulare cantitativă de date. A doua etapă este caracterizată prin apariția unor lucrări de sinteză, în care se discută problemele tectonice ale Carpaților meridionali (A. STRECKEISEN, ȘT. GHİKA-BUDEȘTI, L. PAVELESCU).

Cercetările geologice foarte amănunțite efectuate în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu, completate cu date obținute în urma extinderii studiilor în regiunile Brezoi—Călinești—Robești—Ciineni, au adus puncte de vedere noi în ceea ce privește istoria geologică a acestei porțiuni a arcului carpatic.

Prin studii minuțioase microscopice am căutat să descifram natura materialului premetamorfic; astfel, prin considerarea aspectelor structurale, texturale și a compoziției mineralogice a rocilor, am încercat să stabilim natura materialului sedimentar, vulcano-sedimentar și vulcanic din care a rezultat fiecare tip de șist cristalin.

Considerarea relațiilor dintre diferitele tipuri de șisturi cristaline au condus la gruparea lor în complexe unitare din punct de vedere litofacial.

Stabilirea semnificației fiecărui complex în evoluția geosinclinală a decurs în mod logic, în acord cu ideile cele mai avansate referitoare la această problemă.

Final, prin considerarea poziției, fiecărei serii, am căutat să descifram în mod dialectic istoria geologică a regiunii studiate. Am stabilit astfel la această porțiune a Carpaților meridionali existența mai multor drame geologice care s-au succedat începînd din timpuri foarte vechi (arhaice?) pînă în preajma erei mesozoice¹⁾.

Deoarece evoluția paleotectonică a Carpaților meridionali centrali a făcut deja obiectul unei lucrări mai restrînse (1962), vom aduce numai unele precizări, insistînd în deosebi asupra punctelor de vedere noi puse în evi-

¹⁾ Am întrebuințat termenul de „dramă” geologică într-un sens mai restrîns decît il utilizează uneori H. TERMIER și G. TERMIER, dramele geologice puse în evidență în regiunea defileului Oltului corespunzînd unor epoci tectonice, care de fapt însumate constituie „drama ante-alpină” a unei mari părți a Carpaților românești.

dentă în cadrul studiului geologic și petrografic al regiunii Răsinari-Cisnădioara-Sadu, în ceea ce privește geneza unora dintre seriile sau complexele cristalofiliene, date care ne-au ajutat la elucidarea semnificației lor în evoluția geosinclinală.

Trebuie să remarcăm de asemenea că datele pe care le posedăm în prezent ne permit să aducem și precizări cu caracter geocronologic. Urme organice care au fost determinate au condus la stabilirea vîrstei unora din seriile cristalofiliene puse în evidență în regiunea defileului Oltului, fapt care ne permite să facem considerații asupra ultimelor faze de cutare și metamorfism anterioare istoriei alpine.

În sfîrșit, pe baza datelor din literatură, vom încerca să facem unele corelații cu alte serii cristalofiliene care intră în constituția arcului carpatic, întregind schema evoluției paleotectonice a Carpaților de sud.

În lucrările anterioare am propus ca ipoteză de lucru o coloană stratigrafică, compusă din serii cristalofiliene, bine caracterizate, după cum am arătat, atât în ceea ce privește compozitia materialului premetamorfic cît și gradul proceselor de metamorfism general, care au avut ca rezultat transformarea acestui material în sisturi cristaline.

Cu această ocazie am remarcat de asemenea că reconstituirea unei succesiuni stratigrafice complete a fost destul de dificilă din cauza caracterului foarte tectonizat al regiunii studiate.

În urma considerării datelor celor mai noi obținute în regiunea Răsinari-Cisnădioara-Sadu propunem următoarea coloană stratigrafică :

Seria de Măgura : complexul gnaiselor granitoide, complexul gnaiselor leucoerate, complexul gnaiselor blastodetrítice.

Seria de Sadu : complexul micașisturilor cu granați și staurolit, complexul ritmic de Cîrlige.

Seria de Valea Muntelui : complexul ofiolitic, complexul ritmic.

Seria de Riușorul Cisnădioarei : complexul șisturilor cu porfiroblaste de albăt, complexul șisturilor clorito-albitice.

Seria de Sibișel : complexul șisturilor amfibolice, complexul șisturilor cu magnetit, complexul calcaros, complexul grafitos.

Seria de Răsinari : complexul cuarțitelor blastodetrítice, complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice.

Seria de Măgura. În evoluția geologică a regiunii studiate seria de Măgura reprezintă termenul cel mai vechi. Această serie prezintă dezvoltări caracteristice în masivul Măgura Cisnădioarei. Ea a fost regăsită și în partea vestică a regiunii în fundamentalul seriei de Sibișel. Menționăm de asemenea prezența ei constantă în regiunea de la W de defileul Oltului.

Pe teren seria de Măgura este foarte monotonă, fiind constituită aproape exclusiv din roci cu caracter gnaasic. Studiile minuțioase microscopice pun însă în evidență aspecte foarte variate și interesante.

În primul rînd trebuie să menționăm prezența unor roci granitoide de compoziție granodioritică-cuarțdioritică, cu aspecte caracteristice în ceea ce privește relațiile dintre componente mineralogice principale. Studiul microscopic al unui număr mare de gnaise aparținând seriei de Măgura ne-a permis să urmărim transformarea rocilor granitoide în gnaise granitoide

cu textură ușor orientată prin fenomene de cataclazare, laminare și recristalizare. Astfel am putut să constatăm că partea bazală a seriei de Măgura prezintă un caracter inițial granitoid, reprezentând un fundament mai vechi de roci granitoide, care au suferit un fenomen de gnaisificare în timpul unei vechi etape de metamorfism general.

Aspecte deosebite prezintă de asemenea și gnaisele cuarțoase. Aceste gnaisi apar destul de constant în seria de Măgura, fiind caracterizate prin prezența unor lentile sau fișii scurte de cuart, de dimensiuni milimetrice sau centimetrice, cu aspect mozaicat, înglobate într-o mesostază predominant feldspatică. Recristalizarea completă a acestor roci face foarte dificilă stabilirea caracterului materialului premetamorfic; aspecte structurale, texturale și paragenezele ar indica o derivare a acestor gnaisi din roci eruptive cu caracter porfiric.

În constituția seriei de Măgura intră de asemenei gnaisi leucocrate mărunt granulare sau lineare și gnaisi rubanate constituite din fișii centimetrice de gnaisi aplitice și gnaisi mărunte biotitice. Aceste tipuri de gnaisi sunt caracterizate prin parageneze care se deosebesc prin prezența feldspatului potasic și un procent foarte mic de minerale micacee. Ele pot fi considerate drept curgeri de lave acide sau intercalări de tufuri.

Un aspect deosebit pus în evidență pentru prima dată în regiunea Răsinari-Cisnădioara-Sadu este reprezentat prin gnaisele blastodetritice. Aspectele blastodetritice, marcate prin apariția unor lentile de dimensiuni psefite sau psamitice, constituite din aggregate cuarț-plagioclazici, plagioclazice, mai rar cuarțoase, indică proveniența acestor roci prin dezagregarea rocilor granitoide din fundal.

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

Aspecte oculare se remarcă în diferite tipuri de gnaisi care constituie seria de Măgura, mai frecvent apar însă în pachetele de gnaisi leucocrate.

Studiul microscopic amănunțit al acestor gnaisi, cît și a formațiunilor cristalofiliene care le înglobează, pune în evidență un fapt foarte interesant; întotdeauna aspectele oculare apar, în pachetele de gnaisi care conțin inițial feldspat potasic, putindu-se urmări diferențele aspecte de creștere blastică și de mobilizare a microclinului.

Dezvoltarea amplă a gnaiselor oculare în Carpații meridionali a condus la formularea unui important număr de ipoteze care caută să rezolve problema genezei acestor formațiuni. Este interesant de remarcat că în general a fost pusă în evidență incompatibilitatea, în unele cazuri foarte evidentă, a acestor roci cu formațiunile cristalofiliene cu care sunt asociate în ce privește chimismul lor și uneori gradul de metamorfism (A. STRECKEISEN, 1934; L. PAVELESCU, 1955). Majoritatea autorilor au căutat să explice realitățile puse în evidență prin cercetări de teren admîșind caracterul eruptiv (M. REINHARD, 1910; K. MOECKEL, 1918; O. SCHMIDT, 1930; A. VENDL, 1932; A. STRECKEISEN, 1934), migmatic (Ş. GHIKABUDEȘTI, 1940; L. PAVELESCU, 1955) sau metasomatic (R. DIMITRESCU, sub tipar) al acestor roci.

Trebuie să subliniem de la început că pachetele de gnaise micacee și gnaise oculare apar în regiunea defileului Oltului între formațiuni cristalofiliene foarte diferite în ceea ce privește constituția mineralologică, chimismul și gradul de metamorfism. În urma stabilirii unei succesiuni stratigrafice a șisturilor cristaline care constituie regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, aplicabilă în urma extinderii cercetărilor geologice și spre S în regiunea defileului Oltului, este foarte greu de admis că fenomene atât de importante de injecție sau metasomatoză s-au produs concomitent sau chiar periodic în enormă stivă de șisturi cristaline care constituie Carpații meridionali centrali, începînd din bază pînă în partea superioară.

Cercetările efectuate în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu au dovedit, după cum am mai arătat, că aspectele oculare nu apar niciodată în pachetele de gnaise în care feldspatul potasic lipsește. Astfel, formarea gnaiselor oculare in situ pe seama unui material preexistent, caracterizat printr-un chimism potasic, reprezentat fie prin roci granitoide și arenitele formate pe seama lor, fie eventual prin curgeri de lave acide și tufuri, apare destul de clar, ca un fenomen de diferențiere metamorfică.

Asociația gnaiselor oculare cu șisturi cristaline foarte diferite în ce privește compozitia lor și gradul de metamorfism este explicată logic prin admiterea existenței unui fundament gnaasic vechi, peste care s-au așternut transgresiv serii mai noi cutate și metamorfozate ulterior.

Considerarea relațiilor dintre diferitele tipuri de roci descrise mai sus ne-a permis separarea a trei complexe caracteristice :

Complexul gnaiselor granitoide, constituit din roci granitoide, gnaise granitoide, gnaise cuarțoase și intercalări sporadice de gnaise oculare.

Complexul gnaiselor leucocrate, caracterizat prin predominanța gnaiselor lineare, gnaiselor oculare și în măsură mai mică a gnaiselor rubanate.

Complexul gnaiselor blastodetrítice, alcătuit din alternanțe ritmice cu caracter predominant arcozian, cu structuri blastodetrítice tipice spre partea superioară a complexului, care încep să se steargă spre partea bazală, datorită intensificării fenomenelor de recristalizare.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Măgura apare legată strîns prin constituția ei de procesele magmatice, dinamice, diastrofice ale unui fundament foarte vechi, încă în urmă într-un înveliș molasic reprezentat prin rocile detritogene ale seriei.

Seria de Sadu apare în regiunea studiată în extremitatea ei estică. Șisturi cristaline aparținînd foarte probabil acestei serii constituie de asemenea fundamentul seriei de Valea Muntelui, în regiunea Rășinariilor. Această serie este constitută din două complexe : complexul ritmic de Cîrlige și complexul micașisturilor cu granat și staurolit. De această serie se mai leagă și un complex amfibolitic, a cărui poziție nu este încă suficient de clară.

Complexul amfibolitic. Amfibolitele constituie un complex foarte bine individualizat și caracteristic. Studiul relațiilor acestor amfibolite cu complexul micașisturilor cu granat și staurolit, completat cu numeroase

date de laborator, dovedește că problema genezei și a poziției amfibolitelor în evoluția geologică a regiunii este foarte complicată.

Macroscopic, amfibolitele prezintă aspecte foarte variate în ceea ce privește granulația, structura și textura rocilor.

Studiul microscopic a pus încă în evidență compoziții mineralogice și aspecte destul de uniforme: amfibolul este de tipul ferrohastingsitului iar oligoclazul conține 20–25% An. Rocile prezintă aspecte pavimentoase și texturi masive adesea laminate. Rocile biotitice, care apar asociate intim cu amfibolitele, conțin granați idiomorfi și staurolit, înglobați într-o mesostază oligoclazică pavimentoasă.

Toate aceste observații conduc la admiterea caracterului eruptiv al acestui complex. Texturile și structurile rocilor indică o consolidare lentă, contrastând în mod vădit cu micașisturile cu granați și staurolit, cristalizate sub stres.

Complexul micașisturilor cu granați și staurolit este foarte monoton, fiind constituit din micașisturi faneroblastice; granații și staurolitul ating uneori dimensiuni de 1 cm. Acest complex a rezultat prin metamorfozarea unor sedimente aleuropelitice argiloase.

Complexul ritmic de Cîrlige este format din alternanțe decimetrice sau centimetrice de gnais, cuarțite micacee și micașisturi. Remarcăm prezența unor lente sau fisi de cuarț, mai rar a pegmatitelor.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Sadu reprezintă depozitele unui geosinclinal foarte vechi.

Caracterul acestui geosinclinal nu a putut fi stabilit deoarece această serie prezintă o dezvoltare restrânsă în regiunea studiată. Complexul micașisturilor cu granat și staurolit reprezintă o formațiune pelitică de adincime mai mare, depusă probabil într-o perioadă de vacuitate a geosinclinului, complexul ritmic prezintă un caracter destul de pregnant flișoid, putind fi considerat ca o formațiune de umplutură a geosinclinului.

Formațiunile acestui geosinclinal au fost cutate și metamorfozate la nivelul faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-cuarț.

Complexul amfibolitic, deși prezintă aparent o poziție bazală, nu se poate încadra din punct de vedere metamorfic în schema de evoluție a dramei Sadu. Ultimele revizuiri ne face să-l considerăm rezultat în urma pătrunderii ulterioare a magmei bazice între sisturile cristaline, care au recristalizat îndeosebi atunci cind au fost înglobate în magmă, sub formă de enclave, (rocile biotitice cu granat și staurolit).

Seria de Valea Muntelui este situată în partea vestică a regiunii Răsinari, prezintând o dezvoltare caracteristică în bazinul Văii Muntelui. Această serie este constituită din două complexe: un complex ofiolitic prezintând o poziție bazală și un complex ritmic superior.

Complexul ofiolitic, este constituit din roci amfibolice, roci gabbroide și roci peridotitice, prezintând un caracter evident stratificat.

Relațiile observate pe teren între aceste trei grupe de roci ne-au permis să le paralelezăm cu cele trei zone caracteristice complexelor de acest tip, puse în evidență de J. H. BRUNN, în masivul Vurinos din Grecia (J. H. BRUNN, 1956).

Zona bazală este constituită din roci ultrabajice. Ele apar sub forma unor lentile alungite, constituite din învelișuri concentrice de compoziție diferită. Învelișurile exterioare sunt alcătuite dintr-o alternanță de roci biotito-amfibolice, de serpentine apoperidotitice, apopyroxenitice și roci tremolito-actinolitice. Portiunile interioare sunt formate din roci peridotitice, wehrliite, piroxene, care prezintă uneori în partea centrală a lentilei separații dunitice. Roci filoniene mărunte de compoziție bazică și ultrabajică străbat neregulat portiunile centrale ale lentilelor, în timp ce învelișurile exterioare sunt străbătute de iloane de plagioclazite.

Trecerea spre zona mediană nu se face brusc, ci prin intermediul unor alternanțe ritmice de roci peridotitice, gabbroide, meladioritice și sisturi biotito-amfibolice.

Zona mediană este constituită preponderent din gabbrouri și flaser-gabbrouri rubanate, care alternează ritmic cu roci melanocrate biotito-amfibolice. Rocile acestei zone sunt caracterizate prin aspecte predominant orientate, datorită recristalizării lor sub acțiunea metamorfismului general.

Zona superioară a complexului ofiolitic este caracterizată prin predominanța rocilor amfibolice. Această zonă este constituită dintr-o alternanță ritmică de diferite tipuri de amfibolite și sisturi biotito-amfibolice. Rocile care constituie această zonă sunt caracterizate [printr-o] sistozitate mai pronunțată și un caracter stratificat mai accentuat. Fenomenele de recristalizare s-au manifestat aici mai intens, încât aspectul eruptiv al rocilor inițiale a fost aproape complet șters.

Rocile zonei superioare sunt străbătute de filonașe și vinișoare subțiri de plagioclazite.

Problema formării complexelor ofiolitice este o problemă foarte mult dezbatută.

Studiul mineralologic și petrografic al complexelor de acest tip nu a putut soluționa decât unele laturi ale acestei probleme. Abordarea studiului pe teren a relațiilor dintre diferitele tipuri de roci de către cercetători minuțioși ai realităților geologice, completate cu studii de laborator, a adus date noi și interesante pentru rezolvarea apariției complexelor ofiolitice (J. H. BRUNN, 1956).

Un merit deosebit în rezolvarea acestei probleme îl are J. H. BRUNN, care a studiat un cortegiu de roci de acest tip în masivul Vurinos din Grecia în condiții ideale, neafectat de transformările produse de metamorfismul general. Acest autor a subliniat associația intimă a faciesurilor efuzive și a rocilor grăunțoase, a pus în evidență cele trei zone ale cortegiilor ofiolitice, a dovedit existența zonelor de tranziție dintre ele, a insistat asupra caracterului lor stratificat și ritmic. Subliniind caracterul unitar al cortegiilor ofiolitice, admite existența unei singure revârsări submarine de magmă simică pe un fundament cratonizat, explicând stratificația și ritmicitatea prin diferențierea și cristalizarea masei magmatice între acest fondament și crusta scoriacă doleritică de la suprafață, prin reacții continue între fazele solide și cele lichide. Variațiile de compoziție ale rocilor și prezența peridotitelor a fost explicată prin acumularea gravitațională

a mineralelor fero-magneziene pe fundimentul solid, iar zonalitatea prin sărăcirea treptată a magmei reziduale în Mg și apoi în Fe și îmbogățirea ei în Al, Si, Ca, (J. H. BRUNN, 1956).

Studiind relațiile dintre diferitele tipuri de roci care constituie masivul de roci ultrabazice, bazice și intermediere de pe Valea Muntelui, am remarcat o vădită asemănare cu zonalitatea caracteristică pusă în evidență de J. H. BRUNN în masivul Vurinos. Ridicând voalul metamorfismului general, care de fapt a afectat mai mult zona superioară, premetamorfic-microgrăunțoasă-microlitică (doleritică), transformând-o în diferite tipuri de amfibolite și sisturi biotito-amfibolice, am reușit să reconstituim cele trei zone ale cortegiilor ofiolitice preconizate de acest autor. Trebuie să remarcăm că autorii anteriori au cartat întotdeauna lentilele de roci ultrabazice, însă nu au separat zona gabbroidă și zona amfibolitică, deși proveniența acestora prin recristalizarea unui material inițial eruptiv (diabazic sau gabbroid) a fost uneori preconizată (K. MOECKEL, 1918; A. VENDL, 1932). Astfel, complexul ofiolitic de pe Valea Muntelui apare ca un ansamblu unitar, net deosebit de formațiunile cristalofiliene cu care vine în contact, rezultate prin metamorfozarea unui material sedimentar premetamorfic; stratificația și ritmicitatea reprezintă un caracter inițial al materialului premetamorfic și nu este rezultatul unui fenomen de diferențiere metamorfică.

Complexul ritmic este constituit dintr-o serie de alternanțe de dimensiuni decimetrice reprezentate prin: paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolice, paragnaise amfibolice, gnaisse fine leucocrate și sisturi micacee. Aceste alternanțe imprimă acestui complex un caracter ritmic evident, ele rezultând probabil prin metamorfozarea unor pachete de roci psamitice, aleuritice și pelitice argiloase sau marnoase. Intercalațiile de gnaisse fine leucocrate ar putea corespunde unui material piroclastic acid.

Caracteristica acestui complex este și prezența irevență a rocilor pegmatoide, care constituie fișii și lentile concordante sau filoane discordante. Studiul microscopic pune în evidență deosebiri esențiale. Pegmatitele concordante sunt caracterizate prin dezvoltarea largă a plagioclazului care crește treptat prin blastează în pachetele de gnaisse leucocrate. Pegmatitele discordante sunt caracterizate prin apariția structurilor grafice determinate de concreșterea oligoclazului cu quartul. Aceste aspecte pun în evidență cristalizarea simultană a celor două componente dintr-o soluție migmatică, rezultată la adâncimi mai mari, care apoi a migrat spre suprafață de-a lungul unor plane de discontinuitate, constituind filoane pegmatitice discordante.

Urmărind evoluția geologică a regiunii și interpretând datele de observație putem arăta că după exondarea și transformarea în soclu continental a zonelor geosinclinale anterioare, regiunile din vest au suferit mișcări de subsidență. Începe astfel o nouă epocă tectonică reprezentată printr-un cuplu monoliminar. De-a lungul pragului continental, constituit din roci aparținând seriei de Măgura, care separă fosa eugeosininală de fossa miogeosininală, s-au revărsat pe plane profunde de discontinuitate magme simice pe un fundament consolidat de micașisturi cuartoase aparținând probabil seriei de Sadu. Peste acest complex ofiolitic s-a depus într-o

perioadă de umplere rapidă a geosinclinalului o stivă groasă de depozite cu caracter ritmic. Astfel au rezultat cele două complexe care constituie seria de Valea Muntelui, cutate, metamorfozate la nivelul faciesului almandin-amfibolitic și migmatizate.

Seria de Riușorul Cisnădioarei apare în bazinul pîriului Riușorul Cisnădioarei, pe versantul sud-estic al dealului Schiaului fiind bine caracterizată din punct de vedere litofacial și metamorfic.

În regiunea studiată ea este constituită din două complexe: complexul șisturilor clorito-albitice și complexul șisturilor cu profiroblaste de albit.

Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit este format din gnais și cuarțite feldspatice conținând în mod constant porfiroblaste de albit. Aceste porfiroblase sunt deobicei lenticulare, fiind caracterizate prin abundența incluziunilor mărunte de cuart, biotit, muscovit, zoizit și uneori granați mici înglobați prin blastează.

Micașisturile apar subordonat; conțin de obicei granați mici și numai cu totul sporadic porfiroblaste de albit.

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

Apariția constantă a albitului și toate tipurile de roci aparținând acestei serii indică un aport de material piroclastic, amestecat în proporții variante cu material terigen.

Trebuie să arătăm de asemenea că uneori albitul poate rezulta și prin transformarea plagioclazului mai bazic al fundamentului de tip Măgura printre-un fenomen de retromorfism. Un fapt analog a fost descris în regiunea Oena de Fier—Boeșa Montană (AL. CODARCEA 1930).

Complexul șisturilor clorito-albitice este constituit din două orizonturi: un orizont bazal alcătuit din șisturi clorito-epidotice și șisturi clorito-epidot-albitice, și un orizont superior, caracterizat prin predominanța șisturilor clorito-albitice.

Rocile ambelor complexe au rezultat prin metamorfozarea unor depozite vulcanogene.

Urmărind mai departe evoluția geologică a regiunii, trebuie să arătăm că după cutarea, metamorfozarea și migmatizarea depozitelor seriei de Valea Muntelui, această zonă eugeosinclinală a început să se ridice, în timp ce dincolo de pragul continental sedimentarea se continuă într-o zonă cu caracter mio-geosinclinal. În această zonă s-au depus formațiunile terigene, mixte și vulcanogene ale seriei de Riușorul Cisnădioarei.

Metamorfozarea acestei serii s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul almandinic.

Seria de Sibișel prezintă o dezvoltare caracteristică în regiunea Rășinarilor, în bazinul văii Sibișelului.

Formațiuni cristalofiliene aparținând acestei serii au fost puse în evidență în bazinul pîriului Riușorul Cisnădioarei și în bazinul văii Sadului.

Această serie este constituită în regiunea Răšinarilor din patru complexe caracteristice din punct de vedere litofacial și metamorfic: complexul grafitos, complexul calcaros, complexul șisturilor cu magnetit și complexul șisturilor amfibolice.

Complexul șisturilor amfibolice este situat în partea bazală a seriei de Sibișel, reprezentind un pachet foarte unitar, constituit din alternanțe cu caracter ritmic de șisturi amfibolice, diferite tipuri de amfibolite și șisturi albito-amfibolice. Menționăm de asemenea prezența rocilor gabbroide situate de obicei spre partea bazală a complexului; rocile ultrabazice apar cu totul sporadic.

Caracterul unitar, stratificația și ritmicitatea puse în evidență, prezența alternanțelor de flasergabbrouri ne-au determinat să atribuim acestui complex un caracter ofiolitic. Recristalizările produse de metamorfismul general au șters în general caracterele rocilor eruptive inițiale, foarte rar observându-se unele structuri relicte.

Complexul șisturilor cu magnetit se situează în concordanță peste complexul șisturilor amfibolice și este constituit din alternanțe de șisturi cuarțoase sericitice, șisturi sericito-cloritice, șisturi albitice și șisturi biotito-sau clorito-albitice, rezultate prin metamorfozarea unui material vulcanosedimentar.

Unele șisturi albitice pot fi considerate drept curgeri interstratificate delave.

Prezența constantă a magnetitului, care abundă în șisturile clorito-albitice, rezultate prin metamorfozarea unor depozite pirolastice, sugerează că aportul de fier este de origine vulcanică submarină.

Complexul calcaros este constituit dintr-o serie de roci calcaroase reprezentate prin: calcare albe marmoreene, calcare cenușii și calcășisturi cloritice. Mai rar se întâlnesc în regiunea studiată calcare dolomitice sau calcare sideritice.

În ce privește originea acestor calcare, ultimele date ne îndreptățesc să le considerăm rezultate prin metamorfozarea unei formațiuni calcaroase fitogene prezentând îndințări laterale cu complexul cu magnetit; în apropiere s-a produs probabil un amestec de material calcaros cu material terigen sau piroplastic, rezultând astfel calcarele cenușii și calcășisturile caracterizate prin aspecte blastodetrictice sau șisturi cu magnetit calcaroase.

Complexul grafitos prezintă o dezvoltare inegală în regiunea studiată, luând amploare în partea ei sudică, unde atinge grosimi mari (cca 100 m). Acest complex este constituit din șisturi cuarțoase grafitoase și șisturi sericitoase grafitoase, rezultate prin metamorfozarea unui material terigen fin, caracterizat prin abundența pigmentului cărbunos.

Este foarte interesantă apariția unor resturi presupuse vegetale, puse în evidență de substanța grafitică care sănă probabil alge.

Urmărind istoria geologică a regiunii, etapa următoare a fost marcată prin instalarea unei noi fose pe zonele mobile dintre pragul continental și porțiunile consolidate ale miogeosininalului anterior. În zonele de flexură între pragul continental și fosă s-au ridicat pe fracturi profunde magme simice, care s-au revărsat pe fundul fosei, dând naștere unui complex ofio-

litic. Evoluția acestui eugeosinclusional a continuat prin depunerea unui complex vulcano-sedimentar. Într-o zonă mai puțin adâncă, s-au dezvoltat formațiuni calcaroase, care se îndințează lateral cu faciesuri terigene și vulcanogene, rezultând sedimete mixte calcaroase. În faza finală de dezvoltare se depun sedimete paralice. Metamorfozarea formațiunilor seriei de Sibișel s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cloritic, metamorfism care a afectat regresiv fundamentul cristalofilian mai vechi.

Seria de Răsinari prezintă o dezvoltare caracteristică în imprejurimile comunei Răsinari, unde a fost separată pentru prima dată. Această serie se deosebește net de seria de Sibișel, atât prin caracterul ei litofacial, cât și prin caracterul metamorfic. Seria de Răsinari este formată din două complexe caracteristice.

Complexul cuarțitelor blastodetritive este situat în partea bazală a acestei serii, fiind constituit din roci blastopsamitice, uneori blastopsemitice, aproape exclusiv cuarțoase.

Complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice este alcătuit din șisturi sericitice, șisturi cuarțoase sericitice cu aspecte ardeziene și șisturi cuarțoase clorito-sericitice, rezultate prin metamorfozarea foarte usoără a unui material sedimentar aleuro-pelitic.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Răsinari prezintă caracterul unei formațiuni transgresive. Cuarțitele ei blastodetritive se aştern spre W peste șisturile cristaline ale seriei de Sibișel, iar spre E acoperă șisturile clorito-albitice ale seriei de Riușorul Cisnădioarei.

Trebuie să remarcăm de asemenea că formațiunile acestei serii se deosebesc net de șisturile cristaline aparținând seriei de Sibișel, atât în ce privește stilul de cutare, cât și caracterul proceselor metamorfice; depozitele ei cu caracter pregnante blastodetritive și aspecte ardeziene frecvente sunt cutate larg și afectate mai mult de un metamorfism dinamic, pus în evidență prin prezența cristalelor fine de cloritoid.

Pentru cunoașterea mai adâncită a succesiunii proceselor de sedimentare, de cutare și metamorfism care au avut loc în istoria geologică a Carpaților meridionali centrali apare necesară lămurirea geocronologiei formațiunilor geologice ce iau parte la constituția acestor munți.

Prezența unor vagi aspecte organice observate în unele formațiuni calcaroase mai puțin afectate de procesele de metamorfism general ne-au stimulat în perseverarea rezolvării vîrstei formațiunilor serilor superioare puse în evidență în Carpații meridionali centrali.

Cunoscind importanța determinărilor de spori în datarea formațiunilor vechi, am apelat la concursul laboratorului de Palinologie al Institutului Geologic al Academiei de Științe din Moscova, condus de SOFIA NICOLAEVNA NAUMOVA.

Rezultatele pozitive primite în iunie 1962 au fost comunicate într-o scurtă notă de colaborare cu SOFIA NICOLAEVNA NAUMOVA și VIOLETA ILIESCU la Academia R.P.R.

Determinarea formei *Riffenites* (NAUMOVA) în calcarele blastodetritive de pe valea Sadului din dreptul confluentei cu valea Varului și a pre-

zenței sporilor de dimensiuni ultramicroscopice în sisturile calcaroase recolțate din cariera de pe valea Stesii și din lentila de calcare de pe culmea dintre bazinul văii Sibișel și bazinul văii Sadului la W de cota 1107 m, au dat posibilitatea atribuirii complexului calcaros al seriei de Sibișel Rifeanului. Prezența formei *Riffenites* precizează existența Rifeanului superior în bazinul văii Sadului (N. S. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

Având acest punct de reper putem face unele considerații asupra vîrstei seriilor cristaline din regiunea studiată. Deocamdată, în lipsa altor date care să completeze tabloul geocronologic, putem să considerăm aparținind Rifeanului întreaga succesiune a seriei de Sibișel, care corespunde unui ciclu eugeosinclinal.

Seriile peste care se aştern transgresiv formațiunile seriei de Sibișel reprezintă diviziuni mai vechi ale Proterozoicului și eventual ale Arhaicului.

În ceea ce privește seria de Rășinari, suprapusă transgresiv peste complexele Rifeanului superior, o putem considera ca aparținind Paleozoicului inferior, probabil Ordovicianului, dacă avem în vedere asemănarea complexului bazal cuartitic-blastodetritic cu complexe asemănătoare puse în evidență în Dobrogea de NW de O. MIRĂUTĂ și E. MIRĂUTĂ (1959) și considerate de ei ca ordoviciene, precum și analogia cu cuarțitele cenușii și sisturile satinate ordoviciene de la Rebrovo din defileul Iskerului, văzute de noi în iunie 1962.

În ce privește fazele de cutare și metamorfism, prezența Rifeanului superior ne determină să considerăm cutarea și metamorfozarea formațiunilor de Sibișel în timpul unor faze baicaliene (assyntice), cînd s-a produs și retromorfozarea regională puternică a seriilor din fundament (seria de Sadu, seria de Riușorul Cisnădioarei).

Seria de Rășinari, transgresivă și afectată mai mult de un metamorfism dinamic, a cărui acțiune retromorfă s-a manifestat cu intensitate mult mai mică în formațiunile seriei de Sibișel, a fost cutată foarte probabil într-o fază hercinică. Aceasta se acordă și cu unele determinări de vîrstă absolută, executate în formațiunile epimetamorfice ale Carpaților meridionali.

Indicațiile geocronologice obținute prin determinarea poziției stratigrafice a seriei de Sibișel în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, precum și stabilirea unei succesiuni stratigrafice a formațiunilor cristalofiliene, ne permit comparări și corelări cu regiunile învecinate, studiate mai amânatit, din Carpații meridionali centrali.

Trebuie să arătăm de la început că am fost obligați să dăm deocamdată denumiri locale seriilor puse în evidență în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, pentru a putea deosebi complexele caracteristice și a stabili relațiile dintre ele, constituind astfel un punct de plecare pentru corelarea cu alte coloane stratigrafice ale zonele învecinate. Prin extinderea studiilor stratigrafice și microtectonice în diferite părți ale Carpaților meridionali și stabilirea coloanelor stratigrafice corespunzătoare și prin urmărire orizonturilor și complexelor-reper se va putea face corelarea tuturor

formațiunilor cristalofiliene din Carpați și punerea la punct a stratigrafiei și geocronologiei lor.

Deocamdată, după rezultatele cercetărilor noastre în regiunea defileului Oltului și datele din literatura recentă, propunem ca ipoteză de lucru următoarea echivalare:

Seria de Măgura cu gnaisele ei caracteristice ar corespunde seriei de Cumpăna-Cozia.

În ce privește echivalarea seriei de Sadu cu zonele stabilite de ȘT. GHICA-BUDEȘTI (1940) și confirmate de R. DIMITRESCU (1964) în masivul Făgărașului, constatăm că deocamdată nu se poate face o echivalare completă. În regiunea Răsinari-Cisnădioara-Sadu, unde serile aparținând acestei epoci tectonice sunt foarte puțin dezvoltate, numai complexul micașisturilor cu granat și staurolit să ar putea echivala în parte cu zona de Măgura Căinenilor și cu zona de Șerботa, în alcătuirea căror intră pachete importante de micașisturi cu granat, staurolit și uneori cu disten.

Seria de Valea Muntelui face parte din Cristalinul Sebeșului (L. PAVELESCU, 1955).

Seria de Riușorul Cisnădioarei prezintă asemănări pregnante cu formațiunile seriei de Leaota (N. GHERASI, R. DIMITRESCU sub tipar) și a seriilor cu porfiroblaste de albit din masivele cristalofiliene din partea de W a Munților Banatului (complexul gnaiselor micacee din regiunea Oca de Fier-Dognecea (AL. CODARCEA, 1930; A. RADU, 1964) și complexele cu porfiroblaste de albit ale masivului Locvei¹⁾.

În ce privește seria de Sibișel, cuprinsă în partea cea mai superioară a seriei de Făgăraș, ea se continuă probabil atât spre E în partea nordică a masivului Făgăraș (zona de Poiana Neamțului), cît și spre E în regiunea Căpâlna-Laz (ST. GHICA-BUDEȘTI, 1940).

Afără de aceasta trebuie să mai remarcăm că în zona Vemeșoaia (ST. GHICA-BUDEȘTI, 1940) sunt incluse roci care diferă în ceea ce privește cristalinitatea și compozitia de formațiunile cristalofiliene ale celorlalte zone. Nu este exclus că în viitor, cercetările geologice să pună în evidență continuarea formațiunilor de Sibișel și în această parte a masivului Făgăraș.

Seria de Sibișel se poate paraleliza de asemenei în cea mai mare parte cu complexul rocilor verzi de la Mîniom din Banatul de W²⁾ (AL. CODARCEA, 1930).

Între aceste două porțiuni ale arcului carpatic sudic trebuie căutați termenii corespunzători ai seriei rifeene de Sibișel în masivul Poiana Ruscă.

Luind în considerare dezvoltarea seriilor cristalofiliene epimetamorfice din lanțul carpatic, trebuie să remarcăm unele analogii ale seriei rifeene de Sibișel cu termeni ai Autohtonului Carpaților meridionali (seria de Drăgășan-Corbu) (L. PAVELESCU, 1958, 1961; GR. RĂILEANU, L.

¹⁾ O. MAIER. Raport asupra cercetărilor geologice în Munții Locva. Arh. Com. Geol. 1957, 1958, 1960.

²⁾ M. CODARCEA, ȘT. AVRAM. Raport asupra cercetărilor geologice petrografice în reg. Mîniom. Arh. Com. Geol. 1959.

PAVELESCU, 1961) încit putem preconiza extinderea geosinclinalelor rifeene de ambele părți ale zonelor consolidate mesozonale ale Geticului și continuându-se probabil în Carpații orientali de o parte și de alta a Cristalinului mesozonal.

În regiunea defileului Oltului a existat o legătură între geosinclinele rifeene nordice și cele sudice, materializate prin prezența diferitelor complexe ale seriei epimetamorfice rifeene pe afluenții drepti ai văii Oltului, pînă în bazinul văii Lotrului (S. N. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

În cazul cînd se va putea dovedi prezența formațiunilor rifeene de tip Sibișel și în zona axială a masivului Făgăraș, ar urma ca apele acestui geosinclinal să fi acoperit o bună parte a acestui masiv.

Completăm această imagine, schițată într-o comunicare anterioară, prin ideea regenerării zonelor cutate rifeene în timpul Paleozoicului. Astfel, pe amplasamentele geosinclinalelor rifeene a căror depozite au fost cutate și metamorfozate, s-au instalat o nouă serie de fose, în care s-au depus diferenți termeni ai Paleozoicului, cutați și metamorfozați dinamic într-o fază hercinică, din care s-au păstrat mărturii paleobiologice izolate (GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU 1959; AL. SEMAKA, 1961). Fazele de cutare caledoniene s-au manifestat probabil cu intensitate mici.

Fenomenele de supracutare puse în evidență în Carpații meridionali centrali prin pînza sisturilor cu porfiroblaste de albă (pînza de Riușorul Cisnădioarei) (M. CODARCEA-DESSILA 1961, 1962), corespunzătoare încălcăriilor gnaiseelor de Buchin peste complexul rocilor verzi de la Ocea de Fier-Bocșa Montană (AL. CODARCEA, 1930), pot fi atribuite de asemenea fazelor hercincice, fiind probabil reluate în fazele alpine.

În încheiere trebuie să relevăm că în cercetarea geologică a masivelor cristaline ale Carpaților a început să se adopte pe o scară din ce în ce mai largă studierea complexă a formațiunilor cristalofiliene prin metode stratigrifice, căutînd a se descifra relațiile faciale-litologice premetamorfice¹), precum și relațiile de transgresiune sau regresiune dintre diferențele serii și complexe de sisturi cristaline (C. IONESCU, 1963; C. IONESCU, sub tipar; V. C. PAPIU, 1956; GR. RĂILEANU, L. PAVELESCU, 1961; H. SAVU, 1962) și elementele structurale (I. BERCIA, E. BERCIA, sub tipar; I. BERCIA, E. BERCIA, C. CHIVU, sub tipar) pe de o parte și gradul și sensul proceselor metamorfice (progresive și regresive) pe de altă parte (M. CODARCEA-DESSILA, 1961; M. CODARCEA-DESSILA, 1962; V. C. PAPIU, 1956; H. SAVU, 1962; O. SCHMIDT, 1930).

De asemenea, punerea în evidență a urmelor organice în formațiunile vechi afectate mai puțin de procesele de metamorfism este absolut necesară pentru stabilirea geocronologiei fenomenelor geologice GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, 1959; AL. SEMAKA, 1961; (N. S. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

Primit: decembrie 1962.

¹⁾ AL. CODARCEA. Raport asupra rezervelor de minereu de fier ale regiunii Teliughele, partea de E a Munților Poiana Rusă. Arh. Com. Geol. 1948.

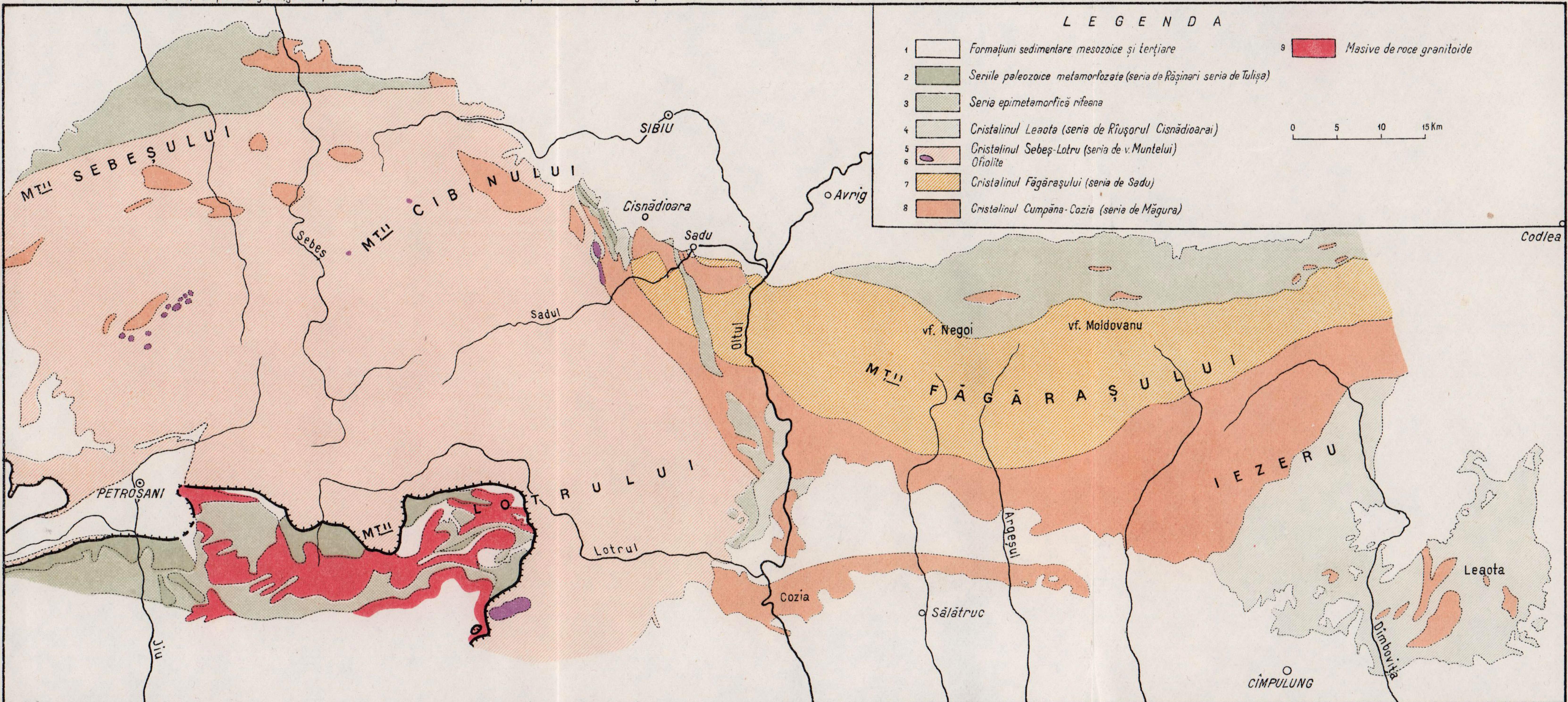
BIBLIOGRAFIE

- ACKNER M. J. (1855). Mineralogie Siebenbürgens, mit geognostischen Andeutungen. Hermans-tadt.
- BERCIA I. și BERCIA E. Cercetări microtectonice în reg. Ghelar-Teliuc (Munții Poiana Rusă) *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).
- BERCIA I., BERCIA E. și CHIVU C. Cercetări microtectonice în zona centrală a masivului Poiana Rusă (Teliuc-Vadul Dobrii). Comunic. Inst. Geol. 1960 (sub tipar).
- BIELTZ A. (1883 – 1884). Beiträge zur geol.–geognostischen Kenntnis von Siebenbürgen (Transsylvania), I.
- BRUNN J. H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Géol. des Pays helléniques*, VII, du bulletin.
- BRUNN J. H. (1960). Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, II/3.
- BRUNN J. H. (1961). Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. de Géogr. phys. Géol. dyn. ann.*, IV/2.
- CODARCEA AL. (1930). Studiu Geologic și petrografic al regiunii Oena de Fier – Boeșa Montană.
- CODARCEA-DESSILA M. (1961). Contribuții la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali centrali la W de Olt. *Stud. Cerc. geol.*, VI/3, București.
- CODARCEA-DESSILA M. Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor metamorfice din regiunea Brezoi–Călinești–Robești. *Comun. Acad. R.P.R.*, VII/5, (1962).
- CODARCEA-DESSILA M. Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților meridionali centrali. *Acad. R. P. R.*, *Stud. Cerc. geol. T. Nr. 3–4*, 1962 (sub tipar).
- DIMITRESCU R. Studiu geologic și petrografic al părții de E a mas. Făgăraș. *An. Com. Geol.*, XXXIII (sub tipar).
- GHERASI N., DIMITRESCU R. Structura geologică a masivului Ezer–Păpușa. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).
- GHİKA-BUDESTI ȘT. (1940). Les Carpates méridionales centrales. (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.* XX,
- GHİKA-BUDESTI ȘT. (1934). Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt, leur répartition et leurs rapports. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII.
- HAUER F. (1859). Geologie der Umgebung von Hermannstadt, *Verh. k. k. geol. RA*.
- HAUER F. und STACHE G. Geologie Siebenbürgens, Wien, 1885.
- IONESCU C. Cercetări geologice și petrografice în reg. Cîrlibaba–Ciocănești–Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LVII (București) 1963.
- IONESCU C. Cercetări geologice și petrografice în reg. Cîrlibaba–V. Tibăului. Comunic. 1961 (sub tipar)
- MAIER O., MURESAN G., MURESAN M. Structura geologică a reg. Teliuc–Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Rusă) *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).
- MAIER O., KRÄUTNER F., KRÄUTNER H., MURESAN M., MURESAN G. Structura geologică a zonei centrale a masivului Poiana Rusă (Teliuc–Vadul Dobrii). Comunic. Com. Geol. București 1960, (sub tipar).
- MIRAUTĂ O., MIRAUTĂ E. Paleozoicul din partea de S a Munților Măcin. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, București (1959).
- MOECKEL K. (1918). Die petrographischen Verhältnisse der südlich Resinar gelegenen Berg-gegend. Diss.

- NAUMOVA S. N., CODARCEA-DESSILA M., ILIESCU V. (1962). Asupra prezenței Rifeeanului în unele formațiuni din Carpații Meridionali centrali. *Comunic. Acad. R.P.R.*, nr. 11, București.
- PAPIU V. C. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952–1953), București.
- PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI A., DUTU M. (1963). Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol.* XLVII, București.
- PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/II (sub tipar).
- PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. (1961). Considerații petrogenetice asupra rocilor carbonatate epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. geol. Carp.-Balcan.*, Congr. V, București.
- PAVELESCU L. (1958). Étude géologique et pétrographique de la region centrale et de SE des Monts Retezat. *Ann. Com. Géol.*, XXIV–XXV, București.
- PAVELESCU L. (1955). Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.
- PAVELESCU L. (1956). Rocile ultrabazice din Carpații Meridionali. *Anal. Rom.–Sov., seria Geol.–Geogr.*, nr. 2, București.
- PAVELESCU L. (1958). Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.*, București.
- PAVELESCU L. (1961). Contribuții la studiul fundamentalui cristalin și răspândirea diferențelor formațiuni cristalofiliene în partea centrală și orientală a autohtonului danubian. *Asoc. geol. Carp.-Balcan.*, Congr. V, București.
- RADU A. (1964) Comunicare preliminară asupra geologiei și petrografiei reg. Dognecea. *Bul. I.P.G.G.* IX, București.
- RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. (1959). Asupra prezenței formei *Artrophytes alleghanensis* (Harlan) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (V. Idegului). *An. Univ. C. I. Parhon, Șt. Naturii*, Nr. 18, București.
- RĂILEANU GR., PAVELESCU L. (1961). Considerații generale asupra vîrstei șisturilor cristaline din Autohtonul Carpaților Meridionali. *Asoc. geol. carp.-balcan. Congr. V*, București.
- REINHARD M. (1910). Die kristallinen Schiefer des Făgărașer Gebirges in den rumänischen Karpaten. *An. Inst. Geol. Rom.*, III.
- SAVU H. (1962). Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956–1957), București.
- SCHIMDT O., (1930). Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII 1928 – 1929, București.
- SEMAKA AL. (1961). Asupra vîrstei formațiunii de Schela. *Asoc. geol. Carp.-Balcan. Congr. V*, București.
- STRECKEISEN A. (1934). Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI.
- VENDL A. (1932). Das Kristallin des Sebeșer – und Zibin – Gebirges. *Geologica Hungarica*, IV, Budapest.

AMPLASAREA SERIILOR CRISTALOFILIENE IN CADRUL MASIVELOR CRISTALINE DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI

MARCELA DESSILA CODARCEA: Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (reg. Rășinari-Cisnădioara-Sadu)



CONSIDÉRATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE, LA GENÈSE ET
LA STRUCTURE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES
DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES
(RÉGION DE RĂŞINARI—CISNĂDIOARA—SADU)

PAR

MARCELA CODARCEA-DESSILA

(Résumé)

L'étude complexe (stratigraphique, lithologique, métamorphique, faciale et structurale) des formations cristallophylliennes des Carpates Méridionales Centrales (région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu) a permis la détermination d'une colonne stratigraphique et la préconisation d'un schéma de reconstitution de l'évolution paléotectonique anté-alpine de cette région.

La détermination de certaines traces organiques dans les schistes cristallins moins métamorphisés a permis de faire des précisions géochronologiques et d'établir des corrélations avec les régions avoisinantes.

La série de Măgura représente le terme le plus ancien, presque exclusivement formé de gneiss résultés du métamorphisme des roches granoïdes, des coulées de laves acides, des tufs et des roches détritiques arkosiennes. Les gneiss oeillés, très fréquents dans cette série, sont considérés formés „*in situ*” par un processus de différenciation métamorphique aux dépens d'un matériel préexistant à chimisme potassique. Dans l'évolution géologique, la série de Măgura est étroitement liée aux processus dynamiques et diastrophiques d'un ancien soubassement ennoyé sous une couverture molassique.

La Série de Sadu renferme deux complexes : le complexe des micaschistes à grenats et staurolite résultant des sédiments aleuro-pélitiques argileux par métamorphisme et le complexe rythmique de Cîrlige, formé d'alternances de gneiss, de quartzites micacés et de micaschistes. Dans l'évolution géologique de la région, cette série représente les dépôts d'un géosynclinal très ancien, métamorphisés au niveau du faciès almandin-amphibolique, le subfaciès staurolite-quartz.

La Série de Valea Muntelui comprend deux complexes : Le complexe inférieur ophiolitique est stratifié, rythmique, étant constitué par trois



zones à savoir : zone basale ultrabasique, zone médiane gabbroïde, zone supérieure amphibolitique. Le complexe supérieur est formé d'alternances rythmiques de paragneiss résultant du métamorphisme des paquets de roches psammitiques, aleuritiques et pélitiques, argileuses et marneuses à caractère de flysch.

La Série de Riușorul Cisnădioarei est également formée de deux complexes : le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite, formé de gneiss, de quartzites feldspathiques et de micaschistes résultés du métamorphisme d'un matériel terrigène, mêlé, parfois, à un matériel pyroclastique et le complexe des chloritoschistes albitiques résultant des dépôts volcanogènes par métamorphisme.

Quant à l'évolution géologique de la région, l'on constate que le plissement et le soulèvement des dépôts géosynclinaux antérieurs ont été suivis par la subsidence des régions occidentales. A résulté un couple monoliminaire formé d'une fosse eugéosynclinale, dans laquelle se sont accumulés les dépôts de Valea Muntelui sur un soubassement de la série de Sadu, plissés, migmatisés et métamorphisés au niveau du faciès amphibolique et une fosse miogéosynclinale dans laquelle se sont déposés des sédiments qui par métamorphisme ont donné lieu aux schistes cristallins de la série de Riușorul Cisnădioarei. Ces fosses étaient séparées par une plate-forme continentale, formée de roches de la série de Măgura.

La série de Sibișel est constituée par quatre complexes caractéristiques du p.d.v. lithofacial et métamorphique : le complexe des schistes amphiboliques à caractère ophiolitique, le complexe des schistes à magnétite, résulté d'un matériel volcanique sédimentaire par métamorphisme, le complexe calcaire représentant une formation phytocénifale et un complexe graphiteux à caractère initial paralique.

Les formations de la série de Sibișel se sont déposées dans de nouvelles fosses emplacées sur les zones mobiles, entre la plate-forme continentale et les zones consolidées du miogéosynclinal antérieur. Ces formations ont été métamorphisées au niveau du faciès des schistes verts, subfaciès chloriteux. Il s'agit d'un métamorphisme régressif qui a affecté le soubassement cristallin plus ancien.

La série de Răsinari contient à la base des quartzites essentiellement blastopsammitiques. Ils sont surmontés par un complexe supérieur formé de schistes quartzzeux, chloriteux, sériciteux, résultés d'un matériel sédimentaire aleuro-pélitique par métamorphisme. La série de Răsinari accuse le caractère d'une formation transgressive, nettement différente des formations de la série de Sibișel, autant par son type de plissement que par le caractère des processus métamorphiques (métamorphisme faible, plutôt dynamique).

L'identification de spores et d'algues provenant des formations du complexe calcaire de la série de Sibișel permet d'attribuer à cette série l'âge riphénen. Les séries inférieures du p.d.v. stratigraphique appartiennent, probablement, au Protérozoïque et à l'Archéen. La série de Răsinari peut être considérée ordovicienne, l'auteur soutenant que les régi-

ons de plissement baïkalien ont subi une régénération pendant le Paléozoïque.

Quoique la région étudiée soit assez restreinte, elle représente une zone de jonction des séries appartenant aux divers massifs cristallins des Carpates Méridionales, permettant à l'auteur d'établir des comparaisons et des corrélations avec les régions voisines.

Reçu : décembre 1962.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Emplacement des séries cristallophylliennes dans les massifs cristallins des Carpates Méridionales Centrales

1, formations sédimentaires mésozoïques et tertiaires ; 2, séries paléozoïques métamorphisées (série de Răsinari, série de Tulișa) ; 3, série épimétamorphique riphénne ; 4, cristallin de Leaota (série de Riușorul Cisnădioarei) ; 5, Cristallin de Sebeș-Lotru (série de V. Munteui) ; 6, Cristallin de Făgărăș (série de Sadu) ; 7, cristallin de Cumpăna-Cozia (série de Măgura).





Institutul Geologic al României

ZONA TULCEA ȘI POZIȚIA ACESTEIA ÎN CADRUL STRUCTURAL AL DOBROGEI

DE
VASILE MUTIHAC

Abstract

The Tulcea Zone and its Position in the Structural Pattern of Dobrogea. In Dobrogea three structural units are to be distinguished: Southern, Central and Northern Dobrogea. Northern Dobrogea includes three subunits: the Măcin zone in which Paleozoic formations predominate, the Tulcea zone with well developed Triassic rocks and the pre-Dobrogean trough which has been generated during the Lias.

The crystalline basement includes two series, of which the upper one has been submitted to metamorphism before the Upper Algonian, when Central and Northern Dobrogea were parts of an unique geosynclinal area. Central Dobrogea has been consolidated during the Lower Paleozoic, but Northern Dobrogea kept its geosynclinal function up to the old Kimmerian phase.

Northern Dobrogea is the reminder of an orogenic chain, once connected with the zone which lies on the outer side of the Sandomir massif. The latter is considered to represent the prolongation of Central Dobrogea. Towards the East, the Dobrogea orogenic chain was connected with Southern Crimea and the Caucasus.

INTRODUCERE

Mărginită la nord de Dunăre, și la vest de Munții Măcinului, regiunea Tulcea ocupă partea de NE a Dobrogei de Nord. În literatura geologică mai este cunoscută și sub numele de zona triasică, deși ea nu cuprinde numai depozite triasice. Zona Tulcea, care formează o unitate geologică cu o evoluție tectonică oarecum distinctă, se întinde spre NE de la o linie care unește localitatea Luncavița cu dealul Consul traversind valea Bolculea pe la vest de localitatea Meidanchioi, ajungînd pînă la localitatea Nicolae Bălcescu (Bașchioi).



Institutul Geologic al României

Spre sud limita zonei triasice urmărește aproximativ valea Tăței și apoi malul stîng al lacului Babadag și Razelm pînă la capul Iancila.

La est de zona triasică se întinde lacul Razelm, cel mai mare lac din țara noastră, din apele căruia se ivește singuratăcă insula Popina, alcătuită din calcare triasice.

Regiunea Tulcea este aşadar înconjurată de două părți de apă. De la Tulcea spre NE se întinde Delta Dunării presărată cu bălti numeroase, separate de grinduri acoperite de întinderi nesfîrșite de stufoare-i dău un farmec deosebit.

Morfologia și hidrografia regiunii. Munții Măcinului, deși nu depășesc altitudinea de 463 m prezintă totuși un peisaj tipic montan. Spre E în imprejurimile satului Niculițel se trece la un platou întins. Acest platou ale cărui înălțimi sunt în jur de 200 m, corespunde ariei de răspândire a curgerilor de diabaze. Spre N platoul se termină printr-un abrupt care începe din dealurile Sarica și se continuă spre W pînă la sud de Lunca viță. Spre sud el este fragmentat de cursurile de apă, trecindu-se treptat la dealuri golașe cu forme rotunjite. Acestea se suprapun ariei de răspândire a Triasicului superior grezos.

Spre est, Triasicul calcars dă un relief șters reprezentat prin dealuri și coline care coboară treptat spre lacul Razelm. Brațul Sf. Gheorghe este străjuit spre sud de un sir de înălțimi a căror altitudine maximă este atinsă în colinile Mahmudiei. Mai departe înălțimile coboară, iar de la localitatea Dunavăț pînă la Marea Neagră se întind băltile Dunării în imprejurimile Dunavățului terenul apare ondulat din cauza dunelor foarte frecvente.

Dobrogea triasică în ansamblu, ca și restul de altfel, se prezintă ca o regiune ajunsă în stadiul de peneplenă.

Climatul arid al Dobrogei face ca rețeaua hidrografică a acestei regiuni să fie foarte redusă; cîteva cursuri de apă, care de obicei vara seacă și o serie de izvoare, sunt singurele ape din Dobrogea de Nord.

Rîurile principale Telița și Tățea în timpul verii de cele mai multe ori seacă.

Telița, care își are izvoarele la sud de Niculițel, în zona de răspândire a Triasicului grezos, străbate în parte platoul de diabaze iar în zona de răspândire a calcarelor triasice și-a format o vale largă, colmatată în bună parte cu loess resedimentat. Se varsă în lacul Babadag în apropiere de localitatea Zebil.

Al doilea rîu important este Tățea care își adună apele de pe versantul estic al Munților de la Greci și din platoul Niculițelului. După ce străbate o distanță în direcția N-S, de la localitatea Horia, își îndreaptă cursul spre est delimitînd oarecum zona triasică, de zona cretacică a Babadagului. Se varsă tot în lacul Babadag ceva mai la sud de Telița.

În afara de aceste rîuri principale, se întîlnesc ape mai mici ca: pîrîul Cilicului, pîrîul Trestinic, pîrîul Alba, care sunt tributare fie Teliței fie Tăței.

Izvoarele, mai ales în aria de răspândire a calcarelor, sunt destul de rare. Între acestea trebuie amintite izvoarele de la Congaz și izvorul

de la Zebil cu un debit important și constant și care a apărut după cutremurul din 1940. Ceva mai frecvente sunt izvoarele în zona de răspândire a Triasicului grezos și a platoului de diabaze. Printre acestea sunt de menționat izvorul Alba, izvoarele de la nord de Filimon Sîrbu și altele. Se poate spune că zonă Tulcea dispune de o rețea hidrografică foarte săracă.

Istoricul cercetărilor geologice. Primele cercetări geologice sistematice asupra Dobrogei le datorăm lui K. PETERS, care în 1867 dă informații destul de detaliate asupra Triasicului. El este cel dintâi care menționează stratele cu Halobii de la Cataloi, de unde a colectat un amonit determinat de MOJSISOVICS ca aparținând genului *Sageceras*. Tot PETERS aseamănă depozitele triasice din Dobrogea cu cele din Alpi. Lucrarea lui este însoțită de o hartă geologică destul de completă care a rămas în uz pînă în ultimul timp.

În ordine cronologică a urmat lucrarea lui K. REDLICH în care publică rezultatele unei călătorii în Dobrogea. El este printre primii cercetători care a explorat zăcămîntul fosilifer de la Agighiol, de unde dă și succesiunea depozitelor. Este printre primii, întrucât GRIGORE ȘTEFĂNESCU în 1890 în cursul său menționează: „Keuperul din calcar roșu cenușiu și albicioz foarte avut în fosile în partea de răsărit a județului Tulcea”.

REDLICH menționează la Agighiol Muschelkalkul care începe cu stratele de Schreyeralm și apoi calcarul cu brahiopode din insula Popina. Stratele cu Halobii de la Cataloi sunt considerate mai tinere decît calcarele de la Agighiol. Tot REDLICH corectează pe PETERS arătînd că la Bașchioi nu este vorba de calcarele jurasice în facies de Adneth, ci tot calcare triasice. Depozitele cele mai tinere ale Triasicului sunt considerate cele din partea de vest a zonei triasice, pe care el le compară cu stratele de Lunz din Alpi.

V. ANASTASIU în lucrările sale din 1897 și 1898 se ocupă în mod amănuntit de depozitele triasice din Dobrogea. El menționează prima formă fosilă care atestă prezența Werfenianului în Dobrogea și anume în blocurile de pe malurile lacului Babadag a identificat forma *Tirolites cf. dinarus*. Tot el stabilește succesiunea depozitelor de la Agighiol demonstrează pe bază de faună prezența Carnianului la partea superioară a calcarelor roșii, părere care deși ulterior a fost contestată de KITTL, (1908) cercetările recente au confirmat-o. Paralelizînd depozitele triasice din Dobrogea cu cele din Alpi, V. ANASTASIU stabilește la Agighiol prezența zonei cu *Ceratites trinodosus*, a zonei cu *Trachyceras aon* și a zonei cu *Trachyceras aonoides*. De menționat că tot el citează forma *Encrinus liliiformis* care însă nu a mai fost întîlnită de cercetătorii ulteriori.

Datele cele mai complete asupra structurii Dobrogei se datorează lui G. MURGOCI (1914). Acest autor se ocupă însă mai mult de formațiunile paleozoice și de terenurile eruptive, încit depozitele triasice sunt prezentate destul de sumar; în schimb este discutată pe larg poziția tectonică a Dobrogei în cadrul geologic regional.

Printre lucrările cu caracter economic trebuie menționată publicația lui R. PASCU (1904) asupra geologiei fostului județ Tulcea, care este însotită și de o hartă geologică la baza căreia stă harta întocmită de PETERS.

În cercetările de după 1930 s-a insistat mai mult asupra formațiunilor magmatische și în această privință sînt de menționat lucrările lui M. SAVUL (1931, 1935, 1937) care s-a ocupat în special cu eruptiunile de porfire din zona Consul-Meidanchioi și cu eruptiunile de diabaze din împrejurimile localității Niculițel. Autorul arată că acestea din urmă sînt eruptiuni submarine.

În anul 1940, I. ATANASIU face cunoscută o privire generală asupra Dobrogei, mai ales pe baza lucrărilor anterioare, la care adaugă păreri proprii. El este primul cercetător care consideră șisturile filitoase și cuarțitice de la Monument-Tulcea ca reprezentind aceeași formațiune din Dobrogea Centrală (șisturile verzi) după cum tot el menționează strate de Carapelit la Uzum Bair. Amîndouă aceste păreri nu au fost confirmate de cercetările ulterioare pe teren, deși mai există și astăzi cercetători care să susțină că la Monument-Tulcea sînt reprezentate șisturi verzi.

Referiri la geologia Dobrogei și mai ales la poziția sa tectonică se întîlnesc la H. STILLE (1953), I. BĂNCILĂ (1958) și alții, în care se fac aceleiasi tentative ca și unii autori mai vechi de a lega Dobrogea cu una din regiunile învecinate.

Ca o trăsătură comună, în ceea ce privește mai ales zona triasică, aproape toți cercetătorii, după ce s-a demonstrat că Triasicul în Dobrogea este dezvoltat după tipul alpin, au încercat să aplice și aici aceeași schemă a variațiilor de facies ca și în Alpi, unde de fapt este vorba de mai multe unități tectonice suprapuse. Din această cauză în Dobrogea s-a ajuns să se considere ca reprezentind variații de facies depozite care în realitate reprezintă etaje superioare ale Triasicului.

În ultimii ani în toată Dobrogea s-au întreprins cercetări detaliate și sistematice, în urma căror s-a ajuns la o imagine mult mai clară asupra geologiei Dobrogei, inclusiv asupra zonei triasice. În această ordine de idei sînt de menționat lucrările lui O. MIRĂUȚĂ (1959–1963), V. MUTIHAC (1958, 1961, 1962), COSMA STANCIU (1959), care se referă evident și la alte zone ca, zona Munților Măcin, zona șisturilor verzi, etc.

N. GRIGORAȘ și T. DĂNET (1961) au făcut cercetări petrografice asupra șisturilor verzi și aceștia sunt unii din autori care susțin existența șisturilor verzi în Dobrogea de Nord.

Nu au lipsit nici lucrările de anvergură. Este vorba de lucrarea lui D. M. PREDA (1959 și 1961) asupra poziției tectonice a orogenului hercnic chimeric al Dobrogei de Nord în cadrul geologic structural regional, în care autorul susține existența unui șariaj al șisturilor verzi peste Dobrogea de Nord, șariaj care a avut loc în cimpul mișcărilor chimerice vechi.

Cercetările recente impuse de necesitatea de a sintetiza și coordona datele au adus multe clarificări în problemele de stratigrafie. Parte din rezultate au fost expuse în Ghidul excursiilor cu ocazia congresului Asociației Carpato-Balcanice din 1961, de la București.

Cadrul geologic general. În Dobrogea se deosebesc trei unități cu evoluție geologică diferită : 1. Dobrogea de Sud, care se întinde de la linia Ovidiu-Capidava spre sud : 2. Dobrogea Centrală, cuprinsă între linia Ovidiu-Capidava la sud și falia Peceneaga-Camena la nord ; 3. Dobrogea de Nord care se întinde între falia Peceneaga-Camena și marginea sudică a platformei podolice ce se găsește undeva la nord de Dunăre și este măscată de depozitele depresiunii predobrogene. În cuprinsul Dobrogei de Nord se pot identifica mai multe subunități care au avut o evoluție deosebită, cel puțin în anumite epoci. Astfel zona Munților Măcin (zona paleozoică) și zona Tulcea (zona triasică) și depresiunea predobrogoreană.

D o b r o g e a d e s u d. Fundamentul metamorfozat al Dobrogei de Sud este alcătuit din șisturi cristaline cu o cristalinitate avansată, străpunse de masive granitoide. Existența acestor granitoide este dovedită, de remanierile ce se întâlnesc în conglomeratele din Dobrogea Centrală, (I. ATANASIU 1940), iar recent, prin forajele din zona Palazu s-a identificat prezența unor gnaise, peste care urmează amfibolite (V. IANOVICI și D. GIUȘCĂ 1961).

În ultimul timp, imediat la Sud de linia Ovidiu-Capidava în foraje, s-a întâlnit o serie de argile roșii și conglomerate ce remaniază granite și porfire. Aceste depozite sunt cotate și în probabil de formațiunea sedimentară a Dobrogei Centrale.

Fundamentul cristalin al Dobrogei de Sud se întinde în toată zona dintre Carpați și Balcani alcătuind Pintenul Valah (STILLE 1953).

În discordanță peste șisturile cristaline se astern depozitele Paleozoicului inferior întâlnite în foraje : Silurianul (șisturi cu graptoliți) de la Costinești (M. ILIE 1956 ; N. GRIGORĂS 1956), Devonianul (calcare coraligene) în nordul Bulgariei și probabil și alte formațiuni paleozoice, eventual Carboniferul dar care n-a fost încă dovedit paleontologic. Paleozoicul din Dobrogea de Sud este local dislocat.

În poziție orizontală urmează Triasicul de tip germanic (D. M. PREDA 1959), Jurasicul, Cretacicul și Tertiul. Aceste depozite de platformă nu constituie serii continue ci sunt întrerupte de numeroase lacune fapt ce dovedește veniri și retrageri succesive ale apelor mării în diferite perioade.

D o b r o g e a C e n t r a l ă. Cind se vorbește de structura Dobrogei Centrale se insistă de obicei asupra faptului că fundamentul acestei unități este constituit din șisturi verzi. În ceea ce privește acceptiunea termenului de șisturi verzi aplicat pentru serile din Dobrogea Centrală aceasta a variat. Pentru primii cercetători șisturile verzi au însemnat toate formațiunile cotate ce se întâlnesc în Dobrogea Centrală, incluzându-se deci și șisturile cristaline din zona Bașpunar-Camena. Aceștia admiteau o serie continuă, a cărei parte inferioară este metamorfozată datorită unor intruziuni (R. PASCU, 1909 ; L. MRAZEC, 1910 G. MURGOC, 1914).

Cu timpul cercetătorii au separat o serie metamorfică mezozonală în imediata vecinătate a liniei Peceneaga-Camena și seria șisturilor verzi superioară (Harta geologică a R.P.R. scara 1 : 500.000).

Studiile recente (COSMA STANCIU 1959; O. MIRĂUTĂ 1963) permit să se facă următoarea precizare: în Dobrogea Centrală se găsesc trei formațiuni deosebite și anume:

a) seria șisturilor cristaline mezozonale, situată în partea de nord a Dobrogei Centrale, între Bașpunar și Camena. Este reprezentată prin micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit, micașisturi cu muscovit și granați, amfibolite și șisturi amfibolice. Aceasta reprezintă probabil aceeași serie care alcătuiește fundamentul cutat al Dobrogei de Sud;

b) o serie epimetamorfică discordantă peste seria mezozonală și situată imediat la sud de prima. Aceasta este alcătuită din șisturi sericito-cloritoase și șisturi cuarțito-cloritoase înspre bază, iar la partea superioară șisturi blasto-aleuritice, șisturi blasto-pelitice și blasto-psefítice. Totul este foarte slab metamorfozat. La șisturile epimetamorfice includem și ceea ce COSMA STANCIU (1959) a denumit seria inferioară a șisturilor verzi respectiv seria infragrauwachică (O. MIRĂUTĂ 1963);

c) o serie net sedimentară reprezentată prin grauwache, șisturi argiloase uneori roșietice și conglomerate, serie cu un pronunțat caracter de ritmicitate, reprezentând depozite tipice sinorogene.

Limita între seria epimetamorfică și cea sedimentară este dată de o linie care ar uni localitățile Ostrov de pe Dunăre și Istria de lîngă lacul Sinoe, limită ce corespunde cu linia magnetică ce separă două domenii cu caractere magnetice diferite, cauzate de compoziții petrografice deosebite (GAVĂT I. și colab. 1963).

Raportul dintre seria sedimentară sinorogenă și seria epimetamorfică este de discordanță căci în prima sunt remaniate elemente din seria epimetamorfică. Rezultă că utilizarea termenului de șisturi verzi fără o altă precizare poate da loc la confuzii. Pentru că această denumire a fost încreștenită o păstrăm în sens larg pentru seria epimetamorfică și cea sedimentară tipică sinorogenă, aceasta din urmă alcătuind șisturile verzi sensu stricto care ocupă cea mai mare parte din Dobrogea Centrală și se dezvoltă la sud de seria epimetamorfică.

Faptul că în cutedele seriei sedimentare nu se găsesc depozite de tipul celor din Dobrogea de Nord, care după ultimile cercetări aparțin Silurianului (O. MIRĂUTĂ, 1959) dovedește că Dobrogea Centrală, inclusiv șisturile verzi, au fost consolidate anterior Silurianului. În sprijinul acestei afirmații vine și faptul că în Cîmpia Română, la Bordeiul Verde, s-a întîlnit în foraje o gresie albă cenușie fosiliferă de vîrstă ordoviciană inferioară (G. MURGEANU și D. PATRULIUS, 1963), în poziție orizontală peste argilele roșietice din seria sedimentară a Dobrogei Centrale. Vîrsta acestora din urmă este aşa dar sigur anteordoviciană și foarte probabil precambriană (O. MIRĂUTĂ le atribuie vîrsta rifeană (1961)).

În stînga Dunării depozitele Dobrogei Centrale au fost atinse prin foraje la adincimi apreciabile, ceea ce denotă existența unei falii între Galați și Pecineaga, falie ce urmărește aproximativ cursul Dunării. Aceasta de altfel a fost pusă în evidență și pe cale geofizică (I. GAVĂT și colaboratorii, 1963).

Şisturile verzi din Dobrogea Centrală suportă depozite aparținând Jurasicului și Cretacicului în poziție orizontală sau aproape orizontală și care îmbracă faciesul depozitelor de tip platformă. Acestea incep cu Bathonianul superior și se termină cu Cretacicul superior.

D o b r o g e a d e N o r d . Între falia Peceneaga-Camena și marginea sudică a Platformei podolice este cea de a treia unitate a Dobrogei, Dobrogea de Nord, care din Paleozoic și pînă la sfîrșitul Liasicului a funcționat ca geosinclinal, separînd Dobrogea Centrală (Vistulikum, STILLE, 1963) de Platforma Podolică.

În Dobrogea de Nord se separă o zonă a Munților Măcin spre vest, unde au o largă dezvoltare formațiunile paleozoice străpunse de masivele granitice și zona Tulcea la est, care se caracterizează prin dezvoltarea foarte mare a depozitelor triasice. Aceste două zone în mai multe rînduri au avut o evoluție diferită.

Fundamentul zonei Tulcea este alcătuit din șisturi cristaline asemănătoare întru totul celor din zona Munților Măcin. Acestea apar pe o porțiune relativ restrînsă în centrul zonei Tulcea, anume în anticlinul central Uzum Bair—Saun. Pe hărțile anterioare, acestea au fost considerate ca depozite devoniene adică aşa cum se presupunea că este și la Priopcea (Munții Măcin).

Recent, OREST și ELENA MIRĂUȚĂ (1959) printr-o cercetare minuțioasă în zona Bujoare-Priopcea, au stabilit o altă succesiune stratigrafică, considerînd că de la Devonianul fosilifer din Bujoare spre est, pînă în culmea Priopcea este o succesiune stratigrafică normală și anume, mergînd de la Bujoare spre est se trece la formațiuni din ce în ce mai vechi fiind prezent Silurianul, alcătuit din calcare, șisturi calcaroase și șisturi argiloase. În acestea autorii menționează fosile care pledează într-o anumită măsură, pentru vîrstă amintită. Acestea trec mai departe la cuarțite masive care, presupun autorii menționați, ar putea reprezenta Ordovicianul. În continuare spre est se trece la o serie filito-cuarțitică, la început slab metamorfozată apoi formațiuni cu cristalinitate mai ridicată (amfibolite, cuarțite, micașisturi) cu granite concordante (Megina). Stratigrafic nu se poate stabili o limită între cuarțitele presupuse ordoviene și seriile inferioare. Din această observație s-a tras concluzia că formațiunile metamorfozate din zona Megina sunt în continuitate de sedimentare cu Silurianul și ar reprezenta depozite cambriene poate chiar și mai vechi, metamorfozate în orogeneza caledoniană.

În zona Tulcea situația nu diferă mult de cea de la Priopcea însă autorul prezentei lucrări îi dă o interpretare oarecum deosebită.

Şisturile cristaline de la Uzum Bair sunt acoperite spre sud de conglomerate werfeniene, iar spre nord se dezvoltă ca o serie cuarțito-filitoasă, slab metamorfozată, strîns cutată și redresată la verticală. Are o grosime apreciabilă și ocupă toate înălțimile dintre Uzum Bair și dealul Redi traversînd calea ferată spre dealul Cișla. Aceasta este o serie epizonală echivalentă cu seria filito-cuarțitică din Munții Măcin. Între seria epizonală și Silurian considerăm că există o discordanță și nu continuitate de sedimentare, dat fiind că o formațiune sedimentară vine în contact

cu o serie metamorfozată Această serie epimetamorfică este aceeași serie ce se întâlnește și în Dobrogea Centrală. Tot unei serii epimetamorfice aparțin șisturile filitoase cuarțitice de la Monument-Tulcea, șisturile filitoase și cuarțitice ce alcătuiesc culmile Boelugea și Coelugea, cele din vîrful Cara Asan (Trestinic) precum și ivirile din malul drept al Dunării de la Isaccea spre vest, inclusiv Cartal pe stînga Dunării. Șisturile filitice de la Tulcea-Monument au fost interpretate de I. ATANASIU (1940) ca reprezentând șisturile verzi din Dobrogea Centrală, părere la care recent s-a asociat N. GRIGORĂS și T. DĂNET (1961). Ultimii doi autori mai citează iviri de șisturi verzi în Dobrogea de Nord în imprejurimile localității Cataloi.

În această privință se poate spune că în nici un caz șisturile filitoase de la Monument ca și cele de la Cataloi nu pot reprezenta șisturile verzi în sens restrîns, așa cum rezultă din lucrare mai ales că autorii menționati le compară cu seria sedimentară sinorogenă din Dobrogea Centrală. Spunem că nu pot fi șisturile verzi în sens restrîns pentru că acestea din urmă sunt formațiuni sedimentare nemetamorfozate, iar cele din Dobrogea de Nord sunt formațiuni epimetamorfice. Cel mult ar putea să fie șisturile verzi regenerate într-o cutare ulterioară celei asintice. Lucru cert este că cele două domenii reprezintă unități structurale deosebite. Mai probabil este că formațiunile epimetamorfice din Dobrogea de Nord reprezintă echivalentul seriei epimetamorfice din Dobrogea Centrală regenerată în cutările ulterioare, ultima fiind cutarea chimerică veche.

Șisturile filitoase de la Monument se întâlnesc spre est pe versantul sudic al colinelor Mahmudie și la sud de Pîrlita unde situația este identică cu cea din culmea Priopcea. Aici seria filito-cuarțitică suportă cuarțite masive de culoare albă-vînătă pînă la roșietică puternic diaclazate. Acestea au intercalatii subțiri de șisturi filitoase. Au o grosime de 100 m și suportă Silurianul. O continuitate de sedimentare între Silurian și seria filito-cuarțitică nu o considerăm probabilă, așa cum nu poate fi admisă o continuitate între seria epimetamorfică și seria sedimentară sinorogenă din Dobrogea Centrală.

STRATIGRAFIA ZONEI TULCEA

PALEOZOICUL

În colinele Mahmudie peste seria epimetamorfică cu cuarțite masive, urmează o suită de depozite groasă de mai multe sute de metri (atât cît apare la zi) reprezentată prin șisturi argiloase negre, în plăci, cuarțite negre în strate subțiri, calcare și șisturi calcaroase (fig. 1). Foarte frecvent se întâlnesc gresii de culoare verză, în strate subțiri cu hieroglife. În asemenea gresii s-au găsit exemplare de *Paleodyction* și alte impresiuni organice de tipul Bilobitelor (fig. 2). Aceste depozite cu intercalatii de calcare ocupă versantul nordic al colinelor Mahmudie și se întâlnesc și în înălțimile de la sud de Pîrlita. La marginea nordică a satului Ada Marinescu apar în malul drept al brațului Sf. Gheorghe, unde sunt reprezentate printr-o alternanță de șisturi argiloase și cuarțite în strate cu grosime pînă la 0,50 m.

Resturile organice menționate nu sunt concluzante pentru a stabili precis vîrstă acestor depozite, însă situația din Colinele Mahmudiei este identică cu cea de la Priopcea unde, în depozite asemănătoare ca facies și ca poziție stratigrafică, O. MIRĂUȚĂ menționează fosile pe baza cărora atribuie aceste depozite Silurianului (1959).

Depozitele de pe clina nordică a colinelor Mahmudiei aparțin deci Silurianului. E posibil ca să cuprindă și depozite devoniene, eventual cele de la Ada Marinescu, însă nu există dovezi paleontologice.

Depozite ale Paleozoicului superior, respectiv stratele de Carapelit, care în zona Măcin stau discordant peste Devonian, nu se întâlnesc în zona Tulcea. Cele menționate de I. ATANASIU la Uzum Bair nu au fost confirmate de cercetările ulterioare. Aici peste șisturile cristaline se întâlnesc depozite cornificate, care nu au nimic comun cu stratele de Carapelit și care suportă la rîndul lor conglomerate werfeniene (fig. 3). Probabil că în timpul Paleozoicului superior zona Tulcea a fost exondată și s-a comportat ca o zonă relativ rigidă.

Pozitia discordant-transgresivă a straturilor de Carapelit de vîrstă (cel puțin în parte), carboniferă, în zona Munților Măcin, arată că Silurianul a fost afectat de cutări mai vechi, respectiv de cutările caledoniene tîrzii. Această constatare este în concordanță cu ceea ce s-a pus în evidență prin foraje în Ucraina în regiunea Rava Ruska (Structure géologique de l'U.R.S.S. 1958) anume că Platforma rusă este mărginită de o zonă aparținând caledonidelor, căci în această localitate s-au întîlnit șisturi argiloase cu graptoliți, care înclină cu $50 - 80^\circ$.

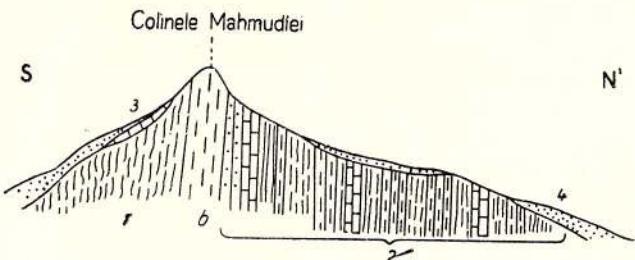


Fig. 1. — Secțiune prin Colinele Mahmudiei.
1, șisturi epimetamorfice (b, quartite); 2, gresii, șisturi argiloase, quartite și calcar (Silurian); 3, calcare masive (Triasic mediu); 4, loess.

Fig. 1. — Coupe au travers les Collines de Mahmudia.

1, schistes épémétamorphiques (b, quartzites); 2, grès, schistes argileux, quartites et calcaires (Silurien); 3, calcaires massifs (Trias moyen); 4, loess.

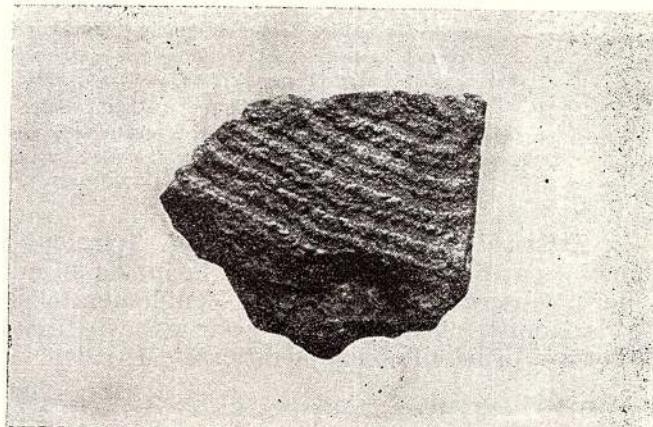


Fig. 2. — Urme organice în depozitele siluriene.
Fig. 2. — Traces organiques dans les dépôts siluriens.

TRIASICUL

Zona Tulcea se caracterizează printr-o largă dezvoltare a depozitelor triasice. Acest sistem este reprezentat prin toate etajele sale și se așează transgresiv și discordant peste fundalul cristalino-paleozoic, după încrețarea mișcărilor hercinice.

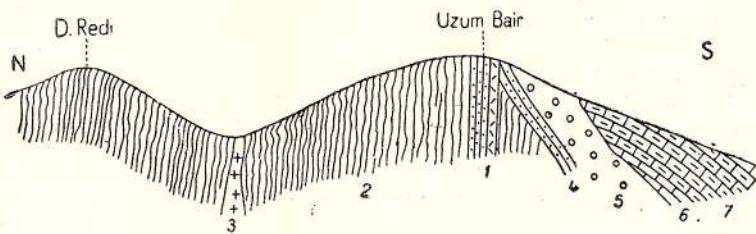


Fig. 3. — Secțiune la Uzum Bair

1. granită concordanță și zone de contact ; 2. sisturi epimetamorfice ; 3. porfire, 4. corneene ; 5. conglomerați werfeniene ; 6. calcare roșii (Triasic mediu) ; 7. calcară în plăci cu silexite.

Fig. 3. — Coupe à Uzum Bair.

1. granites concordants et zones decontact; 2. schistes épimétamorphique 3. porphyres ;
4. cornéennes ; 5. conglomérats werféniens ; 6. calcaires rouges (Trias moyen) ;
7. calcaires en plaquettes à silexites.

Triasicul inferior — Werfenianul. Triasicul inferior începe cu conglomerațe a căror grosime variază în jur de 30 m. Situația cea mai clară unde se observă relațiile dintre conglomerațe și fundalul cristalin este la Monument-Tulcea. Aici peste șisturile filitoase străpuse de filoane de porfire, urmează conglomerate ale căror elemente ajung pînă la un diametru de 6–7 cm (fig. 4).

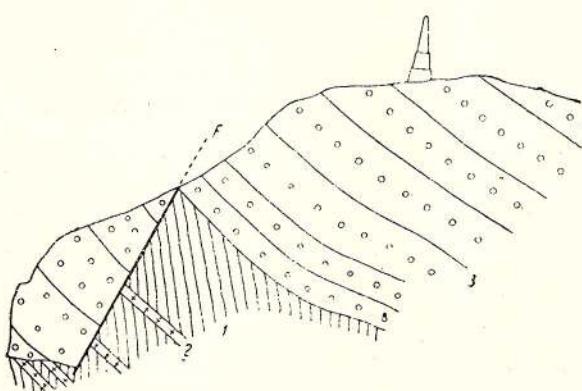


Fig. 4. — Raportul dintre Triasic și fundal la Monument-Tulcea.

1. sisturi epimetamorfice ; 2. porfire ; 3. conglomerate werfeniene ;
Fig. 4. — Rapport entre le Trias et le sousbasement,
à Monument-Tulcea.

1. schistes épimétamorphiques ; 2. porphyres ; 3. conglomérats werféniens.

Elementele prezintă un grad avansat de rotunjire și sint alcătuite din quart alb de natură hidrotermală, cuarțite violacee sau vinete, cuarțite negre, filite, granită, porfire etc, adică reprezintă întreaga gamă a rocilor din fundal. Conglomerațele se mai întâlnesc la Mahmudia, la vest de satul Beștepe, iar la Uzum Bair stau peste șisturi cristaline. Aici sunt mult mai mărunte și au o culoare roșietică. Mai departe apar în malul lacului Razelm în apropiere de capul Iancila. În ele se

întilnesc foarte multe elemente din granit cu diametrul ce depășește 10 cm. Pe suprafețe mai reduse se întilnesc la est de Tulcea în locul numit Bogza, în culmea Boclugea și la sud de satul Nalbant.

Peste conglomeratele de la Tulcea-Monument urmează gresii cuarțoase albe care se văd sub moscheea din Tulcea, dar raporturile stratigrafice între conglomeratele bazale și gresiile cuarțoase nu sunt clare aici. Gresiile sunt bine dezvoltate atât la vest cît și la est de Tulcea.

La vest de Tulcea apar în săpăturile căii ferate în dreptul depoului. Sunt gresii cuarțoase albe, dure, în bancuri pînă la 1 m grosime. Între bancurile de gresii se interpun strate subțiri, pînă la 0,20 m de argile șistoase verzui pînă la violacee. Sub gresiile cuarțoase albe apar gresii roșietice-violacee mai grosiere, uneori cu pete verzi. Gresiile roșietice au un ciment argilos și adesea prezintă episoade microconglomeratice. Întregul pachet de gresii albe și violacee are o grosime de 30 m. Mai apar în cariera de la Tulcea Veche unde situația este deosebit de interesantă căci se surprind contacte care nu se mai pot observa în altă parte. În bază apar conglomerate mărunte cuarțoase, de culoare albă. Ele trec la gresii cuarțoase albe de tipul celor de pe calea ferată cu intercalări de argile șistoase violacee (fig. 5). Mai departe se trece înspre partea superioară la gresii și apoi la șisturi argiloase și calcare fosiliere. Situație asemănătoare se întilnește în săpăturile căii ferate, la locul unde aceasta întretaiește șoseaua Tulcea-Babadag. Aici apar conglomerate roșietice, șisturi calcaroase și șisturi argiloase în care am găsit: *Gervilleia pannonica* KITTL., *Aviculopecten aff. elegantulus* KITTL., *Gervilleia cf. meneghinii* TOMM.

Nivelul gresiilor cuarțoase mai apare la est de Tulcea, pe marginea sudică a luncii Dunării, anume la Bogza. Aici se observă trecerea de la conglomeratele bazale la gresii cuarțoase albe și apoi la gresii grosiere roșii. În conglomerate se întilnesc filonașe cuprifere. Gresiile cuarțoase au aici o grosime pînă la 40 m și se prelungesc departe spre est întinindu-se din nou aproape de Beștepe. Au aceeași dezvoltare ca și la Tulcea-depou. Cu același aspect mai apar în dealul Prislav la sud de localitatea Ada Marinescu, unde sunt puternic diaclazate și străbătute de filoane de cuarț.

Tot Wefenianului sunt atribuite aparițiile de depozite din partea de sud a zonei Tulcea în malul drept al văii Taită, în dreptul satului Nicolae Bălcescu. Aici pe distanță de 1,5 km apar în bază conglomerate violacee (fig. 6) ale căror elemente remaniază cuarț, porfire, filite de culoare verde, diabaze, etc. Conglomeratele trec la gresii violacee. În dreptul satului Nicolae Bălcescu apare o alternanță strînsă de gresii și argile roșii între care se interpun filoane de porfire concordante. Aceste depozite amintesc

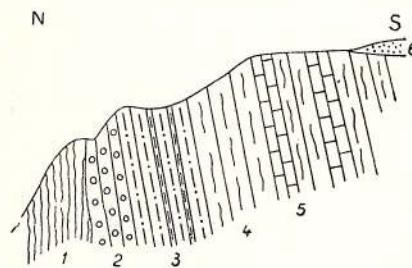


Fig. 5. — Secțiune la Tulcea Veche.
1. sisturi epimetamorfice; 2. conglomerate werfene; 3. gresii silicioase și argile violacee; 4. sisturi argiloase fosiliere; 5. sisturi calcaroase; 6. loess

Fig. 5. — Coupe à Tulcea Veche.
1. schistes épimétamorphiques; 2. congolérats werfénien; 3. grés siliceux et argiles violacées; 4. schistes argileux fossilières; 5. schistes calcaires; 6. loess.

foarte mult faciesul Permianului din alte părți și mai ales din Banat. Depozitele descriu mai multe cufe iar stratele sunt adesea redresate la verticală.

O ultimă ivire de depozite conglomeratice asociate cu gresii violacee și argile roșii este cea de la Mihai Bravu (Camber). Conglomeratele repausă aici pe porfire mai vechi pe care le remaniază. Spre partea superioară

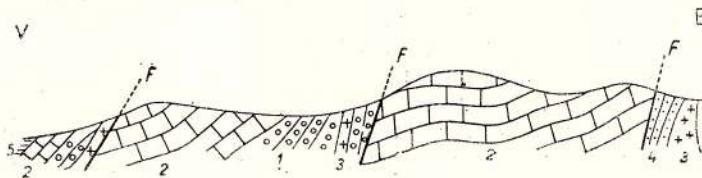


Fig. 6. — Secțiune pe Valea Tăței la Nicolae Bălcescu.

1, conglomerate și argile roșii — Werfenian; 2, calcare masive (Triasic mediu);
3, porfire; 4, gresii (Triasic superior).

Fig. 6. — Coupe de Valea Tăței à Nicolae Bălcescu.

1, conglomérats et argiles rouges — Wefénien; 2, calcaires massifs (Trias moyen);
3, porphyres; 4, grès (Trias supérieur).

trec la gresii violacee care alternează cu argile roșii. Contactul cu calcarele Triasicului mediu se face după o falie (fig. 7).

De remarcat că în această parte nu se mai întâlnesc gresiile cuarțoase albe, iar intercalațiile șiștoase sunt mult mai frecvente, aproape în proporție egală cu gresiile.

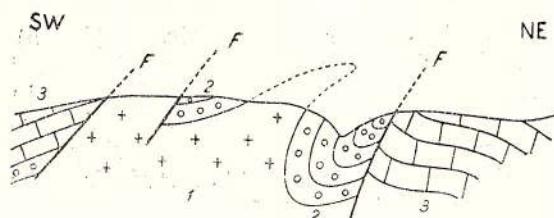


Fig. 7. — Secțiune la Mihai Bravu.

1, porfiry; 2, conglomerate werfeniene; 3, calcar masiv
(Triasic mediu).

Fig. 7. — Coupe à Mihai Bravu.

1, porphyres; 2, conglomérats werféniens; 3, calcaires massifs
(Trias moyen).

argiloase și calcaroase sunt foarte fosilifere și prima dată fauna a fost cercetată de I. SIMIONESCU (1910). De aici se menționează următoarele forme: *Pecten alberti* GOLDF., *Pseudomonotis venetiana* HAUER, *P. aurita* HAUER, *P. cf. clarai* EMMR., *Myacites canalensis* COT., *Tirolites haueri* MOJS. *T. spinosus* MOJS., *T. subillyricum* KITTL., *Danubites ellipticus* DIEN., *Dinarites mohamedanus* MOSJ., *Nautilus danubiensis* SIM. Fauna ce se găsește la Tulcea Veche este mult mai bogată, însă starea de conservare adesea nu permite nici măcar o determinare generică.

Vîrsta conglomeratelor bazale și a orizontului de gresii cuarțoase nu poate fi susținută pe baze paleontologice, aceasta însă se poate deduce din situația de la Tulcea Veche. Aici peste gresiile cuarțoase albe urmează gresii argiloase de culoare închisă care apoi trec spre partea superioară la sisturi argiloase, sisturi calcaroase, marnocalcare și calcare și calcar roșietice care apar într-o alternanță foarte restrinsă. Sisturile ar-

Asociația faunistică de la Tulcea Veche confirmă și completează indicațiile lui V. ANASTASIU. Aceasta arată că șisturile argiloase și calcaroase de la Tulcea Veche ca și cele de pe calea ferată reprezintă echivalentul stratigrafic al stratelor de Campil din Alpii calcaroși de sud (Dinarizii); și ca litofacies Werfenianul din Dobrogea se apropie cel mai mult de Werfenianul din Dinarizi. Ca și în Dinarizi și în Dobrogea jumătatea inferioară a Triasicului inferior este alcătuită din conglomerate, gresii și șisturi argiloase, iar jumătatea superioară este formată din gresii argiloase, șisturi argiloase, șisturi calcare și marnocalcare. În Dinarizi, în depozitele din partea inferioară, cunoscute sub numele de stratele de Seis, s-a identificat o faună alcătuită din : *Pseudomonotis clarai*, *Myacites fassaensis*. Din partea superioară, în constituția căruia intră șisturi, gresii și calcare masive, cunoscute sub numele de stratele de Campil, se menționează formele : *Tirolites cassianus* și *Myophoria costata*.

În Dobrogea, în partea inferioară a Werfenianului, respectiv echivalentul stratelor de Seis nu s-au găsit pînă acum fosile, însă în cariera de la Tulcea Veche se constată că între gresiile cuarțoase și șisturile calcaroase fosilifere există continuitate de sedimentare. Această constatare permite să se conchidă că cel puțin parte din conglomerate, gresiile cuarțoase albe și gresiile argiloase roșietice reprezintă echivalentul stratelor de Seis, deci Werfenianul inferior, iar gresiile argiloase, șisturile argiloase și șisturile calcaroase sunt echivalente cu stratele de Campil (Werfenianul superior).

Primii cercetători K. PETERS, R. PASCU, GR. ȘTEFĂNESCU, KITTL, considerau că cel puțin conglomeratele bazale ar reprezenta Permianul în facies verrucanic. La această idee se asociază și GH. MURGOCĂ (1914) care atribuie atât conglomeratele cât și gresiile albe silicioase și gresiile violacee, Permianului, deși cunoștea situația de la Tulcea Veche. Argumente paleontologice pentru vîrstă permiană a acestor depozite nu existau pe vremea lui MURGOCĂ, după cum nu sînt nici astăzi, însă el atribuie această vîrstă pe baza asemănării litofaciiale cu depozite din alte regiuni (Carpații Orientali, Carpații meridionali, Balcani, etc.), unde formațiuni asemănătoare erau socotite la Permian. În această privință este de observat că nici în regiunile menționate, aceste depozite nu conțin faună, încît apartenența lor la Triasic sau la Permian este cel puțin tot atât de ipotetică ca și în Dobrogea. Singura regiune unde Permianul în facies verrucanic e dovedit pe bază de fosile este Banatul de Vest.

Dată fiind trecerea gradată dintre depozitele date paleontologic la Tulcea Veche și gresiile cuarțoase albe cu argile violacee, socotim totuși că e mai îndreptățit să considerăm că acestea din urmă reprezintă Werfenianul inferior. Mai neclară este situația conglomeratelor bazale de tipul celor de la Monument-Tulcea și mai ales a gresilor conglomeratelor și a șisturilor argiloase roșii de pe valea Taiței, care se deosebesc oarecum de cele din nordul zonei Tulcea. În plus aici se constată că apar și porfire stratiforme concordante. Acest fapt ar fi un argument că depozitele de pe Taița ar putea apartine eventual Permianului, dat fiind că depozitele din Banatul de Vest asemănătoare cu cele de aici și date paleontologic,

se caracterizează prin prezența eruptiunilor de porfire. Se constată pe de altă parte că aproape în toate regiunile Werfenianul începe cu conglomerate și în primul rînd trebuie să ne adresăm acelor regiuni cu care se leagă Dobrogea, respectiv Crimeea și Caucaz. În Crimeea nu se cunoaște decât Triasicul superior, în Caucaz însă Werfenianul începe cu un nivel de conglomerate bazale care trec la gresii. Acestea stau transgresiv peste diferite formațiuni mai vechi. Situația nu se pare foarte asemănătoare cu cea din Dobrogea încit putem considera că conglomeratele de la Monument, de la Mahmudia, de la Nicolae Bălcescu, etc. aparțin, cel puțin în parte, Werfenianului inferior.

Un fapt ce nu trebuie trecut cu vederea este că numai la Tulcea Veche și pe calea ferată se întâlnește Werfenianul fosilifer. Adesea s-a menționat Werfenian superior la Cilic; de fapt aici este vorba de calcare roșietice șistuoase ce aparțin Triasicului superior. În toate celelalte locuri unde apare Werfeanul, acesta este reprezentat fie numai prin conglomeratele bazale fie prin conglomerate și gresii cuarțoase. Acolo unde se surprind relațiile dintre Werfenian și calcarele Triasicului mediu acestea din urmă se aşază direct peste conglomerate bazale sau peste gresiile cuarțoase. Concluzia ce se deduce este că la sfîrșitul Werfenianului se înscrie o lacună în sedimentare însotită de eroziune, care a îndepărtat Werfenianul superior.

În concluzie Werfenianul în Dobrogea, în partea sa inferioară, îmbracă faciesul caracteristic grezos-conglomeratic așa cum se întâlnește în Carpații orientali, în Alpi, în Munții Tatra, în Caucaz, etc., iar Werfenianul superior se dezvoltă în faciesul stratelor de Campil (sisturi argiloase, sisturi calcaroase și marno-calcare fosilifere).

Triasicul mediu – Anisian-Ladinian. Triasicul mediu are o largă dezvoltare în zona Tulcea și este reprezentat exclusiv prin depozite carbonatate. Dezvoltarea tipică este la Agighiol, localitate ce a devenit clasică pentru studiul Triasicului mediu din Dobrogea. Dealurile de la vest de această localitate sunt formate numai din calcare triasice, iar colinele prin care acestea se prelungesc spre est către lacul Razelm au oferit un bogat material paleontologic, care a stat la baza unor bine cunoscute lucrări monografice (I. SIMIONESCU, 1913). Aceste coline începînd de la nord către sud sunt: dealul Petros, Delușorul și Dealul Lung.

Deși fauna menționată de la Agighiol este foarte bogată în specii, totuși stratigrafia Triasicului nu a putut fi pusă la punct, în primul rînd pentru că nu se poate urmări un profil continuu, calcarele fiind acoperite de o mantie de loess și în al doilea rînd pentru că fauna nu a fost colectată din loc și nu se cunoașteau punctele precise de unde a fost recoltată. Adesea s-au creat chiar confuzii, astfel culmea dealurilor de la Agighiol începe cu dealul cu Cununa și se continuă spre est cu dealul Căușa Mică. Localnicii mai denumesc dealul Petros (de unde provine fauna cea mai numeroasă) și dealul Căușului. De aici foarte adesea au provenit confuzii, încit I. Simionescu infirmă faptul menționat de V. ANASTASIU că la Căușul Mic s-ar găsi fosile. Este evident că în acest caz se confundă dealul Petros (dealul Căușului) cu dealul Căușul Mic, unde într-adevăr nu se găsesc fosile. De asemenea I. SIMIONESCU infirmă și faptul că la Zebil s-ar găsi calcar cu *Encrinus liliiformis* și *Ceratites nodosus*, menționate de același

autor. În această privință se poate afirma că această formă există totuși, deoarece se găsește în colecția Institutului Geologic, iar la Agighiol autorul lucrării prezente a găsit crinoizi. Ce-i drept nu se poate spune că este vorba de specia *Encrinus liliiformis*, dar se poate presupune că aceste forme au fost într-adevăr găsite de V. ANASTASIU și că cercetătorii ulteriori n-au reușit să le regăsească, fiind destul de rare.

Calcarele de la Agighiol apar de sub învelișul de loess, încât nu se văd raporturile cu depozitele subjacente. Succesiunea de detaliu a calcarelor în imprejurimile acestei localități se poate urmări pe colina Dealul Lung (fig. 8).

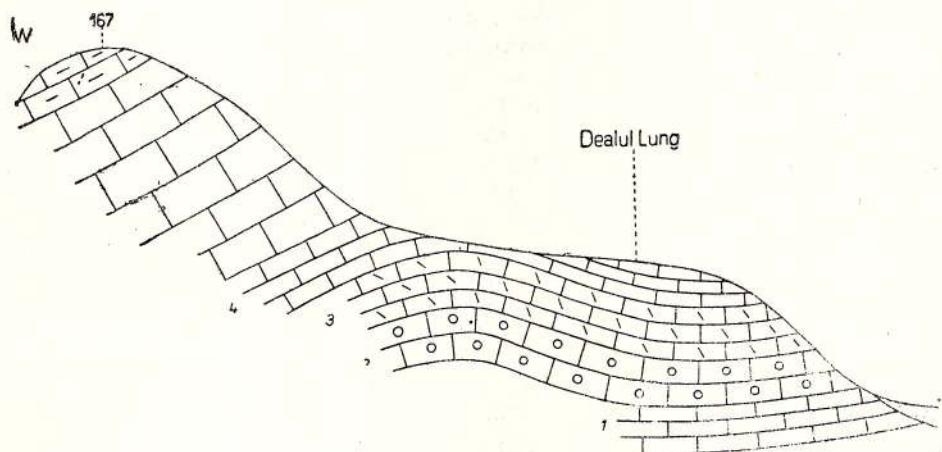


Fig. 8. — Succesiunea calcarelor la Agighiol (colina Dealul Lung)

1, calcare vinețe; 2, calcare cu *Trachyceras aon* și *Lobites euxinus*; 3, calcare cu *Clionites catharinæ*; 4, calcare negre; 5, calcare roșietice noduloase; 6, calcare cu silexite.

Fig. 8. — Succession des calcaires à Agighiol (colline Dealul Lung).

1, calcaires cendrés ; 2, calcaires à *Trachyceras aon* et *Lobites euxinus* ; 3, calcaires à *Clionites catharinæ* ; 4, calcaires noirs ; 5, calcaires rougeâtres noduleux ; 6, calcaires à silexites.

La baza pantei, la extremitatea estică a colinei, de sub învelișul de loess, apar calcare vineții cu pete de culoare violacee. Deasupra acestora urmează un nivel de calcare roșietice, subordonat cenușii, în grosime de 6–8 m. Din acest nivel s-au colectat formele: *Ioanites* sp., *Romanites simionescui* KITTL, *Monophyllites aonis* MÜNST., *Protrachyceras* sp. Din nivelul calcarelor roșii, pe versantul sudic al colinei Dealul Lung s-au colectat în plus: *Arcestes subdimidiatus* KITTL, *Trachyceras aon* MÜNST., *Lobites euxinus* KITTL, *Protrachyceras ladinum* MOJS., *Anolcites promontis* KITTL, *Arcestes ausseanus* MÜNST. (V. MUTIHAC 1959).

Deasupra calcarelor roșii urmează din nou un nivel de calcare de 8–10 m din care s-a colectat *Clionites catharinæ* MOJS., și *Pleuronaiulus ampezzanus* LOR. În continuare urmează calcare negre în spărtură proaspătă, albicioasă pe suprafetele alterate, cu spărtură concoidală, bine stratificată, în grosime de 6–8 m. Calcarele negre sunt sărace în fosile. S-au

găsit cîteva mulaje de brahiopode și un amonit aparținînd genului *Protrachyceras*. Stratele din nivelele menționate pînă acum descriu ușoare ondulații încît apar din nou pe pantă. Deasupra calcarelor negre urmează o alternanță de calcare roșietice și dolomite cenușii nefosilifere în grosime de aproximativ 30 m. Succesiunea este încununată de calcare în plăci cu silexite.

Aceeași succesiune se poate urmări și pe colina de la nord (Delușorul) paralelă cu prima. Aici sub calcare negre cu spărtură concoidală vin calcarile roșietice din care s-a colectat: *Ioanites difissus* HAUER, *Romanites simionescui* KITTL, *Ioanites klipsteini* MOJS., *Ioanites stefănescui* KITTL, *Arcestes ausseanus* MUNST., *Monophyllites aonis* MOJS., *Protrachyceras cf. furcatum* MOJS., (V. MUTIHAC, 1959).

Din cele ce afirmă I. SIMIONESCU (1913, pag. 1) acesta este unul din cele două puncte fosilifere pe care el le-a cunoscut și le-a explorat și pe care l-a denumit Lutul Roșu. Cel de al doilea punct este fără îndoială dealul Petros. Reiese de asemenea că I. Simionescu n-a cunoscut punctul fosilifer de pe colina Dealul Lung.

Pe colina Delușorul, 500 m mai spre vest de punctul fosilifer menționat, pe drumul ce duce de la Agighiol spre dealul cu Cununa, apar calcare roșii concreționare. Acest punct este denumit de localnici Lutul Roșu însă nu este identic cu punctul Lutul Roșu menționat de I. SIMIONESCU. De aici s-au colectat formele: *Sageceras haidingeri* HAUER, *Megaphyllites jarbasi* MUNST., *Sturia sansovinii* MOJS. *Clionites af. arnulfi* MOJS., *Protrachyceras arhelaus* LAUB., *Ioanites stefănescui* KITTL., *Ioanites difissus* HAUER și *Arcestes barandei* MOJS. (V. MUTIHAC, 1959). Peste aceste calcar roșii urmează calcare albicioase cu *Clionites catharinae* MOJS. și *Pleuronautillus ampezzanus* LOR., ca și la Dealul Lung.

Se observă că în ceea ce privește succesiunea stratigrafică stabilită pe colina Dealul Lung, este aproape aceeași pe care o dă V. ANASTASIU la Lutul Roșu. (1898—pag. 41)

Cel mai bogat punct fosilifer este însă la Dealul Petros, de unde provine cea mai mare parte din formele menționate de I. SIMIONESCU. Ceea ce trebuie reținut este că aproape toate formele colectate aici nu provin din loc, ci au fost găsite în blocurile de pe pantă, fapt de care trebuie ținut seama la stabilirea succesiunii stratigrafice de detaliu. Din cele două puncte explorate, I. SIMIONESCU a descris 89 de specii, din care menționăm cîteva forme care interesează la stabilirea vîrstei calcarelor de Agighiol printre acestea sunt: *Gymnites bosnensis* HAUER, *Ptychites stoliczakai* MOJS., *Celtites neumayeri* MOJS., etc.

Calcarele de la Agighiol se pot urmări spre nord-vest și reapar în dealul Pietrișului, dealul stîncă Mare, la Uzum Bair iar spre sud-vest se urmăresc pînă în imprejurimile Zebilului, unde sunt foarte dezvoltate fiind de asemenei fosilifere. În dealul Stîncă Mare (Deșli Caira) apar calcare gălbui stratificate, cu aspect masiv și calcare roșii concreționare fosilifere. De aici s-au descris formele: *Procladiscites macilentus* HAUER, *Danubites celtitoides* KITTL, *Sturia forojulensis* MOJS., *Ptychites stefănescui* SIM., *Monophyllites confucii* DIEN., *M. pradiumne* DIEN., *M. transversus* KITTL, *Megaphyllites sandalinus* var. *umbonata* KITTL, *Japonites dobrogicus* SIM.,

Sageceras tyrolitiformis KITTL, *S. walteri* MOJS. *Mysidioptera kittli* BITT., *Rhynchonella kelneri* BITT., *Spirigera marmorea* BITT. (I. SIMIONESCU 1910).

La extremitatea sudică a dealului Uzum Bair apar de asemenei calcare roșii concreționare în care s-au găsit formele: *Monophyllites confucii* DIEN. și *Acrohordiceras halili* TOULA (V. MUTIHAC, 1959).

Calcare roșietice masive sau cu stratificație slabă, mai apar la vest de satul Sabangia de unde s-au colectat formele: *Ioanites difissus* HAUER și *Romanites simionescui* KITTL. La nord-vest de Zebil apar calcare roșii concreționare în care s-a găsit *Anolcites promontis* KITTL, iar în apropiere de satul Congaz, în calcară roșietice cenușii stratificate s-a identificat *Arcestes ausseanus* MÜNST., În cariera Zebil apar calcare dolomitice cu aspect masiv în care s-a găsit un exemplar de *Megalodus* sp.

Calcare cenușii-roșietice masive sau cu o stratificație slabă mai apar în lungul văii Taită, formând înălțimile de la est de satul Mihai Bravu și la sud de Nicolae Bălcescu. De asemenei în partea de vest a zonei Consul Medanchioi, astfel pe valea Taitiei la extremitatea vestică a înălțimii Consul pe versantul vestic al dealului Lozova și pe stînga pîriului Bochlugea, în apropierea de confluența acestuia cu pîriul Lozovei. La sud de Nalbant apar de asemenei calcare roșietice de tipul celor de la Agighiol, iar în imprejurimile Tulcei, se ivesc de sub învelișul de loess, pe suprafețe foarte restrînse, cum sănt cele de la sud de Tulcea la bariera Babadagului, sau cele de lîngă calea ferată în apropiere de cumpăna apelor.

Intercalațiile de calcară roșii care sănt foarte frecvente la Agighiol nu constituie orizonturi reper, ci reprezentă doar epizoade în masa calcarelor masive apărind la diferite nivele și cu dezvoltare foarte limitată.

De la meridianul localității Agighiol spre est aspectul calcarelor se schimbă oarecum, în sensul că prezintă aproape exclusiv caracter masiv și au în general o culoare cenușie albicioasă. Tipul acestor calcară ar fi acela care se întâlnește în insula Popina din lacul Razelm, fiind echivalentul stratigrfic al stratelor de St. Cassian din Alpi. Așa dar este vorba de un echivalent stratigrfic și nu de o identitate de facies căci stratele de St. Cassian din Alpi sănt reprezentate prin marno-calcară pe cînd depozitele din partea de est a zonei Tulcea sănt alcătuite din calcară masive de culoare cenușie albicioasă. Că sănt un echivalent stratigrfic al stratelor de St. Cassian rezultă din fauna care s-a găsit în insula Popina (I. SIMIONESCU, 1910). După cum menționează autorul aceasta are mari afinități cu cea din stratele de St. Cassian, fiind reprezentată printr-un număr de peste 50 specii în care predomină bahiopodele. În afară de formele găsite în insula Popina, faună asemănătoare s-a găsit în calcarele de pe marginea sudică a lacului Razelm anume *Rhynchonella trinodososa* BITT., *Retzia schwageri* BITT., *Rhynconella coronae* JEKELIUS, *Spirigera dyactis* BITT. Alături de aceste forme, în intercalații de calcară roșii, s-a găsit *Romanites simionescui*. Cu același aspect se dezvoltă calcarele ce formează colinele de pe malul nordic al lacului Razelm pînă către Dunavăt, și cele care alcătuiesc înălțimea de la est de Enisala pe care sănt ruinele cetății Heraclea. Acestea din urmă suportă calcară cretacice cu o foarte bogată faună de brahiopode. Dacă la cele menționate se mai adaugă faptul că

brahiopode de tipul celor din insula Popina s-au găsit și în calcarele de la Agighiol, se poate trage concluzia că în partea de est a zonei Tulcea calcarale cu brachiopode se dezvoltă progresiv de la Agighiol spre est. Astfel la Zebil calcarale cu brahiopode sunt subordonate în timp ce în partea de est acestea predomină, iar cele de tip Agighiol sunt subordonate.

Vîrstă calcarelor descrise pînă acum se deduce din fauna foarte bogată găsită mai ales la Agighiol și la Uzum Bair. Din lista de fosile menționată se vede că la Uzum Bair calcarale roșietice noduloase reprezintă Anisianul, vîrstă dată de formele *Acrohordiceras halili* și *Monophyllites confucii*. În succesiunea urmărită pe colinele de la sud de Agighiol și în primul rînd de pe Dealul Lung este prezent Ladinianul și partea inferioară a Carnianului, încit se poate conchide că calcarale cenușii albicioase sau roșietice întlnite în Dobrogea aparțin Anisianului, Ladinianului și părții inferioare a Carnianului.

Situatia mai neclară este aceea a raporturilor stratigrafice dintre Werfenian și Anisian. Contactul deschis între depozitele acestor etaje se observă numai în cîteva puncte și anume la Mahmudia și la Uzum Bair. La Mahmudia calcarale cenușii de tipul celor de la Agighiol stau direct peste conglomeratele werfeniene. La Uzum Bair conglomeratele werfeniene suportă calcare în plăci cu silexite care sunt superioare calcarelor de la Agighiol. La Tulcea Veche unde apare Werfenianul superior fosilifer, nu se surprind raporturile directe ale acestuia cu Anisianul. Dacă la aceste observații se mai adaugă faptul că în toată fauna ce se cunoaște pînă acum în calcarele de tip Agighiol nu există nici o formă care să ateste cu certitudine prezența Anisianului inferior se poate conchide că sfîrșitul Werfenianului și începutul Anisianului corespunde unei lacune stratigrafice datorită unor mișcări probabil de mică amploare. Asemenea discontinuitate este menționată în Triasicul din Jugoslavia pentru care s-a creat faza de cutări Muntenegreană.

Triasicul superior. Calcarele cu silexite. Deasupra calcarelor masive de la Agighiol, care cuprind și baza Carnianului, pe pîrîul Căușa Mică, în continuitate de sedimentare urmează o alternanță strînsă de calcare în plăci cu accidente silicioase și șisturi argiloase de culoare gălbuiu-verzuie. Înspire partea superioară a succesiunii, stratele de calcare devin din ce în ce mai groase iar accidentele silicioase capătă infățișarea unor benzi dînd un aspect foarte caracteristic acestor depozite. Culmea Dealul cu Cunună este alcătuită din aceste calcare în plăci cu silexite și cu intercalări de șisturi argiloase. Ele au o largă dezvoltare în zona Tulcea formînd dealurile dintre Somova, Parches, Cataloi și înălțimile de la sud și sud-est de Tulcea. Ultima ivire din aceste calcare spre est este cea din insula Grădiște de la sud de Sarichioi.

Pe panta vestică a înălțimii Uzum Bair calcarale cu silexite se aşeză pe conglomeratele werfeniene, fapt pentru care au fost atribuite anterior Werfenianului superior (I. ATANASIU, 1940). Ceva mai spre sud însă, aceeași serie repauzează și pe calcarale anisiene marcînd o ușoară transgresiune. Acestea sunt acoperite de aluviuurile pîrîului Telița și reapar în satul Cataloi unde spre partea superioară, îmbracă un facies nodulos concretionar. În partea de vest a zonei Tulcea faciesul acestora se schimbă în

sensul că nu mai sunt atât de frecvente accidentele silicioase, în schimb între ele se interpun curgeri de diabaze cum este cazul lîngă Filimon Sirbu, la sud de Meidanchioi în dealul Malciului sau în imprejurimile localității Niculițel.

Grosimea acestor calcară în plăci cu silexite ajunge adesea la 150—200 m și împreună cu calcarele subjacente sunt foarte intens cutate, uneori chiar răsturnate, cum se poate vedea în cariera Trei Fîntîni de lîngă Tulcea, (fig. 9). Aceste depozite sunt foarte sărace în urme organice. Cîțiva amoniti foarte rău păstrați și spiculii de spongieri și radiolari întîlniți în accidentele silicioase secționate²⁾, sunt singurele resturi fosile găsite, dar pe baza căror nu se poate trage nici o concluzie asupra vîrstei lor. Caracteristica distinctivă a acestor calcară, și anume prezența accidentelor silicioase, nu au fost sesizate în lucrările anterioare și poziția lor stratigrafică nu a putut fi precizată. V. ANASTASIU (1898) le înglobează într-un complex de calcare roșii, cenușii și negre, asociate cu calcare dolomitice roșietice, care ar urma deasupra stratelor cu Halobii de la Cataloi și le acordă vîrstă carniană. Succesiunea ce se întâlnește pe colinele de pe versantul estic al dealurilor de la Agighiol arată, fără îndoială, că aceste calcară în plăci cu silexite și cu inter-

1) Identificate de V. C. Papiu.



Fig. 9. — Cariera Trei Fîntîni (calcare triasic cutat). Fig. 9. — Carrière de Trei Fîntîni (calcaires triasiques plissés).

calătii de argile vin în continuitate de sedimentare deasupra calcarelor roșietice care, ca vîrstă urcă pînă în baza Carnianului. Rezultă de aici că vîrsta calcarelor în plăci cu silexite este în orice caz carniană și acest lucru reiese și din faptul că aceste roci suportă de fapt marnele cu Halobii.

Stratele cu Halobii. Depozitele care urmează normal deasupra calcarelor în plăci cu silexite, apar cel mai bine deschise la Cataloi, însă nu tot aici se pot vedea clar și relațiile cu depozitele pe care le suportă. În malul drept al Teliței, în mijlocul satului, într-o carieră apar, pe o grosime de 10 – 15 m, marno-calcare de culoare închisă, stratificate, iar din loc în loc se interpun strate subțiri de calcare negre cu spătură concoidală. În stratele de marno-calcare se găsesc adesea calcare elipsoidale de diferite dimensiuni. Spre partea superioară acești elipsoizi de calcare devin foarte frecvenți încit marno-calcarele capătă un aspect particular, pseudoconglomeratic. În stratele cu astfel de dezvoltare, deasupra colinei de la Cataloi, s-a regăsit *Sageceras haidingeri* HAUER (V. MUTIHAC, 1961).

Spre bază, în marno-calcarele de la Cataloi intercalațiile de calcare negre devin din ce în ce mai frecvente, ajung să fie în proporție egală și apoi marno-calcarele devin subordonate trecindu-se astfel la calcarele concreționare, stratificate care se situează la partea superioară a calcarelor cu silexite. Marno-calcarele, prin alterare, capătă o culoare verzuie-gălbui și devin foarte sistuoase. În asemenea situație alterația scoate la iveală numeroase halobii, adesea adevărate lumașele, fapt pentru care în literatura geologică sunt cunoscute sub numele de strate cu Halobii. Acestea au fost semnalate încă de primii cercetători menționându-se: *Halobia insignis* GEMM., *H. lucana*, LOR., *H. fluxa* MOJS. (V. ANASTASIU 1898). În cursul cercetărilor recente s-a mai identificat un amonit aparținând genului *Monophyllites*.

Marno-calcarele de la Cataloi se continuă spre nord-vest în lungul văii Telița și apar din loc în loc de sub mantia de loess; astfel o primă ivire este la marginea vestică a satului Cataloi unde rocile menționate conțin numeroși amoniți printre care *Cladiscites diuturnus* (MOJS.) (V. MUTIHAC, 1961), apoi pe o viroagă între Calaloi și Frecătei unde conțin de asemenei halobii și în satul Frecătei. În continuare apar în marginea șoselei Somova-Isaccea unde sunt iarăși fosilifere.

După cum se poate observa pe hartă, ivirile de strate cu Halobii menționate, orientate SE-NW și cu înclinații spre SW marchează flancul unui anticlinal asimetric, în axul căruia se dezvoltă calcarele cu silexite ce alcătuiesc dealurile dintre Somova și Parcheș. Stratele cu Halobii se pot urmări foarte bine și pe flancul celălalt, la Parcheș și Somova, după care reapare la sud de Tulcea și la nord de Agighiol, continuându-se pe sub lacul Razelm.

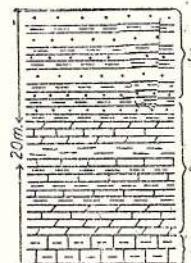
Important este că apariția de la sud de Tulcea arată relațiile atât cu calcarele subjacente cât și cu depozitele ce le succed la partea superioară. Urmărind profilul pe drumul ce merge din șoseaua Tulcii spre valea Puful Roșu, peste dealul Redi, pe culmea paralelă cu șoseaua, se observă că deasupra calcarelor cu silexite, pe o grosime de 15 m, se dezvoltă o alternanță de marno-calcare sistoase și calcare (fig. 10). Spre partea superioară a acestui pachet intercalațiile din calcare devin detritice. La microscop

intercalațiile detritice apar alcătuite din zone grezoase, cînd au aspect de gresii cu ciment bazal și zone calcaroase în care cimentul este un calcar granular. Mai sus roca intercalată în șisturile marnoase este formată dintr-un material heterogranular psamitic fin, pînă la psamitic mediu în care se disting două categorii de granule: mari subcolțuroase și mici colțuroase - aşchioase, toate de proveniență metamorfică. Foarte rar apare

Fig. 10. — Relațiile stratigrafice ale stratelor cu Halobii (la sud de Tulcea).
1, calcare în plăci cu silexite, 2, șisturi marnoase; marnocalcare și calcare (stratele cu Halobii); 3, gresii și șisturi marnoase.

Fig. 10. — Rapports stratigraphiques des couches à Halobies (au Sud de Tulcea).

1, calcaires en plaquettes, à silexites; 2, schistes marneux, marnocalcaires et calcaires (couches à Halobies); 3, grés et schistes marneux.



feldspat plagioclaz în stare foarte proaspătă cu macula albitului. Se infilnesc de asemenei fragmente dintr-o gresie preexistentă și calcare din dizolvarea căruia a luat naștere cimentul. Stratele de gresii devin din ce în ce mai groase ajungînd pînă la 2 m, iar sub microscop se observă că acestea iau caracter de ortocuartite. Ele alternează cu șisturi marnoase ușor aleurițice, cu structură pelitică pînă la peloleuritică, cu masa fundamentală alcătuită dintr-un amestec de argilă și calcar¹⁾. În aceste intercalații se găsesc numeroase halobii. Mai sus intercalațiile șistuoase se reduc treptat și se face astfel trecerea spre seria superioară groasă, de mai multe sute de metri în care gresiile predomină. Aceeași situație se poate urmări în dealul de la sud est de Tulcea, pornind din cariera Trei Fintini.

Orizontul marnelor cu halobii este dezvoltat și în partea de vest a zonei Tulcea însă, ca și calcarele în plăci subjacente, se prezintă aici sub un facies deosebit, ca urmare a condițiilor de sedimentare noi, create de erupțiunile diabazice. Profilul cel mai clar este la est de Filimon Sîrbu (fig. 11). Peste calcarele în plăci cu filoane de diabaz, se dezvoltă un pașchet de șisturi argiloase foioase, în grosime de 40 m, cu intercalații de curgeri de diabaze. Seria șistuoasă a fost simțitor influențată de soluțiile hidrotermale încît, nu mai are aspectul tipic al stratelor cu Halobii însă nu începe

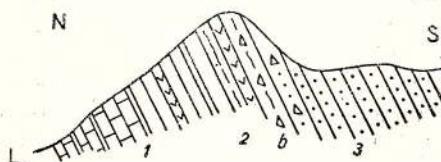


Fig. 11. — Succesiunea depozitelor la Filimon Sîrbu.

1, calcare în plăci și intercalații de diabaze; 2, șisturi argiloase (strate cu Halobii), b) blocuri de calcare (Wildflysch); 3, gresii – formațiunea flysoïdă.

Fig. 11. — Succession des dépôts à Filimon Sîrbu.

1, calcaires en plaquettes et intercalations de diabases; 2 a) schistes argileux (couches à Halobies), b) blocs à calcaires (Wildflysch); 3) grés – formation flyschoïde.

¹⁾ Studiile microscopică s-au făcut sub îndrumarea tov. V. C. PAPIU.

nici o îndoială, că ea reprezintă echivalentul stratelor cu Halobii dat fiind că se găsește, ca și marnele cu Halobii, între calcarele cu silexite la bază și formațiunea grezoasă la partea superioară.

Orizontul marnelor șistuase se continuă spre sud spre N. Bălcescu și este bine dezvoltat pe panta estică a dealului Tătaru unde capătă o culoare roșie. Spre vest se poate urmări pe versantul estic al înălțimilor dintre Filimon Sîrbu, Trestinic și Telița, iar în compartimentul din apropierea liniei de încălecare a zonei Măcin peste zona triasică, este reprezentată de șisturi argiloase cu intercalări subțiri de calcare în plăci, rocile fiind foarte strîns cutate.

Un fapt care trebuie remarcat este că începînd de la est de Filimon Sîrbu, spre partea superioară a orizontului de șisturi argilo-marnoase (echivalentul stratelor cu Halobii) apar în sedimentate blocuri de calcare roșii de tipul celor din Triasicul mediu, calcare în care s-au găsit amoniți. Aceste blocuri au dimensiuni foarte variate începînd de la $40-50\text{ cm}^3$ și ajungînd la cîțiva zeci sau chiar sute de metri cum este cazul ivirii de calcare de la sud-vest de Trestinic. Modul de zăcămînt al acestor calcare nu permite să fie interpretate ca avînd o poziție tectonică. Calcarele menționate constituie adevărate klippe-însedimentate în partea superioară a marnelor cu Halobii, unde formează un nivel reper care se poate urmări pe aproape 20 km. În înălțimea de la vest de satul Meidanchioi ca și împrejurimile Teliței, blocurile mari de calcare se întîlnesc și în baza formațiunii grezoase care succede marnele cu Halobii. Prezența acestor blocuri în marnele cu Halobii și în baza formațiunii grezoase, demonstrează că în timpul depunerii acestora, bazinul de sedimentare a fost afectat de mișcări verticale ce au provocat denivelări ale fundului bazinului. Acestea s-a fragmentat în mai multe compartimente ce se mișcau în sens diferit unul față de altul. Fracturile și denivelările fundului au dat naștere pe deoparte la prăbușiri submarine (blocuri enorme ce se desprindeau din compartimentele ridicate), iar pe de altă parte au deschis calea magmelor diabazice care s-au interpus în depozitele în curs de sedimentare. În felul acesta a luat naștere o formațiune aparte cu caracter de Wildflisch.

Mișcările care au fost destul de intense în partea de vest a zonei Tulcea, au avut răsunet și în partea de est. Caracterul de pseudoconglomerate observat la partea superioară a marno-calcarelor de la Cataloi trebuie interpretat ca o consecință a ecoului acestor mișcări.

Vîrsta stratelor cu Halobii. Majoritatea autorilor începînd cu V. ANASTASIU socoteau stratele de Halobii echivalente cu calcarele de la Agighiol, deci ca o variație laterală de facies a acestora și le acorda vîrstă ladiniană. Faptul pleacă de acolo că, în succesiunea stabilită de V. ANASTASIU la sud-vest de Agighiol, mai exact la Căușul Mic (1898, pag. 38) autorul identifică niște calcare negre, nefosilifere (nivelul 4), care seamănă cu calcarele negre intercalate în marno-calcare cu Halobii de la Cataloi și cu care le sincronizează. El menționează că acestea se situează, la Cataloi, deasupra șisturilor cu Halobii. Aflorimentul de la Cataloi arată clar că treccerea de la calcarele noduloase la marno-calcarele cu Halobii se face gradat printr-o alternanță de calcare negre și șisturi marnoase în grosime

de 10—15 m, în care spre bază predomină calcarele iar la partea superioară șisturile marnoase (fig. 12). Acest pachet se situează sub nivelul în care se găsesc halobiile. S-a amintit că nici chiar la Agighiol nu se poate vorbi de orizonturi sau nivele de calcare roșii, albe sau negre. Aceste diferite tipuri de calcare au doar o dezvoltare epizodică. Că stratele cu halobii nu sunt sincrone cu calcarele de la Agighiol reiese și din reprezentarea cartografică. Acestea se urmăresc pe flancurile unui anticlinal stind deasupra calcarelor în plăci cu silexite; aşadar stratele cu Halobii aparțin

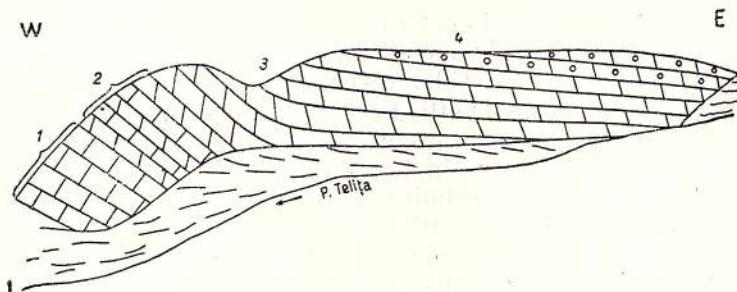


Fig. 12. — Secțiune la Cataloi.

1, calcare concreționare; 2, alternanță de calcare negre și marnocalcare; 3, marno-calcare cu halobii; 4, marnocalcare cu depozite de calcare (pseudoconglomerate).

Fig. 12. — Coupe à cataloi.

1, calcaires concréationnaires; 2, alternance de calcaires noirs et de marnocalcaires; 3, marnocalcaires à halobies; 4, marnocalcaires à dépôts de calcaires (pseudoconglomérats).

unui etaj superior calcarelor de la Agighiol. Vîrsta lor reiese clar din fauna ce o conțin. Încă MOJSISOVICS a determinat de la Cataloi forma *Sageceras*. Aceasta a fost regăsită și s-a putut preciza că este *S. haidingeri*, a cărei răspândire strategigrafică este în Ladinian și Carnian (V. MUTIHAC, 1961). În plus la partea superioară a marnelor cu Halobii s-a găsit *Cladiscites diuturnus*, formă caracteristică pentru Norian. Rezultă dar că stratele cu Halobii aparțin Carnianului superior și părții inferioare a Norianului.

Flișul neotriasic. Încă din partea superioară a marnelor cu Halobii faciesul se schimbă, în sensul că se trece la sedimente cu un pronunțat caracter detritic. Depozitele detritice se instalează treptat și această trecere gradată s-a arătat că se poate urmări la sud de Tulcea, în cariera Trei Fintini, la Filimon Sîrbu, etc. În bază se întlnesc adesea conglomerate în strate groase de 2–3 m în care elementele sunt aproape exclusiv calcare bine rotunjite, cum este cazul pe dealurile dintre Poșta și Cilic, sau se întlnesc blocuri mari de calcare, ceea ce am văzut că imprimă acestor depozite aspectul de Wildfisch. Spre partea superioară se trece apoi la o alternanță de pachete de strate în care gresiile predomină și pachete în care predomină marno-argilele iar gresiile sunt subordonate. Acestea au o grosime de câteva sute de metri și au o largă dezvoltare în partea de vest a zonei Tulcea, între Nalbant, Nicolae Bălcescu, dealul Consul, Meidanchoi și Telita. În partea de est apare numai baza lor, la sud de Tulcea și în dealul de la cariera Trei Fintini. În satul Nalbant

aceste depozite au o dezvoltare tipică de fliș. Aici sedimentația ritmică este foarte clară iar fenomenul de granulosortare este evident. Primul termen al ritmului este o gresie, pe a cărei față inferioară se întâlnesc hieroglife caracteristice. Spre partea superioară, gresiile capătă aspect curbicortical și se trece la termenul următor, pelitic, reprezentat prin argilite și argile. Acest aspect tipic de fliș nu este atât de evident în restul regiunii, unde de obicei se întâlnesc strate groase de gresii grosiere cu episoade microconglomeratice, în care fenomenul de sedimentație gradată nu mai este așa de clar.

Pe valea Tăței, sub dealul Consul, în intercalăriile argiloase s-au găsit halobii, resturi de crinoizi și fucoide. Halobii s-au mai semnalat pe cursul superior al pârâului Cilic (R. PASCU, 1904, G. MURGOȚI, 1914).

Formațiunea cu aspect de fliș face numeroase cufe, toate cu vergență estică, cufe ce sunt evidente la est de Cara-Asan unde se întâlnesc strate răsturnate. În lucrări mai vechi, aceste depozite au fost echivalente cu stratele de Lunz din Alpi atribuindu-li-se aceeași vîrstă (Carnian superior). I. ATANASIU (1941) remarcă caracterul de fliș al acestor depozite, fapt indicat pentru prima dată de G. MURGOȚI (1914). Neavând însă certitudinea că sunt echivalente cu stratele de Lunz I. ATANASIU le desemnează sub numele de stratele de Nalbant localitate unde acestea au dezvoltarea tipică de fliș. Ca vîrstă au fost considerate că reprezintă Triasicul superior și Liasicul, admitîndu-se continuitate de sedimentare de la Triasic la Jurasic (G. MURGOȚI, 1914). La această formațiune se includeau și gresiile din dealul Denis Tepe. Constatarea că urmează în continuitate de sedimentare peste marnele cu Halobii ce cuprind și baza Norianului, duce la concluzia că formațiunea detritică reprezintă cu siguranță Triasicul superior respectiv Norianul. Dovadă sigură că aparțin Triasicului și nu Liasicului este prezența Halobiilor în intercalăriile șistoase. Data fiind poziția lor deasupra straturilor cu Halobii și faptul că Liasicul urmează transgresiv, discordant, rezultă că formațiunea de fliș din zona Tulcea aparține Norianului și în bună parte Norianului superior.

Cu formațiunea de fliș se încheie faza de sedimentogeneză a Triasicului în Dobrogea. Sfîrșitul Norianului și începutul Liasicului corespunde unei exondări căci Liasicul inferior lipsește.

LIASICUL

Depozitele de vîrstă liasică apar pe suprafețe restrânse în cîteva locuri. Primul punct unde acestea au fost cercetate și dovedite pe baze paleontologice că aparțin Liasicului este la Poșta, pe dreapta văii Telița. Aici mamelonul cu cota 108 este alcătuit din gresii argiloase, slab micacee, în strate ce depășesc 1 m grosime. Pe suprafețele de alterație sunt foarte friabile. Adesea gresia se prezintă sub forma unor elipsoizi. În aceste gresii se găsesc numeroase impresiuni de lamelibranhiate (*Mytilus* și *Inoceramus*) și amoniți din care s-a identificat *Tropidoceras masseanum*, *Dumortierceras* (*Uptonia*) cf. *jamesoni* (G. MACOVEI) și *Uptonia regnardi* (V. MUTIHAC 1962). Gresiile de la Poșta se continuă pe sub mantia de loess în lungul văii Teliței, formînd umplutura unui sinclinal. Ele reapar din loc în loc,

ășă de exemplu la est de Frecăței pe o viroagă de pe dreapta Teliței. Acesta este unul din puținele puncte unde se văd relațiile dintre Liasic și depozitele mai vechi (fig. 13). În bază apar marno-calcare cu halobii de tipul celor de la Cataloi și la partea lor superioară se văd calcarele cu aspect de pseudoconglomerate. Aceste roci aparțin Norianului inferior. Peste ele urmează un paște de marno-calcare și argile grezoase de 3–4 m grosime, cu numeroase fosile, formând un adevarat lumașel, dar improprii pentru o determinare chiar generică. Materialul este întrucîntă asemănător celui din marno-calcarele cu halobii și pare să fie remaniat din acesta, încît se consideră că ele sunt primele depozite care aparțin Liasicului. Între marno-argilele lumașelice și marno-calcarele de dedesubt nu se surprinde o discordanță unghiulară. Marnele lumașelice trec gradat înspre partea superioară la gresii argiloase, micacee, ușor alterabile identice cu cele de la Poșta și conțin, ca și acestea din urmă, impresiuni de inocerami și mulaje de amoniți aparținând speciilor menționate. Așadar aici se constată lipsa formațiunii detritice a Norianului superior care înspre vest are o grosime de cîteva sute de metri.

În continuare în lungul văii Telița, spre aval, gresiile liasice apar la marginea vestică a satului Cataloi. Aici se întâlnesc și gresii roșii cu concrețiuni calcaroase, fosilifere. Mai spre sud se surprind din nou relațiile cu substratul și anume în apropiere de satul Congaz. La sud-vest de această localitate gresiile fosilifere se aşeză peste calcarele cu *Arcesteus ausseanus*, ășă dar peste Carnian.

Gresiile de la sud-vest de Congaz se continuă pe sub șesul aluvionar al Teliței (au fost întâlnite în foraje) și reapar bine deschise, pe o grosime de aproape 200 m, în înălțimea Denis Tepe (fig. 14). Pe versantul estic

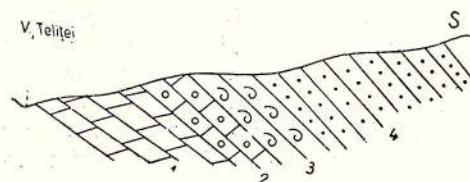


Fig. 13. — Contactul dintre Triasic și Liasic la est de Frecăței.

1, marno-calcare; 2, calcare cu sferoizi (Norian inf.); 3, marno-calcare lumașelice 4, gresii cu amoniti (Liasic mediu);

Fig. 13. — Contact entre le Trias et le Lias à l'Est de Frecăței.

1, marno-calcaires; 2, calcaires à sphéroïdes (Norien inférieur); 3, marno-calcaires lumachelles 4, grès à Ammonites (Lias moyen).

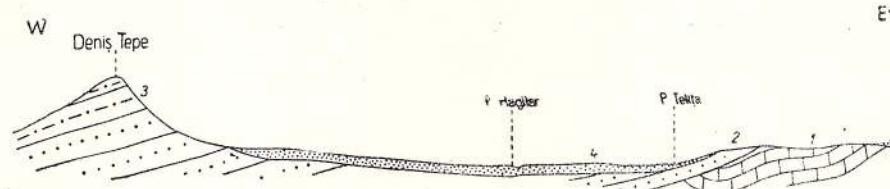


Fig. 14. — Profil între dealurile Zebilului și Denis Tepe.

1, calcare cu *Arcesteus ausseanus*; 2, gresii massive; 3, gresii silicioase; 4, loess.

Fig. 14. — Coupe entre les collines de Zebil et Denis Tepe.

1, calcaires à *Arcesteus ausseanus*; 2, grés massifs; 3, grés siliceux; 4, loess.

al acestei înălțimi se întâlnește o suiată de strate reprezentată prin gresii în strate groase pînă la 3 m cu intercalații subordonate de argile. Pachetele de gresii alternează cu pachete de argile grezoase de culoare închisă, în care intercalațiiile de gresii sunt subordonate. În masa gresiilor se întâlnesc lentile de argile (remanieri intraformaționale). Gresile sunt în general grosiere și prezintă zone microconglomeratice. Se întâlnește fenomenul de granulosortare și mai rar, pe față inferioară a stratelor, se observă hieroglife. În intercalațiiile șistoase s-au găsit fucoide. În secțiuni subțiri apar ca gresii heterogranulare sau echigranulare cu structură psamito-aleuritică, cu ciment calcaros cu caracter bazal pînă la pelicular. Materialul remaniat este în cea mai mare parte un cuart metamorfic alături de care se întâlnesc elemente de filite și fragmente de roci detritice cu ciment cloritic. Pe lîngă gresile descrise, în intercalațiiile în care predomină argilele, se găsesc strate subțiri de gresii care la microscop apar ca ortocuartite cu feldspați, din categoria psamite-medii pînă la grosiere. Roca conține în afară de cuart, cuartite metamorfice, feldspați potasici cu început de sericitizare, biotit și muscovit. Uneori aceste roci sunt aproape gresii arcoziene. Totul arată că sunt depozite sinorogene ca și cele din Triasicul superior și că sunt rezultate mai ales dintr-un material de rocă granitică și sisturi cristaline, în condiții de adincime mică, după o perioadă scurtă de alterare. Aspectul flișoid atât al depozitelor noriene superioare cît și ale Liasicului demonstrează că acestea reprezintă ceea ce în Crimeea a fost descris sub numele de formațiunea Tauridică (M. V. MURATOV, 1960).

Spre jumătatea superioară a înălțimii Denis Tepe gresile devin silicioase și capătă o culoare albă, alternând cu sisturi argiloase și gresii friabile. Cu acestea se încheie sedimentarea Liasicului.

Depozitele de la Denis Tepe ca și cele de la Poșta înclinația cu 15° – 35° spre W. Mai spre S, reapar de sub depozitele cretacice din sinclinalul Babadagului, la E de localitatea cu același nume. În partea de est a zonei Tulcea, gresile liasice se întâlnesc la NE de satul Valea Nucarilor și în apropiere de Dunavățul de Jos. În acestea din urmă s-au găsit belemniti.

La marginea nordică a zonei Tulcea, gresile liasice apar la vest de localitatea Cișla.

Vîrsta liasică a depozitelor descrise reiese din formele fosile menționate și care indică Pliensbachianul. Așadar Liasicul inferior lipsește. Existenza etajelor Liasicului superior nu este dovedită pe baze paleontologice, însă, s-ar putea ca cel puțin parte din acestea să fie cuprinse în depozitele din partea superioară a dealului Denis Tepe.

MAGMATISMUL ZONEI TULCEA

În zona Tulcea activitatea magmatică s-a manifestat în diferite perioade din evoluția sa. Cele mai vechi roci magmatice sunt granitale ce străbat sisturile cristaline de la Uzum Bair, unde se întâlnesc ca iviri foarte restrânse (O. MIRĂUȚĂ și ELENA MIRĂUȚĂ, 1959) și sunt de tipul granitelor concordante, roșii, micropiegmatitice cu mult feldspat potasic ca și cele de la Coșlugea descrise M. SAVUL (1937). Vîrsta lor nu poate fi apreciată cu certitudine.



Granite și profire paleozoice superioare. În rîndul acestora trebuieiese puse granitele roșii de la Cilic care sunt de tipul granitelor de Greci, deci vîrsta lor este mai nouă decît stratele de Carapelit și mai veche decît Triasicul. De aceeași vîrstă sunt porfirele de la Mihai Bravu și Nicolae Bălcescu căci sunt remaniate în conglomerate werfeniene precum și filoanele de porfire ce străbat șisturile epizonele de la Monument-Tulcea, cele din colinele Mahmudie și de la Ada Marinescu.

Eruptiuni triasice. În Triasicul superior au avut loc intense manifestațiuni magmatice cînd s-a pus în loc masa de diabaze și porfire din regiunea Niculițel, Meidanchioi, Consul.

Diabazele au cea mai mare răspîndire în partea de NW a zonei Tulcea, formînd platoul Niculițel, iar cu întinderi mai restrînse se întîlnesc în dealurile de la sud de Somova, la Cilic și între Filimon Sîrbu și Nicolae Bălcescu. Ultimile iviri spre est se întîlnesc în malul sudic al lacului Babadag.

Diabazele apar ca curgeri submarine în care se găsesc frecvent forme de pillow-lava (M. SAVUL 1931). În imprejurimile satului Niculițel diabazele alternează cu calcarale în plăci cu silexite de vîrstă carniană.

Diabazele apar în general compacte iar în constituția lor intră feldspatul plagioclaz (30–50% An), piroxen (augit) și clorit (delesit și pennin). Se întîlnesc și produse piroclastice sub forma unor brecii care s-au format prin răcirea fragmentelor de diabaze rezultate din explozii. Acestea sunt prinse în masa calcarelor.

Între Filimon Sîrbu și Nicolae Bălcescu, în argilele ce vin în contact cu diabazele, s-au găsit radiolari, o doavadă în plus că acestea sunt eruptions submarine.

Porfirele apar pe o zonă ceva mai vestică între Meidanchioi și Nicolae Bălcescu, formînd în bună parte dealul Maleiului, dealurile Eschibalic și dealul Consul. Cu întinderi mai reduse se întîlnesc la Isaccea și la sud de Somova. După studiile lui M. SAVUL (1935) se întîlnesc porfire microgranitice cu textură masivă și porfire cuartifere cu textură fluidală.

Porfirele din prima categorie se caracterizează printr-o masă fundamentală holocrystalină în care sunt fenocristale de ortoză și cuart în proporție de 10–15%. Ca elemente accesori se observă zircon, magnetită și apatită.

Porfirele cu textură fluidală apar pe suprafețe mai reduse. În acestea feldspatul plagioclaz primar apare mai ales în varietatea perlitică, iar ortoza lipsește. Ca minerale accesori se întîlnesc magnetita, zirconul și apatita.

Punerea în loc a diabazelor a început în Carnian, căci acestea sunt interstratificate în calcarale în plăci cu silexite și durează pînă în Norianul inferior, deoarece afectează și stratele cu Halobii. În partea de est a zonei Tulcea nu apar curgeri de diabaze, însă prezența accidentelor silicoase destul de frecvente, începînd din Carnianul inferior, trebuie pusă în legătură cu începutul acestor eruptions, care au furnizat o cantitate mare de silice; aşadar schimbarea bruscă de facies care se observă în Carnianul inferior (de la calcare masive se trece la calcare în plăci și argile) corespunde

momentului începerii erupțiunilor diabazice submarine. În Norianul superior erupțiunile încetaseră căci formațiunea de fliș nu este afectată de curgerile de diabaze.

Cu privire la relațiile între diabaze și porfire, cercetările au arătat că la Somova porfirele străbat diabazele (V. IANOVICI și colab., 1957), în timp ce în dealul Malciului, la sud de Meidanchioi, situația este inversă, diabazele străbat porfirele (M. SAVUL, 1935). S-ar părea deci că curgerile succeseive de diabaze au alternat cu veniri de porfire.

În legătură cu faza hidrotermală a erupțiunilor de porfire sînt puse mineralizările de fier oligist de la Iulia (M. SAVUL, 1935) și zăcămîntul de baritină de la Somova (V. IANOVICI și colab., 1957). Calcare triasice afectate de aceste manifestațiuni se mai găsesc în dealul Marca la sud de Tulcea și în dealurile de la sud de Malcoci.

Erupțiunile de diabaze și porfire sînt ultimile manifestațiuni magmaticice în Dobrogea. În timpul orogenezei chimerice vechi întreaga zonă intră în fază de consolidare alipindu-se platformei. Cele mai vechi depozite cu caracter de formațiuni de platformă aparțin Cretacicului superior și ocupă partea sudică a Dobrogei de Nord, respectiv sinclinalul Babadagului.

TECTONICA ZONEI TULCEA

Zona Tulcea ca și întreaga Dobrogea de Nord a fost supusă la mai multe faze de cutări din care ultima este faza chimerică veche. Ca urmare a acestui fapt depozitele ce intră în alcătuirea zonei Tulcea, formează o serie de cufe sinclinale și anticlinale și deși o bună parte din regiune este acoperită de depozitele loessoide, cufetele principale au putut fi totuși detectate. Zona Tulcea este de asemenei străbătută de mai multe falii care compartimentează regiunea într-o serie de blocuri.

Cuta majoră, dominantă în regiune, este anticinalul central Uzum Bair—Saun, care traversează centrul zonei Tulcea în direcția NW—SE. În axul acesta apar șisturile cristaline epizonale din dealul Redi. Spre SE, anticinalul se afundă sub lacul Razelm, iar spre NW este mascat de aluviuurile luncii Dunării. Este un anticinal asimetric cu flancul nord-estic mai abrupt, aproape vertical, manifestând deci o tendință de aplecare spre nord-est. Acesta de altfel este stilul caracteristic al cufelor întregii regiuni. Flancul estic este de fapt complicat de o serie de falii mai ales la est de dealul Redi, însă acestea sunt măscate de învelișul de loess. Pe flancurile anticinalului apar conglomeratele werfeniene la Uzum Bair și pe calea ferată Tulcea-Cataloi, peste care se dezvoltă întreaga succesiune a depozitelor triasice pînă la stratele cu Halobii.

O altă cută anticinală mai la nord, este anticinalul Tulcea—Mahmudia. Aceasta are aceeași orientare ca și anticinalul central însă cu o tendință mai accentuată de a se apropia de direcția W-E. Anticinalul Tulcea-Mahmudia este paralel cu brațul Sf. Gheorghe. În axul lui apar șisturile cristaline epizonale de la Mahmudia, Tulcea și Tulcea Veche precum și depozitele paleozoice din Colinele Mahmudiei-Ada Marinescu. Flancul sud-vestic este bine marcat de aparițiile conglomeratelor werfeniene de la Mahmudia, vest Beștepe, sud Ada Marinescu, Bogza, Tulcea-

Monument și Werfenianul superior fosilifer de la Tulcea Veche. Flancul de NE este mascat de depozitele aluvionare ale Deltei Dunării. Același lucru se întâmplă și cu prelungirile anticinalului spre est și spre vest.

Între aceste două anticlinale este sinclinalul Cișla—Valea Nucarilor—Dunavățul de Jos. Acesta este complicat de o serie de cufe secundare, astfel o cută sinclinală la Trei Fântâni, unde apar în ax gresii de tipul celor de fliș.

Umplutura sinclinalului Cișla—Valea Nucarilor—Dunavăț este alcătuită din depozite liasice, din care s-au mai păstrat cele de la Cișla, de la Valea Nucarilor și Dunavățul de Jos, și care marchează axul acestui sinclinal.

La sud-vest de anticinalul central, se dezvoltă sinclinalul Teliței în regiunea văii cu același nume. Axul acestuia este de asemenea marcat de aparițiile depozitelor liasice și în primul rînd cele de la Denis Tepe. Ca și sinclinalul Valea Nucarilor și acesta este complicat de cufe secundare cum ar fi sinclinalul Grădiștea și sinclinalul Zebil. Flancul sud-vestic al sinclinalului Teliței este faliat.

În partea de vest a zonei Tulcea, unde se dezvoltă Triasicul superior de tip fliș, se întâlnesc o serie de cufe mult mai strînse, cu vergență estică, cufe ale căror flancuri adesea sunt faliate. Din categoria acestora din urmă face parte anticinalul Sarica-Cilic care încalcă peste flancul vestic al sinclinalului Teliței. La rîndul lui este încălcăt dinspre vest de un alt anticinal, în axul căruia apar granitete de la nord de Trestinic. Mai la vest se poate urmări un alt anticinal, în axul căruia apar sisturile cristaline de la Cara-Asan (vîrful Trestinic). Ultimile două cufe, spre nord-vest, nu mai pot fi urmărite din cauza masei de diabaze din regiunea Niculițel, însă de acestea țin ivirile de sisturi cristaline epizonale de la vest de Isaccea.

Depozitele de tip fliș, în continuare pînă la limita lor vestică descriu mai multe cufe strînse însă greu de pus în evidență. În partea de vest sunt încălcate de structura Consul—Meidanchioi, compartimentul cel mai vestic al zonei Tulcea. Aceasta este de fapt o cută-falie, încălcată din sprijn de zona Munților Măcin.

Linia după care zona Măcin încalcă peste zona Tulcea, dislocația Luncavița—Consul (M. SAVUL, 1935), este fractura cea mai importantă din regiune și ea compartează Dobrogea de Nord în cele două subunități: zona Munților Măcin și zona Tulcea.

Toate dislocațiile menționate pînă acum sunt efectul ultimei faze de cutare care s-a manifestat în Dobrogea și anume faza chimerică veche. Aceste dislocații însă sunt în același timp reflexele unor fracturi mai profunde și anterioare, reactivate de ultimile mișcări. Fracturile ce afectează fundamental, împart zona Tulcea în mai multe blocuri care s-au mișcat pe verticală. Această compartimentare ce se deduce din observațiile de suprafață, au fost confirmate și de cercetările geofizice, care au pus în evidență o serie de linii structurale ce reprezintă plane de dislocație după care diverse blocuri au suferit mișcări pe verticală (I. GAVĂȚ, STOENESCU, ȘT. AIRINEI, R. BOTEZATU, M. SOCOLESCU, I. VENCOV, 1963). O asemenea linie structurală trece prin Isaccea, Meidanchioi și mai departe

Slava Cercheză delimitind la vest o zonă de maximum gravimetric (zona Munților Măcin) ridicată și o zonă de minimum gravimetric (zona Tulcea) scoborită. Acestei fracturi profunde i se suprapune aproximativ dislocația de suprafață Luncavița—Consul și dislocația Meidanchioi—Iulia. Fractura de fundament Isaccea—Meidanchioi, dublată de fracturile de suprafață menționate, a constituit calea de acces pentru magmele din consolidarea cărora au luat naștere porfirele de pe acest aliniament.

Dislocațiile din sectorul Trestinic-Cilic, după care cutile de la vest încalecă peste cele estice, se suprapun aproximativ peste anomalia pozitivă magnetică Niculițel—Cilic—Camena. Aceasta este determinată de prezența maselor eruptive diabazice care au venit la suprafață pe un sistem de fracturi grupate în lungul unei rupturi profunde orientată NW—SE.

Cursul inferior al văii Telita delimită în zona Tulcea un compartiment vestic scoborit și un compartiment ridicat la est, în care șisturile cristaline apar la zi în axul anticlinalului central. Fractura de adâncime reprezentând planul structural de separație al celor două blocuri este pusă în evidență de linia gravimetrică orientată aproximativ nord—sud pe direcția Cisla—Zebil. Pe calea observațiilor directe, în zona scoborită, care coincide aproximativ cu aria de răspândire a formațiunilor de fliș, se constată o îngroșare apreciabilă a depozitelor acumulate în Triasic.

Dislocația care separă Dobrogea de Nord de depresiunea predobrogeană este mascătată de depozitele recente din lunca și Delta Dunării. Traseul acesteia însă se deduce din datele de foraj efectuate în deltă. Astfel se constată că direcția ei este aproximativ W—E și trece ceva mai la nord de Dunăre, traversează brațul Sulina aproape de confluența cu brațul Sf. Gheorghe și apoi merge paralel cu acesta trecind pe la sud de localitatea cu același nume, unde Jurasicul superior a fost întărit la adâncimea de 520 m fără a i se cunoaște grosimea. Se constată un decalaj apreciabil între fractura dovedită prin cercetările directe și cea pusă în evidență pe cale geofizică. Aceasta din urmă între Tulcea și Galați, este trasată la sud de Dunăre, iar de la Tulcea spre est este marcată în lungul canalului Sulina cu o tendință de arcuire spre nord. Abaterea pe care o arată traseul acestei limite detectat geofizic, față de cel detectat pe cale directă și căruia trebuie să se acorde un mai mare credit în cazul de față, se datorează probabil scării la care s-au efectuat cercetările în primul caz și este de fapt o chestiune numai de interpretare.

Linia gravimetrică pusă în evidență între Galați și Sulina (I. GAVĂT și colab., 1963) interpretată ca treaptă de afundare a orogenului hercinic chimeric către depresiunea predobrogeană, se datorează de fapt contactului dintre o masă eruptivă și una sedimentară. Acest lucru se vede clar, căci traseul liniei gravimetrice se suprapune peste masele de erupțiuni de la Bugeac, Niculițel și Somova. În zona vărsării canalului Sulina se datorează probabil acelaiași fapt căci, pe cale magnetică, este indicată o masă eruptivă în adâncime. Dacă s-ar dispune de cercetări geofizice în nordul Dunării între Galați și Tulcea și de o rețea mai deasă de stații între canalul Sulina și Brațul Sf. Gheorghe, s-ar putea pune în evidență probabil o altă linie gravimetrică care ar intercepta-o pe prima la locul de despărțire a canalului Sulina de brațul Sf. Gheorghe. Aceasta s-ar suprapune

aproximativ faliei detectate pe cale directă și ea ar reprezenta treapta de scoborire a fundamentului hercinic spre nord; adică rezultatul geofizic ar corespunde cu cel geologic ca și în cazul dislocației Peceneaga—Cameña sau Ovidiu—Capidava.

În continuare spre nord orogenul nord Dobrogean cade în trepte după un sistem de falii destul de abrupt și undeva prin centrul depresiunii ia contact cu marginea sudică a Platformei ruse. Aici fundamentul Dobrogean este scoborit sub 3000 m căci prin foraje nu a fost atins.

În ansamblu zona Tulcea se prezintă din punct de vedere tectonic, ca un sinclinoriu ale cărui cute au tendința de aplecare și încălcare spre est.

DEPRESIUNEA PREDOBROGEANĂ

Ultimile iviri spre nord ale formațiunilor Dobrogei sunt în stînga Dunării la Cartal (sisturi cristaline epizonale) și la Teraponte (calcare triasice). La nord de aceste iviri, formațiunile Dobrogene coboară aproape brusc după falii paralele cu Dunărea dind naștere unei depresiuni în care s-au acumulat depozite jurasice cu o grosime ce depășește 3000 m în zona de adâncime maximă. Acestea sunt mascate pe teritoriul României de depozitele deltaice și au fost întîlnite numai în foraje.

Depresiunea a luat naștere ca urmare a ridicării Dobrogei de nord, ridicare ce a avut loc începînd din Liasic. Ea are o orientare E—W și este cunoscută sub numele de depresiunea predobrogeană (M. G. AVANISIAN, 1954). Depresiunea predobrogeană are o lățime apreciabilă și este amplasată pe marginea nordică a orogenului Dobrogean și terminația sudică a platformei podolice. Fundamentul ei este deci mixt; în partea de sud un fundament cutat alcătuit din ceea ce se întîlnește la zi în Dobrogea, iar în partea de nord un fundament podolic.

Forajele au arătat că fundamentul Dobrogean cade în trepte destul de abrupt, în timp ce fundamentul podolic coboară spre sud în același mod însă cu amplitudini mult mai mici, încît depresiunea predobrogeană are un aspect asimetric, caracteristic depresiunilor premontane. Fundamentul de origine podolică este alcătuit din formațiuni precambriene, reprezentate prin roci metamorfice și masive granitice, peste care se aştern transgresiv prundișuri și nisipuri arcoziene, argilite, tufite, sisturi argiloase de culoare închisă și aleurite în care s-au găsit spori ce indică o vîrstă cambriană (după D. M. PREDA 1959.) Peste acestea urmează sisturi negre bituminoase, argile cenușii și calcare cu brahiopode și corali de vîrstă siluriană. Stratele inclină cu valori mici spre sud. Umplutura depresiunii este alcătuită în cea mai mare parte din depozite jurasice care au fost străpunse de foraje pe grosime mai mare de 3000 m, fără a se atinge baza lor în partea centrală a depresiunii. Profilul cel mai complet este cel întîlnit în forajele din regiunea Bolgrad. Aici s-a identificat Liassicul superior reprezentat prin argilite de culoare închisă, gresii în strate subțiri și aleurite, depozite în care s-a găsit *Posidonia buchi* ROEM., *P. cf. ornata* QUENST., *Ludwigia cf. obtusa* QUENST., *Phylloceras zingonianum* D'ORB și o bogată asociere de foraminifere.

Doggerul este reprezentat prin gresii, nisipuri, argile și marno-calcare, în care pe lîngă o bogată microfaună, s-a identificat *Posidonia buchi* (I. PĂTRUT și colab., 1961).

Malmul este alcătuit din depozite marine (conglomerate și gresii, calloviene), peste care urmează calcare organogene (Oxfordian și Kimmeridgian). În Malmul superior se întâlnesc depozite lagunar continentale, gresii, marno-argile și calcare cu intercalații de gipsuri (Portlandian).

Pe teritoriul țării noastre depozitele jurasice ale depresiunii predobrogene s-au întâlnit în cîteva foraje din delta Dunării; astfel în lungul canalului Sulina la Maliuc s-au întâlnit argilite și aleurite de culoare închisă cu intercalații subțiri de gresii fine în care s-au găsit posidonii și care aparțin probabil Doggerului. Au fost străbătute pînă la 420 m unde forajul s-a oprit. La Crișan s-au traversat argile roșii cu gipsuri și cu intercalații de gresii și nisipuri reprezentând Jurasicul superior, iar la Sf. Gheorghe aceleași depozite au fost urmărite pînă la 521 m (datele de foraj după E. LITEANU și A. PRICĂJAN, 1962).

În depresiunea predobrogeană se întâlnesc cu o dezvoltare mai restrînsă, depozite cenomaniene (tufuri cu silexuri), depozite eocene reprezentate prin gresii cu numuliți, anhidrite considerate de vîrstă tortoniană, peste care urmează depozitele salmastre de apă dulce sarmato-pliocene (I. PĂTRUT și colab., 1961). Începînd cu Cretacicul, depozitele au o poziție aproape orizontală.

Depresiunea predobrogeană, care a luat naștere ca urmare a ridicării Dobrogei de Nord sub forma unui lanț muntos în timpul cutărîilor chimerice vechi se continua atît spre NW cît și spre E, limitînd lanțul hercic chimeric spre răsărit și separîndu-l de platforma podolică. Depozite jurasice au mai fost întâlnite prin foraje înspre NW astfel, în regiunea Bîrladului (N. GRIGORAȘ 1961) după care fundamentul suferă o mare scufundare în zona depresiunii subcarpatice, în forajele de la Rădăuți unde Liasicul are fundament podolic și la Rava-Ruska unde s-au identificat depozite argiloase cu impresiuni de plante aparținînd Jurasicului mediu, și sedimente pestrițe cu dolomite și gips atribuite Callovianului (O. M. ANASTASIEVA și E. E. MIGACEVA, 1956). Acestea stau pe argilite foarte compacte și intens dislocate de vîrstă siluriană, deci fundament nord dobrogian.

Atît forajele cît și cercetările geofizice, au arătat că depresiunea predobrogeană se prezintă sub forma unor fose separate de o serie de praguri perpendiculare pe direcția depresiunii. Un asemenea prag a fost pus în evidență pe cursul inferior al Prutului (pragul Prutului). Aceasta separă fosa Bîrladului la W de fosa predobrogeană la E. Depresiunea predobrogeană este delimitată spre est de un alt prag, pragul Tatar-Bunar în zona de vîrsare a Nistrului (N. M. CERVINSKAIA și L. B. GUREVICI, 1959). Existența acestuia este dovedită nu numai de cercetări geofizice ci și de prezența depozitelor de vîrstă werfeniană în insula Șerpilor (V. A. DRUMEA și K. P. IVANCIUC, 1962), care trebuie să aparțină acestui prag, căci la Sf. Gheorghe Jurasicul superior a fost întâlnit pînă la 520 m adîncime. Aceste fose și praguri din lungul depresiunii premontane au

funcționat ca atare în diverse epoci din evoluția acesteia și sănătatea și sînt cu atîț mai tinere cu cît se înaintează de la vest spre est.

O privire de ansamblu arată că atîț liniile structurale ale orogenului nord Dobrogean cît și ale depresiunii predobrogene apar sub forma unui fascicol care converg spre nord-vest în direcția Galați, iar spre sud-est se desface sub forma unui evantai marind o tendință de schimbare de la direcția NW—SE la direcția aproape W—E.

EVOLOȚIA GEOSINCLINALULUI DOBROGEAN

Șisturile cristaline din Dobrogea de Nord aparțin cel puțin la două serii metamorfice : seria cristalină mezozonala și seria cristalină epizonală. Între ele admitem raporturi de discordanță. Probabil că la rîndul lor nu toate șisturile cristaline epizonale din zona Munților Măcin reprezintă aceeași serie ci aparțin la mai multe cicluri de sedimentare inițiale. Ultima serie sedimentară metamorfozată a suferit acest proces sigur înainte de Silurian, căci depozitele siluriene reprezintă cea mai veche formătivă sedimentară fosiliferă. Socotim însă că seria șisturilor cristaline mezozonale din zona Munților Măcin este aceeași serie care apare în Dobrogea Centrală, înspre Bașpunar și Camena, de care nu se deosebește petrografic, iar cel puțin parte din șisturile cristaline epizonale din Dobrogea de Nord sănătatea șisturilor epizonale din Dobrogea Centrală. Din această interpretare rezultă că metamorfozarea seriei, eventual seriilor sedimentare din care au luat naștere șisturile epimetamorfice, a avut loc înainte de depunerea șisturilor verzi din partea de sud a Dobrogeri Centrale, a căror vîrstă este algonkian superioară. Așa dar înainte de Algonkianul superior, Dobrogea de Nord împreună cu Dobrogea Centrală și poate și parte din Dobrogea de Sud aparțineau aceluiași geosinclinal. Discordanța dintre șisturile mezozonale și cele epizonale arată că acest geosinclinal unic a suferit cel puțin două faze de cutării. De prima cutare a acestui geosinclinal sănătatea șisturilor cristaline de la Bașpunar—Camena și cele din zona Munților Măcin, trebuie considerate drept eruptionsi initiale din perioada anogenă a primului geosinclinal. Granitele concordante de la Megina reprezintă plutonismul sialic sinorogen care s-a manifestat în timpul fazei principale de orogenie a aceluiași geosinclinal. S-ar putea conchide dar că parte din Dobrogea de Nord și Centrală, în prima sa evoluție geosinclinală sănătatea șisturilor cristaline epizonale care se întâlnesc atîț în Dobrogea Centrală cît și în Dobrogea de Nord.

În epoci mai apropiate de Algonkianul superior regiunea își reia funcția de geosinclinal și are loc cel puțin încă o fază orogenică însotită de metamorfism, în timpul căreia șisturile cristaline anterioare au fost regenerate iar seriile sedimentare au dat naștere șisturilor cristaline epizonale care se întâlnesc atîț în Dobrogea Centrală cît și în Dobrogea de Nord.

Fenomene magmatice legate de evoluția acestui geosinclinal nu pot fi dovedite cu certitudine. S-ar putea că din categoria acestora să facă parte granitele roșii, micropegmatitice, cu mult feldspat potasic de la Coșlugea și cele de la Uzum Bair, care metamorfozează la contact



șisturile cristaline epizonale în care sînt intruse. În acest caz granitele respective ar putea reprezenta un plutonism sialic, sinorogen tardiv.

În Algonkianul superior aria geosincliană era relativ restrînsă ca lărgime, la Dobrogea Centrală. Acest geosinclinal lipsit de manifestații magmatice importante, a fost afectat de mișcări intense. În timpul acestora s-a depus seria groasă de depozite sinorogene, de vîrstă algonkion-superioară (șisturile verzi s.s.). Ele reprezintă aşa dar formațiuni de mio-geosinclinal și ocupă astăzi partea de sud a Dobrogei Centrale, extinzîndu-se mult spre NW pe sub marginea estică a Carpaților orientali. Întinderea acestui geosinclinal spre nord probabil că nu a depășit actuala linie Peceneaga—Camena căci depozite asemănătoare în Dobrogea de Nord nu se întîlnesc. Ceea ce unii autori au considerat drept șisturi verzi s.s (la Tulcea, Cataloi, Cartal, etc.) sunt de fapt șisturi epimetamorfice care țin de o orogeneză anterioară. Ideia că în șisturile epimetamorfice din Dobrogea de Nord ar fi cuprinse și șisturile verzi s.s. regenerate în cutările ulterioare consolidării acestora pare a nu fi posibilă, căci metamorfismul care le-ar fi regenerat nu a fost atât de intens ca să nu se poată recunoaște seria sedimentară inițială a șisturilor verzi s.s.

Cutările care au dus la consolidarea mio-geosinclinalului șisturilor verzi s.s. și alipirea lui domeniului cratonic, s-au produs înaintea Ordovicianului, probabil la sfîrșitul Algonkianului și eventual și în Paleozoicul inferior, adică este vorba de cutările baicaliene și poate și de cutările caledoniene vechi. Rezultă că începînd din Paleozoicul inferior, Dobrogea Centrală s-a alipit platformei și a funcționat ca o zonă cratonizată, iar aria de sedimentare s-a deplasat spre nord în actuala Dobrogea de Nord.

Depozitele siluriene și cele devoniene inferioare care prezintă caractere de depozite sinorogene dovedesc că în Dobrogea de Nord s-au manifestat mișcările caledoniene tîrzie (O. MIRĂUȚĂ și ELENA MIRĂUȚĂ, 1961).

Discordanța dintre formațiunea de Carapelit și Devonianul inferior, marchează începutul orogenezei hercinice, iar formațiunea de Carapelit reprezintă umplutura acestui geosinclinal. În timpul acestor cutări fundamentalul cristalin se fracturează și se separă spre est o zonă ridicată (zona Tulcea) care va avea de acum înainte o evoluție oarecum deosebită.

Orogeneza hercinică este însotită de manifestații magmatice. Granitele de Greci (în zona Tulcea apar la Cilic) care se pun în loc în acest timp metamorfozînd la contact formațiunea de Carapelit, reprezintă plutonismul sialic legat de fază de orogeneză tîrzie, ceea ce arată că în hercinic Dobrogea de Nord a funcționat ca eugeosinclinal.

La sfîrșitul Paleozoicului odată cu încreșterea ultimilor mișcări herciniice, zona Măcin suferă o ridicare accentuată care are drept urmare migrarea ariei de sedimentare spre est și restrîngerea ei la o zonă relativ îngustă ce se suprapunea actualei zone Tulcea. Din zona Munților Măcin, în Triasic, numai partea sa sudică era ocupată de mare.

În geosinclinalul triasic care nu a fost supus deficit unei singure faze de cutare (cutarea chimerică veche) se recunosc mai bine diversele faze din evoluția sa.

Unii autori (D. M. PREDA 1959, 1962), consideră că aceste mișcări au fost de o intensitate excepțională, dind naștere la două pînze de șariaj de ampioare deosebită, pînza șisturilor verzi și pînza central carpatică.

Perioada anorogenă a geosinclinalului triasic corespunde depunerii formațiunilor psefito-psamitice din Triasicul inferior și depozitelor carbonatate din Triasicul mediu și începutul Triasicului superior. Acestea reprezintă deci depozitele perioadei de vacuitate a geosinclinalului, în sensul lui AUBOUIN.

La începutul Triasicului superior, diverse blocuri ale fundamentului încep să se miște pe verticală invers unul față de celălalt și se schițează primele șanturi (fose) sinclinale secundare. În sedimentație acest fapt se face simțit prin apariția unei serii formată dintr-o alternanță de calcare în plăci și șisturi marnoase (calcarele cu silexite), care apoi trece la o serie de marno-calcare (stratele cu Halobii). Acestea sunt depozitele de tranziție de la faza de vacuitate, la faza de umplere adică de la perioada anorogenă la perioada de orogeneză.

Fracturile după care diversele blocuri s-au mișcat invers unul față de altul, au constituit totodată și căile de acces pentru magmele bazice, veniri ce s-au manifestat ca erupțiuni submarine. Aceste erupțiuni deci sunt legate de începutul fazei de orogeneză a geosinclinalului triasic, reprezentă cu alte cuvinte erupțiunile inițiale de roce bazice, legate de începutul mișcărilor din faza chimerică veche.

La începutul Norianului condițiile de sedimentare se schimbă ca urmare a intensificării mișcării orogene, care au dus la o denivelare și mai accentuată a fundului mării. Din porțiunile ridicate s-au desprins blocuri care s-au prăbușit spre zonele în scufundare și au dat naștere la depozite ce amintesc formațiunile de wildflis.

În Norianul superior geosinclinalul trece la perioada de umplere cînd iau naștere depozitele de tip fliș, păstrate mai ales în partea de vest a zonei Tulcea.

Cu o întrerupere în sedimentare care a avut loc în Liassicul inferior, geosinclinalul își menține aceleași caractere pînă în Liassicul mediu.

Cu sfîrșitul Liassicului, deci cu încheierea mișcărilor chimerice vechi cînd geosinclinalul Dobrogei de Nord se ridică sub forma unui lanț muntos, acesta își încheie evoluția devenind o zonă consolidată, care se alipește domeniului platformei și prin sudarea cu platforma podolică dă naștere la ceea ce STILLE denumește Vorlandul Vistulo-Podolic al Carpaților orientali.

Odată cu ridicarea orogenului nord-dobrogean în Liassic, în fața acestuia ia naștere o depresiune premontană (I. DUMITRESCU și colab., 1962) care preia funcția de zonă de sedimentare, sedimentare care a fost foarte activă pînă în Jurasicul superior. Ținînd seama de poziția față de catena hercinic-chimerică și de succesiunea în timp, depozitele depresiunii predobrogene ar trebui să reprezinte molasa geosinclinalului nord-dobrogean. Caracterele litologice și litofaciale ale acestor depozite încă nu sunt destul de bine cunoscute pentru a se putea face o afirmație precisă.

Cu formațiunile lagunare din Jurasicul superior se încheie ciclul de sedimentare. Următoarele depozite care aparțin Cretacicului superior, sunt depozite de tip platformă.

POZIȚIA GEOSINCLINALULUI NORD DOBROGEAN

O problemă destul de desbătută a fost aceea a legăturii orogenului hercinic-chimeric nord Dobrogean spre NW și spre E. În această privință părerile diferă. R. ZUBER (1903) consideră că Dobrogea de Nord ca și Sandomirul reprezintă resturile unei aceleiași catene care se întindea prin fața Carpaților orientali, părere la care s-au asociat M. V. MURATOV, N. MASLAKOVA, F. A. MIHAIEV (1953) precum și geologii polonezi.

L. MRAZEC (1910) presupune continuarea Dobrogei de Nord spre NW prin regiunea ocupată de Carpații orientali în direcția Sudetilor, dar cu care nu se leagă.

I. P. VOITEȘTI (1935) consideră zona centrală a Carpaților orientali drept continuarea Dobrogei de Nord pe baza similitudinii faciale a Triasicului.

H. STILLE (1953) consideră continuarea dobrugidelor hercincice în munții Poloniei, (Colinele Lysagora) iar dobrugidele chimerice vechi să se întindă undeva între Dobrogea și Munții Poloniei.

În ultimul timp D. M. PREDA (1959, 1962) susține că Dobrogea de Nord împreună cu formațiunile Dobrogei Centrale săriate peste aceasta (pînă și stîrurilor verzi) se prelungesc pe sub Carpați în direcția NW pînă la Viena.

I. DUMITRESCU și colaboratorii (1962) admit că probabilă o terminare periclinală a Dobrogei de Nord undeva la NW de Dunăre în fața Carpaților orientali, bazați pe faptul că în conglomeratele Carpaților orientali nu sunt remaniate elemente nord dobrogene, aşa cum se întâlnesc și stîrurile verzi. Acest lucru D. M. PREDA îl explică admînd existența pînzei și stîrurilor verzi de vîrstă chimerică veche având ca autohton lanțul hercinic chimeric.

Faptele de care trebuie să se țină seamă în elucidarea acestei probleme sunt următoarele :

1. Dobrogea de Nord reprezintă restul unui geosinclinal de vîrstă hercinică chimerică ce separă platforma podolică de Vistulikum (Dobrogea Centrală) și se constată că depozitele siluriene reprezintă primele formațiuni cutate ce se întâlnesc în imediata vecinătate a platformei podolice.

2. În fața orogenului hercinic dobrogian, ca urmare a ridicării acestuia s-a născut o depresiune premontană umplută cu depozite jurasice, amplasată pe zona de contact dintre platforma podolică și orogenul hercinic chimeric dobrogian. De aici rezultă că eventuala detectare a acestei depresiuni sau a depozitelor siluriene cutate, spre nord-vest, va da indicații asupra continuării orogenului hercinic chimeric în această direcție.

Cercetările prin foraje au pus în evidență depozite jurasice în depresiunea Bîrladului și în împrejurimile Rădăuțului. Mai spre NW, la Colomea s-a întâlnit Silurianul fosilifer înclinind cu 45° – 70° . În continuare în regiunea Lwów–Lublin s-au întâlnit depozite jurasice, sub care sunt depozite siluriene cutate. Acestea sunt depozitele paleozoice cutate din mediata vecinătate a platformei podolice, ocupînd aceeași poziție ca și cele din nordul Dobrogei. Cu alte cuvinte acestea reprezintă continuarea orogenului hercinic în această direcție. Faptul că nu s-au găsit încă de-

pozite triasice de tip alpin nu înseamnă că acestea nu s-ar fi dezvoltat și aici. În orice caz depozitele socotite pînă acum triasice de tip germanic, s-a demonstrat că aparțin de fapt Jurasicului depresiunii premontane (O. M. ANASTASIEVA și E. E. MIGACEVA, 1957).

Așa dar lanțul hercinic chimeric ale cărui vestigii apar la zi în nordul Dobrogei se continua spre NW prin fața Carpaților orientali, pe la vest de Lwow și ajungea pînă în fața masivului Sandomir. Masivul Sandomir se situează deci în spatele lanțului hercinic chimeric adică ocupă aceeași poziție pe care o are Dobrogea Centrală față de Dobrogea de Nord. Devonianul aproape în poziție orizontală și Triasicul în facies germanic din Sandomir pledează tocmai în sprijinul ideii că acest masiv ar fi corespondentul Dobrogei Centrale. Lipsa elementelor nord dobrogene în formațiunile Carpaților o interpretăm în sensul lui D. M. PREDA.

În privința continuării spre est a orogenului dobroghean, se constată că în zona Tulcea toate structurile au tendința de a trece de la direcția armoricană NW – SE la cea azoviană E – W și chiar o ușoară arcuire spre nord, îndreptindu-se spre Crimeea. Formațiunea tauridică din această ultimă regiune care marchează faza de umplere a geosinclinalului chimeric, amintind Triasicul superior și Liasicul din Dobrogea întăresc ideia continuării Dobrogei în Crimeea. Prezența Werfenianului de tip alpin în Caucaz justifică presupunerea că mai departe Dobrogea de Nord s-ar continua în Caucaz (STILLE 1953).

În concluzie geosinclinalul hercinic chimeric dobroghean reprezintă resturile unei catene care se situa la NE de Sandomir și se prelungea în direcția SE pe la marginea estică a structurilor actualilor Carpați orientali. În regiunea Dobrogea descrie o arcuire spre ENE mulind oarecum masivul ucrainean Voronej și se continua în Crimeea și Caucaz.

Primit: decembrie 1963.

B I B L I O G R A F I E

- ANASTASIEVA M. O., MIGACEVA E. E. (1956). Novie dominic o vazraste i paleogeograffii pestravetov mezozoia ingo-zapada Russkoi platformi. *Dok. Akad. N. SSSR.* 110 nr. 4.
- ANASTASIU VICTOR (1897) Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. Franc.*, ser. 3, XXV.
- ANASTASIU VICTOR (1898). Contributions a l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Thèse. Paris.
- ATANASIU ION. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iași.
- AUBOUIN J. (1959). À propos d'une centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. de Géographie et de Géologie dynamique*. vol. II. fasc. 3. II-ém série (1958).
- AVANISIAN G. M. (1954). Gheologiceskoi razvitie Moldavskoi depresii. *Izv. A. N. SSSR, Ser. gheol.* 1.
- BÂNCILĂ ION. (1948). Geologia Carpaților orientali. București.
- CERVINSKAIA N. M., GUREVICI L. B. (1959). K voprosu o tektonike Pricernomorskoi vpadini. *Sov. Gheol.* 4.

- COSMA STANCIU, TEODORU I., BRESTOIU C., (1959). Cercetări geologice în Dobrogea centrală. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVI (1958–1959). Bucureşti.
- DRUMEA V. A., IVANCIUC K. P., (1962). O gheologhiceskom stroenii Ostrova Zmeinogo (Cernoe More). *Buil. Mosk. Obs. isp. pri. otdel.* nr. 1.
- DUMITRESCU I., SÂNDULESCU M. și colab. (1963). Mémoire à la charte tectonique de la R.P.R. *An. Inst. Geol. XXXII*. Bucureşti.
- GAVĂT I., AIRINEI St., BOTEZATU R., SOCOLESCU M., STOENESCU SCARLAT, VENCOV I. (1963). Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări de Geofizică* 1 – 1963. Bucureşti.
- GRIGORAS N., DĂNET T. (1961). Contribuții la cunoașterea șisturilor verzi dobrogene. *Studii și Cercetări de Geologie Acad. R.P.R.* T. VI nr. 3. Bucureşti.
- GRIGORAS N. (1961) Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Bucureşti
- GRIGORAS N. (1956). Asupra prezenței Silurianului în Dobrogea. *Bul. Acad. R.P.R. Sect. II. I/3–4*. Bucureşti.
- IANOVICI V., GIUSCA D., STIOPOL V., BACALU V., (1957). Studiul mineralizațiilor din zăcămintele de baritină și sulfuri metalice în regiunea Somova. *An. Univ. C. I. Parhon Ser. St. Nat. XV*. Bucureşti.
- IANOVICI V., GIUSCA D., MUTIHAC V., MIRAUTĂ O., CHIRIAC M. (1961). Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea. *Guide des excursions. Ass. Géol. Carp. Balk. Vème congr.* Bucureşti.
- IANOVICI V., GIUSCA D. (1961). Contribuții la studiul fundamentalui cristalin din Podișul Moldovenesc și Dobrogea. *Acad. R.P.R. Studii și Cercetări de Geologie.* Tom VI nr. 1 Bucureşti
- ILIE MIRCEA. (1956). Alcătuirea geologică a pământului românesc. Bucureşti.
- KITTL F., (1908). Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudsch. *Denkschr. Wien. Akad. Wiss. LXXXI*. Wien.
- LITEANU E., PRICĂJAN A. (1962) Alcătuirea geologică a deltei Dunării. *Acad. R.P.R. Hidrobiologia* vol. IV. Bucureşti.
- MIHAILOV A. F., (1953). Principalele etape ale dezvoltării Depresiunii subcarpatice. *An. Rom. Sov. s. geol. geogr.* nr. 6. Bucureşti.
- MIRAUTĂ OREST și MIRAUTĂ ELENA (1963). Paleozoicul din partea sudică a munților Măcin. *D. S. Com. Geol. XLVI* (1958–1959). Bucureşti
- MIRAUTĂ OREST (1963 b). Aspects de l'évolution du géosynclinal de la Dobrogea de Nord. *Ass. Géol. Carp. Balk. VI-ème Congr. Résumés des communications.* Varsovie.
- MIRAUTĂ OREST. (1964) Sisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol.* vol. L/II (1962–1963) Bucureşti.
- MRAZEK L. (1910) Despre rocile verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților României. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. II. Bucureşti.
- MURATOV V. M., MASLACOVA T. I., (1953). Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaților orientali. *An. Rom. Sov.*, 3 Bucureşti.
- MURATOV V. M. (1960). Kratkii ocerk geologic eskovo stroenia Krîmscov poluostrova. Moskva.
- MURGEANU G., PATRULIU D., (1963). La Paléozoïque de la plate-forme moesienne. *Assoc. Carp. Balk. Congr. VI.* (Résumés) Varșovia.
- MURGOCI G. (1914). Études géologiques dans la Dobrogea de nord. La tectoniques de l'aire cimerienne. *An. Inst. Geol. Rom.* VI Bucureşti.
- MUTIHAC VASILE. (1962 a) Asupra prezenței Norianului în Dobrogea de N. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVIII (1959–1960). Bucureşti.

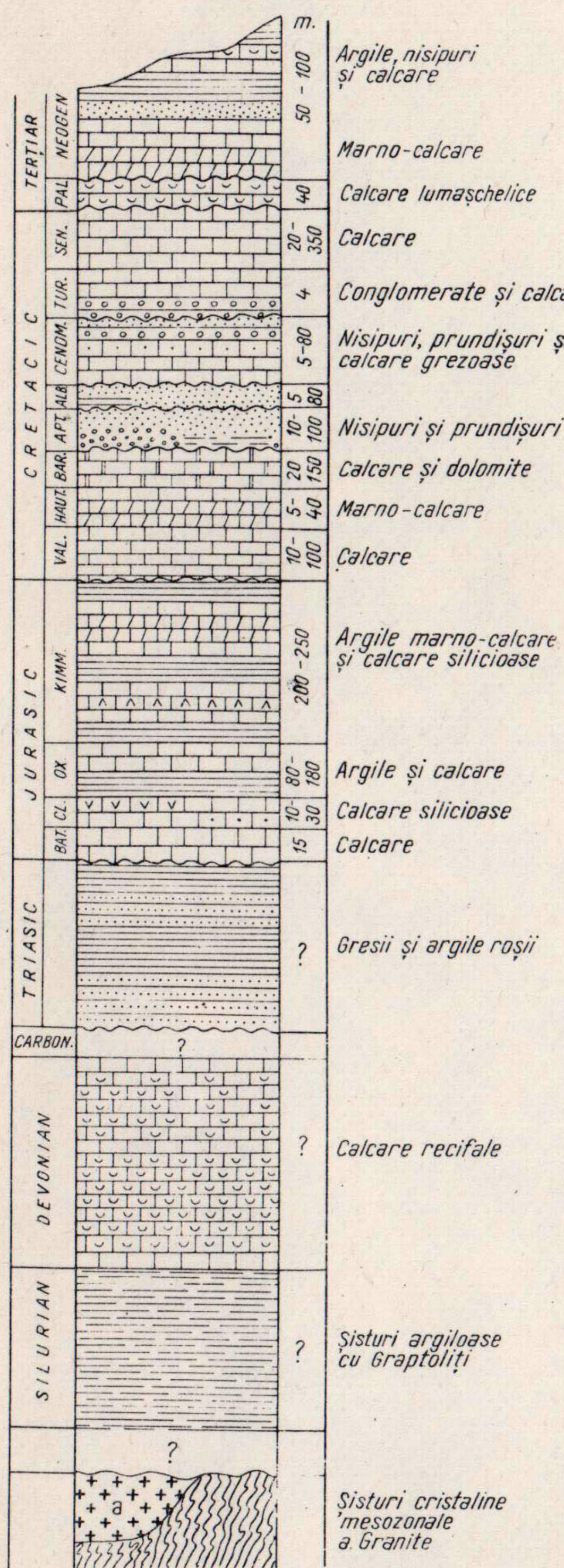
- MUTIHAC VASILE (1962 b). Sur le Jurassique inférieur de Dobrogea (Roumanie). Colloque du Jurassique. Luxemburg
- MUTIHAC VASILE (1962 c). Observațiuni asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil (Dobrogea de nord). *D. S. Com. Geol.* vol. XVLI (1958—1959). București.
- MUTIHAC VASILE (1961). Stratigrafia Triasicului și raporturile acestuia cu Jurasicul în orogenul hercinic-chimeric dobrogean. *Asoc. Carpato-Balcanică Congr.* V București.
- PASCU R. (1904). Studii geologice și miniere în Jud. Tulcea.
- PASCU R., (1909). Răspândirea șisturilor verzi, a Jurasicului și a Neo-Cretaceicului din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* III București.
- PĂTRUT I., MOLNAR M., GRIGORESCU Al., RĂDESCU M., CRISTODULO TH. (1961). Depresiunea predobrogeană și poziția ei în cadrul structural al teritoriului R.P.R. *Congr. V al Asoc. Carp. Balc.* vol. IV. București.
- PETERS K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. (1867). *Denkschrift d. k. Akad. Wiss.* Bd. 27. Wien
- PREDA M. D. (1959). Poziția tectonică a orogenului hercinic-chimeric al Dobrogei de nord în cadrul geologic structural regional. *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.* II. București.
- PREDA M. D. (1964). Vorlandul orogenului carpatic. Poziția lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei. *An. Com. Geol.* XXXIII. București.
- REDLICH D. (1896). Geologische Studien in Rumänien. II *Verh. d. k. geol. R. A.* Wien
- SAVUL MIRCEA. (1931). Eruptiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—1931). București.
- SAVUL MIRCEA. (1935). Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi-Consul. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XX/1931—1932). București.
- SAVUL MIRCEA. (1937). Le granit de Coșlugea. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXI (1932—1933) București.
- SIMIONESCU ION. (1910 a). Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Acad. Rom. V. Adamachi.* XXIX. București
- SIMIONESCU I. (1910 b). Fauna triasică de la Desli Caira. *Acad. Rom. Fond. V. Adamachi* vol. V. București.
- SIMIONESCU I. (1910) Fauna triasică din insula Popina. *Acad. Rom. Fond. V. Adamachi* vol. V. București
- SIMIONESCU ION. (1913). Fauna amonitilor triasici de la Agighiol. *Acad. Rom. Publ. V. Adamachi.* XXXVI. București.
- STILLE H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beihefte. Geol. Jb.* 8. Hannover
- STEFĂNESCU GRIGORIU (1890). Cursu elementar de geologie.
- VOISTESTI I. P. (1935). Evoluția geologică și paleontologică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Univ. Cluj.*, vol. V nr. 2 Cluj.
- ZUBER R., (1903). Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der karpathischen Flyschzone. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* Wien.
- * * * (1958). Structure géologique de l. URSS Tom. I Stratigraphie Fasc. 4 Mesozoïque. Moscova.
- * * * Harta geologică a R.P.R. sc. 1:500.000. Ed. I,



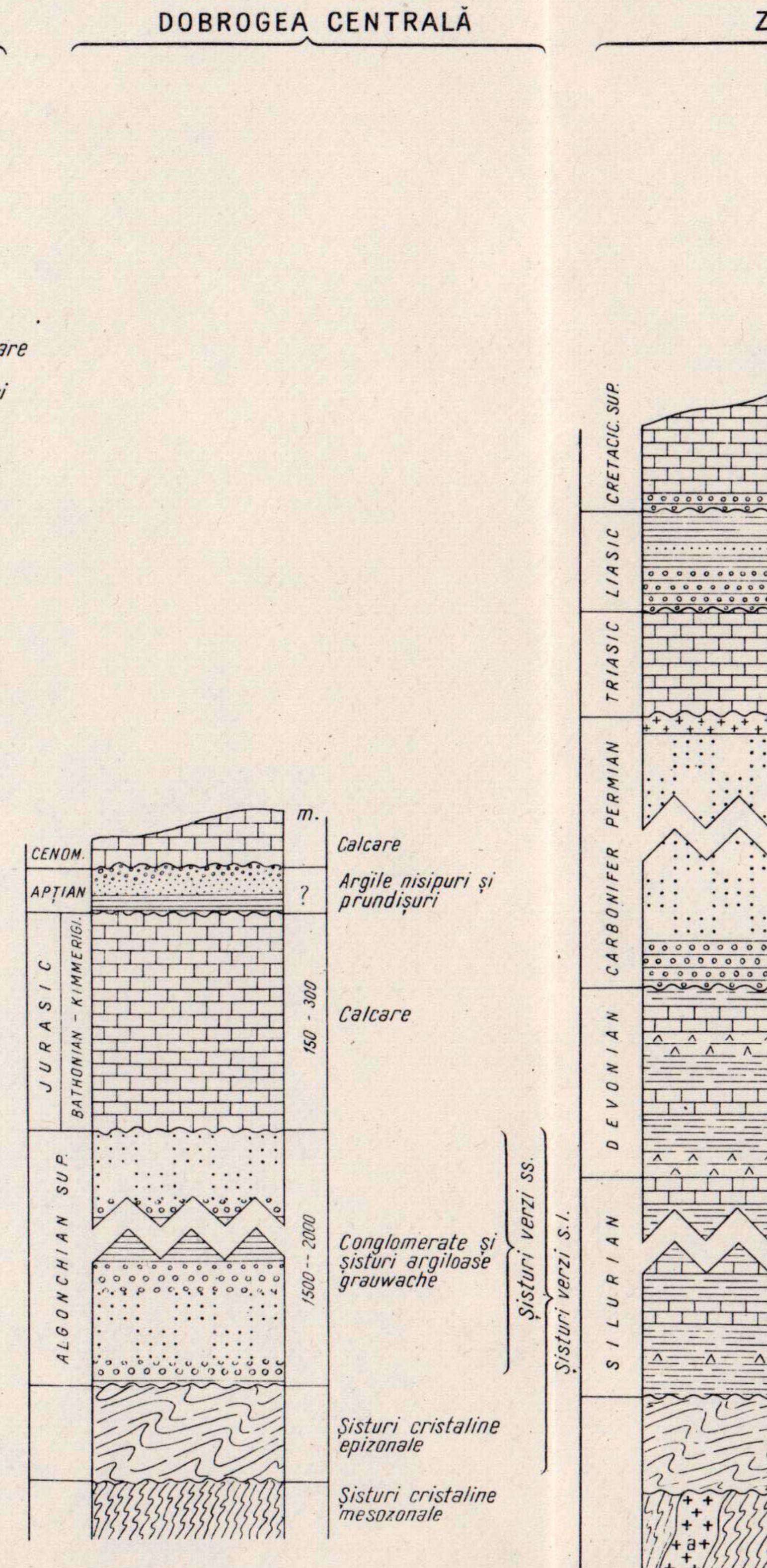
Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFICE

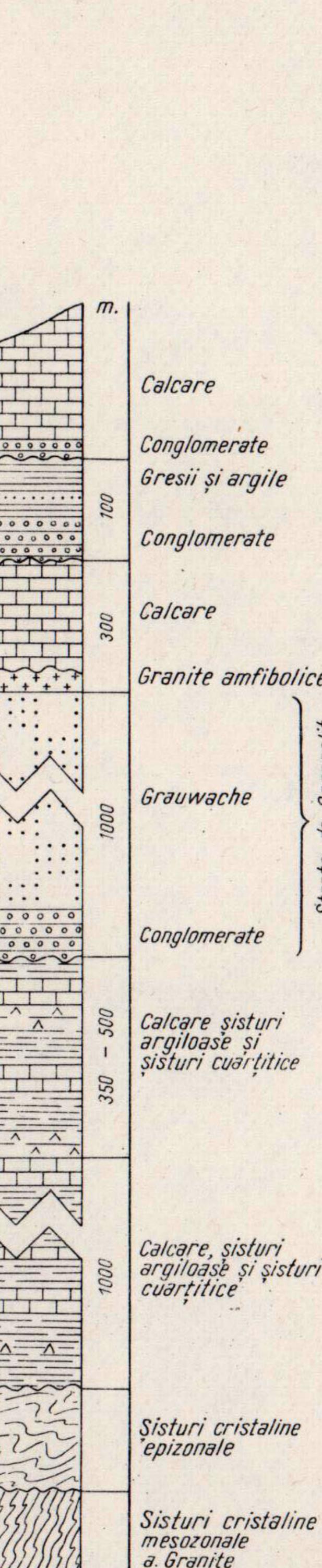
DOBROGEA DE SUD



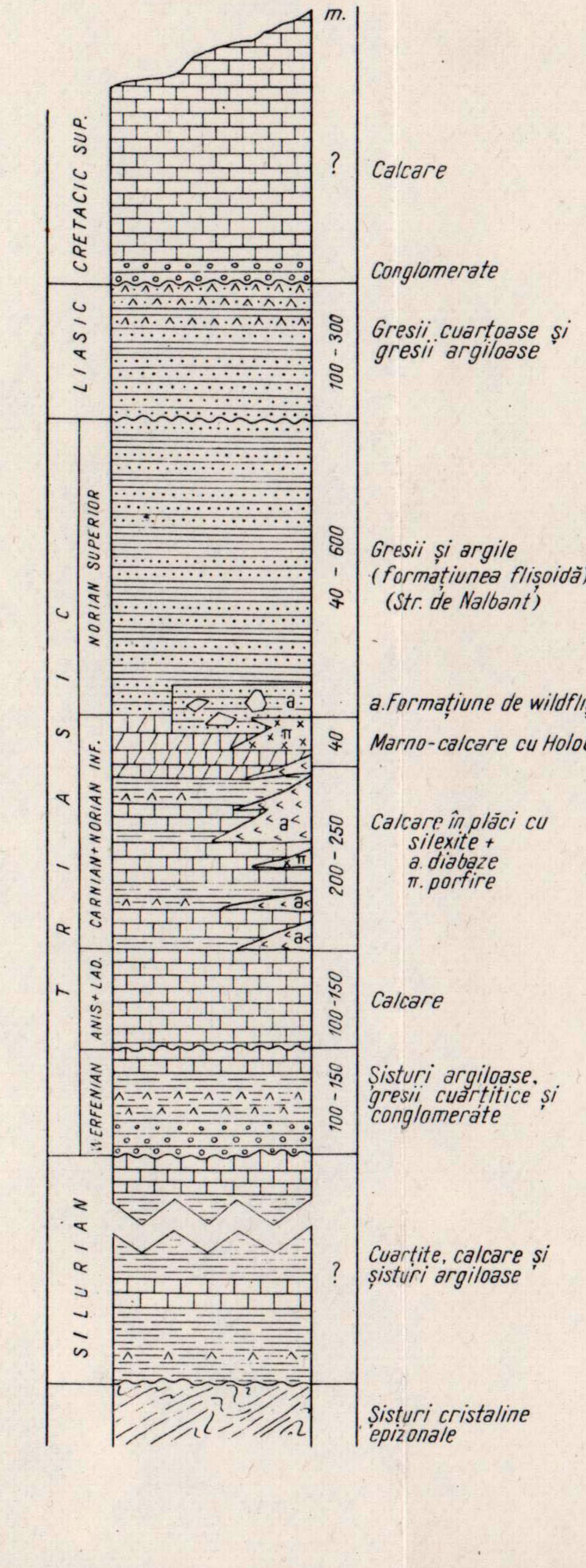
DOBROGEA CENTRALĂ



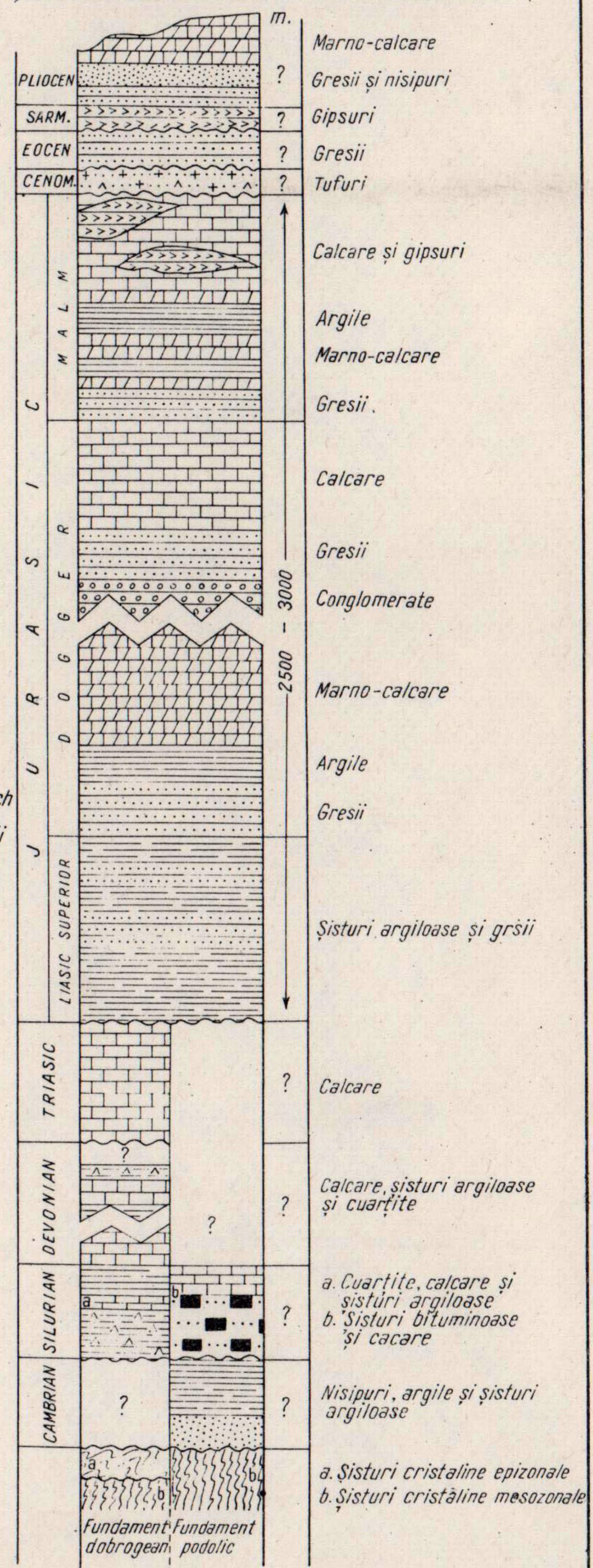
ZONA MĂCIN



ZONA TULCEA



DEPRESIUNEA PREDOBROGEANĂ



SCHITĂ STRUCTURALĂ A DOBROGEI

baza geologică după harta sc. 1:1000000 (baza simplificată) a Comitetului Geologic
Liniile geofizice după I. Gavăt și colaboratorii 1963

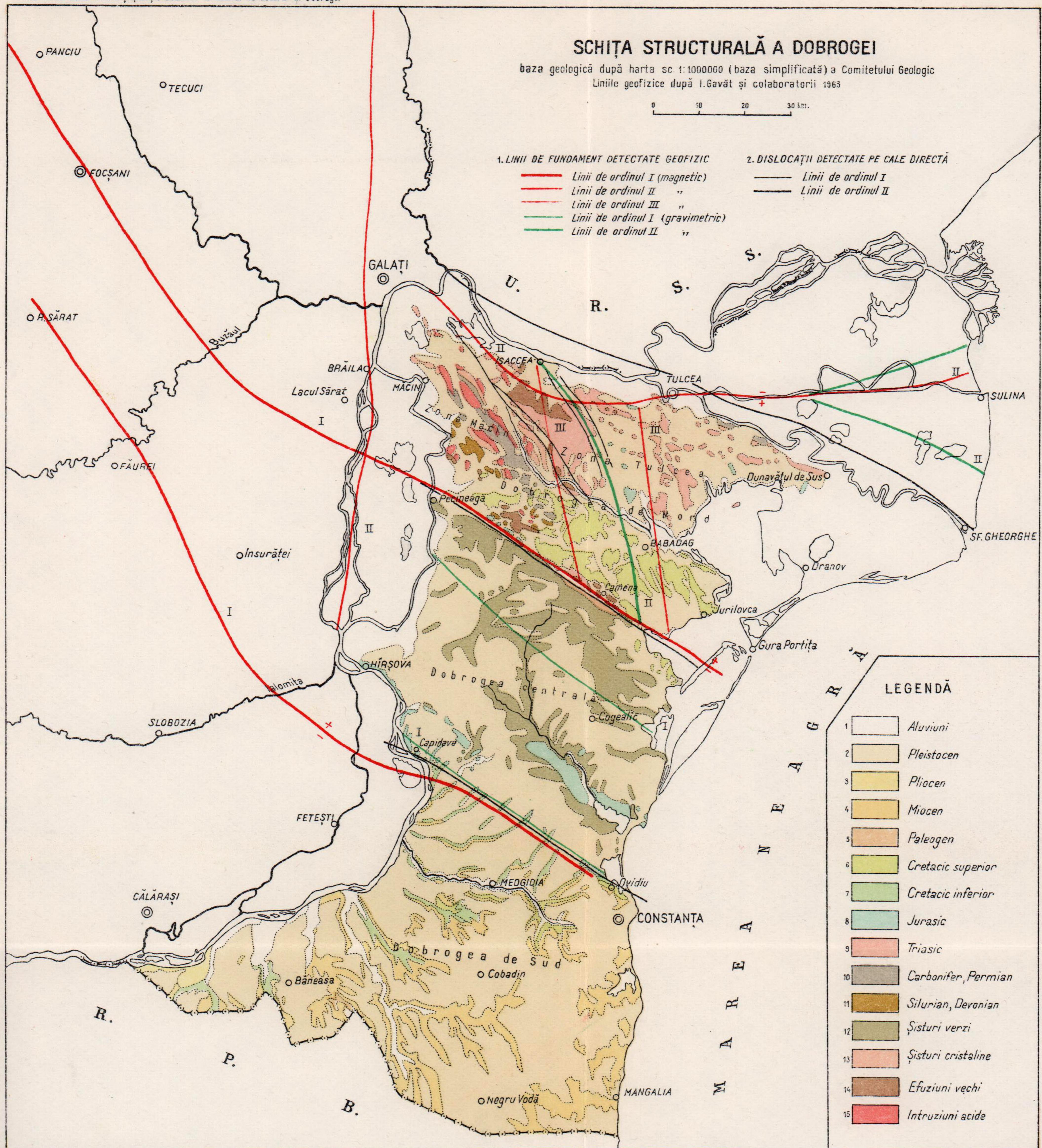
0 10 20 30 km.

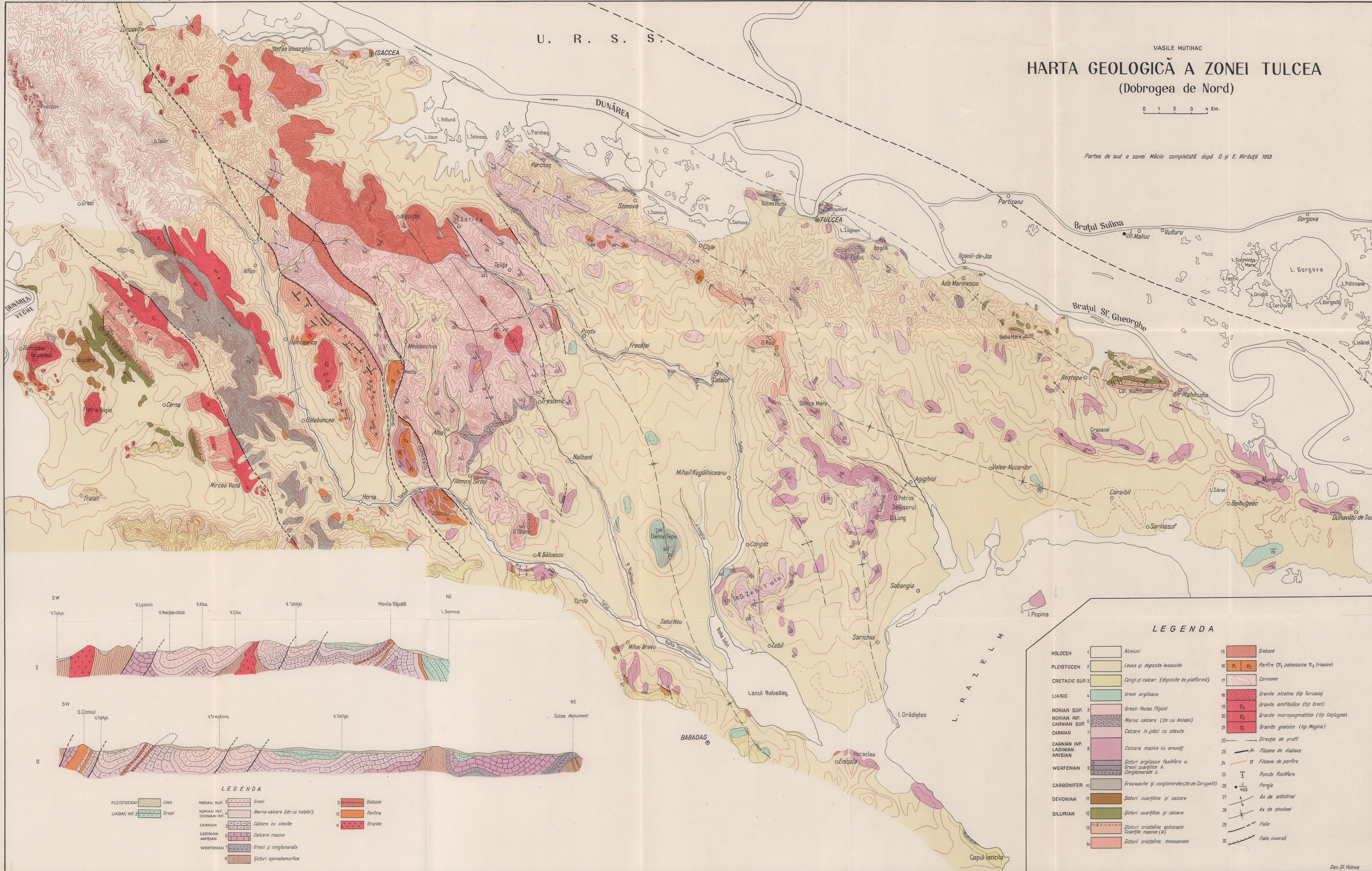
1. LINII DE FUNDAMENT DETECTATE GEOFIZIC

- Linii de ordinul I (magnetic)
- Linii de ordinul II "
- Linii de ordinul III "
- Linii de ordinul I (gravimetric)
- Linii de ordinul II "

2. DISLOCAȚII DETECTATE PE CALE DIRECTĂ

- Linii de ordinul I
- Linii de ordinul II





GÉOLOGIE DE LA ZONE DE TULCEA ET SA POSITION DANS LA STRUCTURE DE LA DOBROGEA

PAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

La Dobrogea comprend trois unités à savoir : la Dobrogea méridionale, la Dobrogea centrale et la Dobrogea septentrionale, dont chacune a une évolution caractéristique pendant les diverses époques.

La Dobrogea méridionale s'étend au Sud de la dislocation Ovidiu-Capidava. Son soubassement est constitué par des schistes cristallins à cristallinité avancée et traversés de massifs granitoïdes dont la présence peut être déduite des éléments remaniés dans les formations de la Dobrogea Centrale. Les terrains cristallophylliens constituent le soubassement de la zone comprise entre les Carpates et les Balkans ; c'est l'Éperon valaque (STILLE, 1953). Les schistes cristallins supportent en discordance des dépôts paléozoïques rencontrés dans les forages, le Silurien (schistes à graptolites) à Costinești, le Dévonien (calcaires coraligènes) dans le NE de la Bulgarie et probablement le Carbonifère. Les dépôts paléozoïques paraissent être disloqués. Ils sont surmontés par le Trias de type germanique, le Jurassique, le Crétacé et le Tertiaire. La cuverture mésocénzoïque présentent de nombreuses discontinuités de sédimentation.

La Dobrogea Centrale est la région comprise entre la dislocation Ovidiu-Capidava au Sud et Pecineaga-Camena au Nord. Dans les formations plissées de cette unité ont été séparées trois séries distinctes, à savoir : (1) les schistes cristallins de mésozone dans le Nord (Başpunar-Camena), représentés par des micaschistes à muscovite, biotite et staurolite, des micaschistes à muscovite et grenats, des amphibolites et des schistes amphibolitiques. Cette série représente probablement les mêmes schistes cristallins que ceux du soubassement de la Dobrogea méridionale ; (2) une série épimétamorphique avec des schistes séricito-chloriteux et des schistes quartzito-chloriteux à la base et des schistes blasto-aleuriatiques, blasto-pélitiques et blasto-pséphitiques à la partie supérieure. Les schistes épimétamorphiques s'étendent au Sud des schistes cristallins de mésozone et reposent sur des schistes affectés de diaphorèse ; (3)



une série à caractère franchement sédimentaire, non-métamorphisée, formée de grauwackes, de schistes argileux parfois rougeâtres et de conglomérats, c'est-à-dire des dépôts qui accusent une stratification rythmique, synorogéniques. La limite entre la série épimétamorphique et celle synorogène se superpose à une ligne magnétique (Ostrov-Istria) qui sépare deux zones à susceptibilités magnétiques différentes dues à la composition pétrographique différente. Les schistes épimétamorphiques et la série synorogène sont en rapports de discordance, les schistes cristallins étant remaniés par la dernière. Le nom de „schistes verts” latu sensu est appliqué à la série épimétamorphique et synorogène, tandis que la dernière représente les schistes verts sensu stricto. Dans la Plaine roumaine la série synorogène supporte en discordance l'Ordovicien fossilière, à position horizontale, rencontré dans les forages (Bordeiul Verde). Les schistes verts s.s. sont d'âge anté-ordovicien et probablement algonkien supérieur. Dans la région d'affleurement les schistes verts supportent le Jurassique et le Crétacé supérieur en faciès de dépôts de plate-forme.

La Dobrogea septentrionale s'étend au Nord de la ligne Peceneaga-Camena jusqu'au contact avec la bordure Sud de la plate-forme podolienne. On y a séparé deux sous-unités : a) à l'Ouest, la zone des monts Măcin où les dépôts paléozoïques d'âge silurien, dévonien et carbonifère sont largement développés. Le soubassement métamorphique est formé de schistes de mésozone pareils à ceux de la Dobrogea Centrale et percés de granites gneissiques concordants. Au-dessus suivent des schistes épimétamorphiques, représentés par une série quartzito-phyllitique ; b) à l'Est il y a la zone de Tulcea.

Stratigraphie de la zone de Tulcea. Le soubassement cristallin de cette zone est constitué par des schistes épimétamorphiques, représentés par des schistes quartzitiques et des schistes phylliteux, localement traversés de granites ou de filons de porphyres. Ils apparaissent au centre de la zone de Tulcea, entre Uzum Bair et Cîsla, à Monument-Tulcea, dans la région des collines de Mahmudia, Tulcea Veche, vers l'Ouest dans la région des collines de Boclugea et de Coșlugea, sur la rive du Danube à l'Ouest d'Isaccea et au delà du Danube, à Cartal. Ils appartiennent probablement à plusieurs cycles sédimentaires initiaux et, au moins en partie, ce sont les mêmes schistes épimétamorphiques que ceux de la zone des monts Măcin et de la Dobrogea Centrale. La dernière série sédimentaire métamorphisée a suivi ce processus avant le dépôt de la série synorogène de la Dobrogea Centrale, (schistes verts s.s.), à savoir avant l'Algonkien supérieur.

Dans la zone de Tulcea, le Paléozoïque est rencontré seulement dans le NE de la zone, près de Mahmudia où il est représenté par des grès à hiéroglyphes, des schistes argileux, des quartizites et des schistes calcaires. Leur sédimentation rythmique rappelle les dépôts synorogènes. Ils sont attribués au Silurien, accusant le même aspect et la même position stratigraphique que les dépôts de la zone de Măcin, où leur âge est confirmé par des preuves paléontologiques (O. MIRĂUȚĂ et E. MIRĂUȚĂ, 1959). Éventuellement, ils pourraient comprendre aussi le Dévonien inférieur.

Les dépôts triasiques sont discordants et transgressifs sur le soubassement cristallin. Ce système est représenté par tous ses étages. Le Trias inférieur débutant par des conglomérats, comprend des grès quartzitiques blancs et violacés et des schistes argileux rouges. Ces dépôts, dépourvus de traces organiques, affleurent à Monument-Tulcea (fig. 4), Mahmudia, Uzum Bair etc.; à Tulcea Veche ils passent progressivement vers la partie supérieure à des schistes argileux et à des calcaires schisteux fossilifères (*Pseudomonotis venetiana*, *P. aurita*, *Tirolites haueri*, *T. subtilicum*, *Dinarites mohamedanus* etc) (fig. 5). Ils représentent l'équivalent des Couches de Campile des Alpes (Werfénien supérieur); les conglomérats et les grès siliceux sousjacents sont l'équivalent des Couches de Seis (Werfénien inférieur). Il est possible qu'en certains endroits, tel auprès du hameau Nicolae Bălcescu et même à Monument-Tulcea, une partie des conglomérats appartiennent au Permien supérieur.

L'Anisien et le Ladinien sont représentés par des dépôts carbonatés. Le développement typique est rencontré à Agighiol où apparaissent des calcaires massifs ou faiblement stratifiés, gris, rougeâtres, souvent noirs. Ils sont très fossilifères à Agighiol et Uzum Bair. Mentionnons : *Acrohor-diceras halili*, *Monophyllites confucii*, *M. aonis*, *Joanites klipsteini*, *J. difissus*, *Arcestes ausseanus*, *Sageceras haidingeri*, *Sturia sansovinii*, *Me-gaphyllites jarbas*, *Protrachyceras archelaus*, *Pleuronaiutilus ampezzanus* etc. Le contenu faunique montre que les dépôts carbonatés du type d'Agighiol appartiennent à l'Anisien, au Ladinien et à la partie inférieure du Carnien. Dans l'Est de la zone de Tulcea, les calcaires deviennent plus massifs et renferment une faune alpine du type St. Cassian. Il s'agit d'une équivalence stratigraphique et non pas d'une identité de faciès.

Entre le Werfénien et l'Anisien apparaît une discontinuité stratigraphique.

Les calcaires du type d'Agighiol sont surmontés par des dépôts qui marquent un changement prononcé de faciès. Ils sont formés de calcaires en plaquettes à silexites à intercalations de schistes argileux et marneux. Ils atteignent 150 à 200 m d'épaisseur et vers la partie supérieure les calcaires deviennent plus fréquents et d'aspect noduleux. Dans l'Ouest de la zone de Tulcea, le faciès change par suite des conditions de sédimentation créées par les éruptions sous-marines de diabases. Les dépôts apparaissent comme une alternance de calcaires lités, de schistes argileux et de coulées de diabases (fig. 11). Au contact avec les diabases, les schistes argileux contiennent des Radiolaires. Ces dépôts sont d'âge carnien et surmontent en continuité de sédimentation les calcaires du type d'Agighiol. Suit une série de marno-calcaires, qui vers la base renferme de fréquentes intercalations de calcaires noirs et vers la partie supérieure des calcaires à concrétions ellipsoïdales, si nombreuses que les dépôts prennent l'aspect de pseudoconglomérats. Dans les marno-calcaires on rencontre beaucoup de Halobies d'où le nom de Couches à Halobies. À la partie supérieure on a trouvé les formes *Sageceras haidingeri* et *Cladiscites diuturnus*, qui indiquent l'âge carnien supérieur — norien inférieur. Dans la partie

occidentale, les marnes à Halobies changent de faciès, prenant parfois une teinte rouge.

À leur partie supérieure sont enséimentés des blocs de calcaires de dimension variables, de sorte que ces dépôts rappellent localement le faciès Wildflysch. Les couches à Halobies font la transition vers une série détritique épaisse de quelques centaines de mètres. Elle est constituée par des grès stratifiés à intercalations d'argiles et d'argilites, présentant le phénomène de sédimentation rythmique qui leur imprime le caractère de formation de Flysch (Couches de Nalbant). Il s'agit du Flysch des plissements cimmériens anciens. Par endroits, les intercalations argileuses renferment des Halobies, des restes de Crinoïdes et de Fuccoïdes. La série détritique est d'âge norien supérieur.

À la fin du Trias il y a une lacune de sédimentation, puisque le Lias débute par sa partie moyenne (Pliensbachien) transgressive et discordante sur les divers termes du Trias. Le Lias est représenté par des grès argileux en couches épaisses à *Uptonia cf. jamesoni*, *Tropidoceras masseanum* et *Uptonia regnardi*. À Denis Tepe, le Lias revêt un faciès flyschoïde, tout comme le Norien supérieur.

Magmatisme de la zone de Tulcea. L'activité magmatique s'est manifestée pendant diverses périodes. Les roches magmatiques les plus anciennes sont les granites qui traversent les schistes épimétamorphiques d'Uzum Bair et de Coşlugea. Ce sont des granites rouges concordants, micropegmatitiques, riches en feldspaths potassiques. Ils métamorphisent au contact les schistes épimétamorphiques. Une autre catégorie de roches magmatiques sont les granites du type Greci, qui apparaissent à Cilic et dans la zone de Măcin. Sous l'action de ces granites, les dépôts paléozoïques supérieurs (Couches de Carapelit) ont subi un métamorphisme de contact. Ces dépôts ne sont pas rencontrés dans la zone de Tulcea. Du même âge sont les porphyres de Mihai Bravu, Monument Tulcea, des collines de Mahmudia.

Les éruptions triasiques sont représentées par des coulées sous-marines de diabases (magmatisme initial) et des porphyres, le long de l'alignement Consul-Meidanchioi. Ces éruptions ont commencé au Carnien et ont duré jusqu'au Norien inférieur, se manifestant par des venues successives de magmas basiques qui alternaient avec des éruptions de porphyres. Le dépôt des calcaires à silexites pendant le Carnien marque le début des éruptions.

Tectonique de la zone de Tulcea. La zone de Tulcea représente un synclinorium dont les plis accusent une tendance de déversement vers le NE. Les plis de la partie occidentale de la zone de Tulcea sont souvent faillés, de sorte que la zone est fragmentée en plusieurs blocs. La fracture la plus occidentale est la ligne Lunca Vița-Consul, le long de laquelle la zone de Măcin chevauche la zone de Tulcea. Vers l'Est, suit la faille Meidanchioi-Iulia, ensuite la faille Cilic etc. Ces dislocations sont d'âge cimmérien ancien et reflètent des fractures de soubassement, détectées par des méthodes géophysiques (gravimétrique et magmatique); Toutes les structures de la Dobrogea du Nord convergent vers le NW (Galați) tandis que vers le SE, elles se disposent en évantail, ayant la tendance de s'orienter E-W.

Dépression prédobrogéenne. En face de la Dobrogea du Nord, par suite du soulèvement de cette dernière, s'ébauche une dépression prémontane, emplacée des deux côtés de la ligne de suture Dobrogea-Plateforme podolienne. Cette dépression est comblée de dépôts jurassiques épais de 3000 m. Le soubassement dobrogéen de la dépression descend en gradins à grandes amplitudes vers le Nord. La dépression prémontane se prolonge vers le NW jusque dans la zone de Lwow. Des seuils transversaux la séparent en plusieurs fosses. Un pareil seuil est situé dans la région du cours inférieur du Prut et sépare la fosse prédobrogéenne de celle de Bîrlad et un autre seuil, à l'Est, sur le cours inférieur du Nistre, délimite vers l'Est la fosse prédobrogéenne. Le Trias inférieur de Insula Serpilor se trouve sur le prolongement de ce seuil. Ces fosses ont fonctionné pendant diverses époques, étant plus anciennes vers l'Ouest et plus récentes vers l'Est.

Évolution du géosynclinal dobrogéen. Les schistes cristallins de la Dobrogea de Nord appartiennent au moins à deux séries métamorphiques, notamment : la série cristalline de mésozone et la série cristalline d'épizone. Entre elles il y a des rapports de discordance. Les schistes cristallins d'épizone de la zone de Tulcea et ceux de la zone des monts Măcin représentent la même série, mais il est probable qu'elle appartient à plusieurs cycles sédimentaires. Il est certain que la dernière série sédimentaire a été métamorphisée avant le Silurien, vu que les dépôts siluriens représentent la plus ancienne formation sédimentaire fossifère. On admet, toutefois, que les schistes cristallins de mésozone de la zone des monts Măcin représentent la même série que celle de la Dobrogea Centrale (entre Başpunar et Camena) car entre celle-ci il n'y a pas de différence au point de vue pétrographique et que les schistes cristallins d'épizone de la Dobrogea septentrionale sont — au moins en partie — l'équivalent des schistes d'épizone de la Dobrogea Centrale. Vu cette interprétation, le métamorphisme de la série — ou des séries — sédimentaires dont prirent naissance les schistes épimétamorphiques, a précédé le dépôt des schistes verts s.s.algonkiens supérieurs, du Sud de la Dobrogea centrale. Donc, avant l'Algonkien supérieur, la Dobrogea septentrionale avec la Dobrogea centrale et peut être une partie de la Dobrogea méridionale appartenaient au même géosynclinal. La discordance entre les schistes de mésozone et ceux d'épizone montre que ce géosynclinal unique a été affecté au moins par deux phases de plissements. À la première phase se rattachent des manifestations magmatiques caractéristiques. Ainsi, les amphibolites des schistes cristallins de Başpunar-Camena et de la zone des monts Măcin doivent être envisagées comme des éruptions initiales de la période anorogène du premier geosynclinal. Les granites concordants de Megina représentent le plutonisme sialique synorogène qui s'est manifesté pendant la phase orogène principale du même géosynclinal. D'où la conclusion qu'au début de l'évolution géosynclinale une partie de la Dobrogea septentrionale et centrale a eu la fonction d'un eugéosynclinal.

Aux époques plus rapprochées de l'Algonkien supérieur, la région reprend sa fonction de géosynclinal et intervient une nouvelle phase orogénique accompagnée de métamorphisme, pendant laquelle les schistes



cristallins préexistants ont été régénérés et les séries sédimentaires ont donné lieu aux schistes cristallins d'épizone de la Dobrogea centrale et septentrionale.

On ne saurait prouver avec certitude l'existence des processus magmatiques liés à cette phase de l'évolution du géosynclinal. À cette catégorie appartiennent probablement des granites rouges, micropégmatitiques avec beaucoup de feldspath potassique de Coşlugea et d'Uzum Bair ; ceux-ci métamorphisent au contact les schistes cristallins d'épizone dans lesquels ils sont intrus. Dans ce cas, les granites représentent un plutonisme sialique, synorogène, tardif.

Pendant l'Algonkien supérieur, le géosynclinal était relativement restreint se limitant à la Dobrogea centrale. Ce géosynclinal, dépourvu de manifestations magmatiques, a été affecté par des mouvements intenses, lorsque s'est déposée la série épaisse de dépôts synorogènes, d'âge algonkien supérieur (schistes verts s.s.). Ces derniers représentent des formations du mio-géosynclinal et occupent — à présent — la partie S de la Dobrogea centrale, s'étendant beaucoup vers le NW, sous le bord Est des Carpates orientales. L'extension vers le Nord de ce géosynclinal n'a pas dépassé probablement l'actuelle ligne Peceneaga-Camena, vu l'absence de pareils dépôts en Dobrogea septentrionale. Ce que certains auteurs considèrent schistes verts s.s. (à Tulcea, Cataloi, Cartal, etc.) sont en réalité des schistes épimétamorphiques résultés d'une orogénèse antérieure. Il n'est pas possible que dans les schistes épimétamorphiques de la Dobrogea de Nord soient compris aussi les schistes verts s.s. régénérés pendant les plissements ultérieurs à la consolidation des premiers, vu que le métamorphisme qui les aurait régénérés n'a pas été si intense pour qu'on ne puisse pas identifier la série sédimentaire initiale des schistes verts s.s.

Les plissements qui ont produit la consolidation du mio-géosynclinal des schistes verts s.s. à la suite desquels il se rattache au domaine des cratones, ont précédé l'Ordovicien, ayant lieu probablement à la fin de l'Algonkien et pendant le Paléozoïque inférieur (plissements baïkalien et calédoniens anciens). Il résulte qu'à partir du Paléozoïque inférieur, la Dobrogea centrale s'est attachée à la plateforme et a fonctionné comme une zone cratonisée, tandis que l'aire de sédimentation s'est déplacée vers le Nord dans l'actuelle zone de la Dobrogea septentrionale.

Les dépôts siluriens et dévonien inférieurs accusent des caractères de dépôts synorogènes et témoignent qu'en Dobrogea septentrionale ont eu lieu des mouvements calédoniens tardifs.

La discordance entre le Dévonien inférieur et la formation de Carapelit marque le début de l'orogénèse hercynienne, tandis que la formation de Carapelit représente les dépôts de comblement de ce géosynclinal. Durant ces plissements, le soubassement cristallin est fracturé et vers l'Est s'individualise une zone soulevée (zone de Tulcea) qui désormais aura une évolution différente.

L'orogénèse hercynienne est accompagnée de manifestations magmatiques. La mise en place des granites de Greci (dans la zone de Tulcea ils affleurent à Cilie) qui métamorphise au contact la formation de Carapelit,



représente le plutonisme sialique rattaché à la phase orogénique tardive. Ce fait montre que pendant les plissements hercyniens, la Dobrogea septentrionale a fonctionné comme un eugéosynclinal.

À la fin du Paléozoïque, donc après les derniers mouvements hercyniens, la zone de Măcin subit un soulèvement accentué dont la conséquence est le rétrecissement et la migration de l'aire de sédimentation vers l'Est, de sorte qu'elle se superposait à l'actuelle zone de Tulcea. Au Trias, il n'y avait que la partie Sud de la zone des monts Măcin qui fût envahie par la mer.

Dans le géosynclinal triasique — soumis à une seule phase de plissement, notamment les plissements cimmériens anciens — les diverses phases de son évolution peuvent être mieux reconnues.

Certains auteurs (D. M. PREDA, 1959, 1962) considèrent que les mouvements cimmériens ont eu une intensité exceptionnelle, donnant lieu à deux nappes de charriage de grande ampleur, à savoir : la nappe des schistes verts et la nappe centrale carpatique.

La période anorogène de géosynclinal triasique correspond au dépôt des formations pséphito-psammitiques du Trias inférieur ainsi qu'aux dépôts carbonatés du Trias moyen et du début du Trias supérieur. Ceux-ci représentent les dépôts de la période de vacuité du géosynclinal selon J. AUBOUIN.

Au début du Trias supérieur, par le jeu sur la verticale des divers blocs du soubassement s'esquissent les premières fosses secondaires. L'instabilité du soubassement se reflète dans la sédimentation par le dépôt d'une série formée d'une alternance de calcaires lités et de schistes marneux (calcaires à silexites), qui passe à une série de marno-calcaires (couche à Halobies). Ce sont les dépôts de transition de la phase de vacuité à la phase de comblement, c'est-à-dire de la période anorogène à celle orogénique.

Les fractures le long desquelles se sont déplacés les blocs ont constitué, en même temps, les voies d'accès des magmas basiques, ces dernières se manifestant comme éruptions sous-marines. Donc, celles-ci se rattachent au début de la phase orogénique du géosynclinal triasique et, par conséquent représentent les éruptions initiales des roches basiques liées au début des plissements cimmériens anciens.

Au commencement du Norien, les conditions de sédimentation changent par suite de l'augmentation de l'intensité du mouvement orogénique qui a causé une dénivellation encore plus accusée du fond de la mer. Des aires soulevées se sont détachées des blocs qui s'écroulèrent vers les zones affaissées, donnant lieu à des dépôts qui rappellent les formations de Wildflysch.

Pendant le Norien supérieur commence le comblement du géosynclinal, lorsque s'accumulent les dépôts du type flysch épargnés à l'érosion surtout dans la partie W de la zone de Tulcea.

Avec une interruption de sédimentation — au Lias inférieur — le géosynclinal maintient les mêmes caractères jusqu'au Lias moyen.

À la fin du Lias, donc dès que les mouvements cimmériens anciens cessent et le géosynclinal de la Dobrogea septentrionale surgit sous la forme

d'une chaîne de montagnes, l'évolution du géosynclinal prend fin et il devient une zone consolidée qui se rattache à la plate-forme podolienne et donne lieu à ce que STILLE appelle „l'avant-pays vistulo-podolien des Carpates orientales (1953)".

En même temps que le soulèvement de l'orogène nord-dobrogéen au Lias, devant celui-ci prend naissance une dépression prémontane qui fonctionne comme une zone de sédimentation très active jusqu'au Jurassique supérieur. Vu la position en rapport avec la chaîne hercynienne-cimmérienne et la succession dans le temps, les dépôts de la dépression prédobrogéenne devraient représenter la molasse du géosynclinal nord-dobrogéen. Les caractères lithologiques et litho-facieux de ces dépôts ne sont pas suffisamment connus pour permettre de faire une telle affirmation.

Les formations lagunaires du Jurassique supérieur marquent la fin du cycle de sédimentation. Les dépôts du Crétacé supérieur sont des dépôts du type de plate-forme.

Position du géosynclinal nord-dobrogéen. Les données dont il faut tenir compte dans l'éclaircissement de ce problème sont les suivantes :

1. La Dobrogea septentrionale représente le reste d'un géosynclinal d'âge hercynien-cimmérien qui sépare la plate-forme podolienne du Vistulikum (Dobrogea Centrale). Les dépôts siluriens représentent les premières formations plissées de l'immédiat voisinage de la plate-forme podolienne.

2. Devant l'orogène hercynien dobrogéen, par suite du soulèvement de ce dernier a pris naissance une dépression prémontane, comblée de dépôts jurassiques et située le long de la zone de contact entre la plate-forme podolienne et l'orogène dobrogéen, hercynien-cimmérien. Il en résulte que l'éventuelle identification vers le NW de cette dépression ou des dépôts siluriens plissés pourra nous renseigner sur la continuation de l'orogène hercynien-cimmérien dans cette-direction.

Les forages ont mis en évidence des dépôts jurassiques dans la dépression du Bîrlad et les environs de Rădăuți. Vers le NW, à Colomeea, on a rencontré le Gothlandien fossilifère, à pendage de 45°—70°. En continuation, dans la région de Lwow-Lublin, apparaissent des dépôts jurassiques sous lesquels il y a des dépôts siluriens plissés. Ce sont les dépôts paléozoïques plissés de l'immédiate proximité de la plate-forme podolienne, occupant la même position que les dépôts de la Dobrogea septentrionale. Autrement dit, ces derniers représentent le prolongement de l'orogène hercynien en cette direction. Toutefois l'absence des dépôts triasiques de type alpin, ne veut pas dire qu'ils ne se sont pas développés dans cette zone. En tout cas, on a démontré que les dépôts considérés jusqu'à présent triasiques du type germanique, appartiennent en réalité au Jurassique de la dépression prémontane.

Par conséquent, le chaîne hercynienne-cimmérienne, dont les vestiges affleurent dans le Nord de la Dobrogea, se prolongeait vers le NW devant les Carpates orientales, à l'Ouest de Lwow et aboutissait en face du massif de Sandomir. Donc, celui-ci se situe derrière la chaîne hercynienne-cimmérienne, c'est-à-dire occupe une position pareille à celle de la Dobrogea Centrale par rapport à la Dobrogea septentrionale. À Sandomir, le Dévo-



nien presque horizontal et le Trias en faciès germanique viennent à l'appui de l'idée que ce massif serait le correspondant de la Dobrogea centrale.

Quant au prolongement vers l'Est de l'orogène dobrogéen, on constate que dans la zone de Tulcea les structures tendent à passer de la direction armoricaine NW-SE à celle azovienne E-W et accusent aussi une légère courbure vers les Nord, se dirigeant vers la Crimée. La série taurique de cette dernière région qui marque la phase de comblement du géosynclinal cimmérien, rappelant le Trias supérieur et le Lias de la Dobrogea, confirme l'idée du prolongement de la Dobrogea en Crimée. Le présence du Werfénien de type alpin au Caucase justifie la supposition que la Dobrogea septentrionale continuerait dans le Caucase (STILLE, 1953).

En conclusion, la Dobrogea septentrionale représente les vestiges d'un géosynclinal hercynien-cimmérien qui se situait au NE de Sandomir et se prolongeait en direction SE au bord oriental des structures des Carpates orientales actuelles. En Dobrogea, le géosynclinal décrivait une courbe vers l'ENE, moulant le massif ukrainien de Voronej et continuait en Crimée et au Caucase.

Reçu : décembre 1963.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DES PLANCHES

CARTE

Carte géologique de la zone de Tulcea

1, alluvions ; 2, loess et dépôts loessoïdes ; 3, conglomérats et calcaires (dépôts de plate-forme) ; 4, grès argileux. ; 5, grès — faciès flyschoides ; 6, marno-calcaires (couche à Halobies) ; 7, calcaires en plaquettes à silexites ; 8, calcaires massifs à ammonites ; 9a, schistes argileux fossilières ; 9b, grès quartzitiques ; 9c, conglomérats ; 10, grauwackes et conglomérats (couche de Carapelt) ; 11, schistes quartzitiques et calcaires ; 12, schistes quartzitiques et calcaires ; 13, schistes cristallins d'épizone ; a) quartzites massifs ; 14, schistes cristallins de mésozone ; 15, diabases ; 16, porphyres (paléozoïques triasiques) ; 17, cornéennes, 18, granites alcalins (type Turcoaia) ; 19, granites amphiboliques (type Greci) ; 20, granites micropegmatitiques (type Coșlugea) ; 21, granites gneissiques (type Megina) ; 22, direction du profil ; 23, filons de diabases ; 24, filons de porphyres, 25, joints fossilifères ; 26, forages ; 27, axe d'anticlinal ; 28, axe de synclinal ; 29, faille ; 30, faille inverse.

PLANCHES I, II

1, loess ; 2, grès ; 3, grès ; 4, marno-calcaires (couche à Halobies) ; 5, calcaires à silexites ; 6, calcaires massifs ; 7, grès et conglomérats ; 8, schistes épimétamorphiques ; 8, diabases ; 10, porphyres ; 11, granites.



Geological Institute of Romania
Institute of Geological Sciences
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA DISTRIBUȚIEI UNOR ELEMENTE MINORE ÎN ANDEZITELE DIN MUNTII GURGHIU ȘI HARGHITA

DE

DAN P. RĂDULESCU, VICTORIA STIOPOL

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Distribution of some Minor Elements in the Andesites of the Gurghiu and Harghita Mountains. The spectrographical determination of the Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V contents in the andesites of the Gurghiu and Harghita mountains (Eastern Carpathians) indicates that each of these two areas is characterized by a particular distribution of the seven elements; the existent differences are due to some extent to the acidity differences between the rocks of the two areas. Regarding the contents of the determined elements, the two main petrographic types, pyroxene andesites and amphibole andesites, show specific features too in each of the two areas.

Cunoașterea alcăturii chimice a produselor vulcanismului neogen de pe teritoriul țării noastre a făcut progrese însemnante în ultimul timp. În cadrul a numeroase lucrări au fost caracterizate în detaliu în ceea ce privește conținuturile de elemente majore, foarte multe tipuri de roci. Sintetizând toate datele existente în această problemă, unul dintre noi a reușit să desprindă atât trăsăturile generale ale întregii provincii petrografice, cât și elementele caracteristice pentru fiecare mare regiune de manifestare a vulcanismului neogen (RĂDULESCU, 1961, 1963).

Distribuția elementelor majore și unele detalii ale diagramelor de variație, au arătat oarecare diferențe între rocile din munții Gurghiu și cele din munții Harghita. În intenția de a verifica aceste prime indicații a fost începută examinarea conținuturilor de elemente minore în rocile din aceste două regiuni.



O a doua alternativă avută în vedere era ca, în cazul în care distribuția medie a clementelor minore s-ar fi dovedit riguros aceeași pentru ambele regiuni — ceea ce ar fi indicat un același material inițial — pornind de la premisa că mersul general al diferențierii ar fi fost peste tot același, să fie examinată posibilitatea de determinare a sincronismului unor produse pe baza conținutului lor de elemente minore.

MATERIALUL EXAMINAT ȘI MODUL DE ANALIZĂ

A fost analizat un număr de 44 roci — 20 din munții Harghita și 24 din munții Gurghiu — reprezentând toate principalele tipuri petrografice; întreg materialul analizat a fost constituit numai din roci proaspete, neafectate nici de procese de transformare hidrotermală nici de procese cu caracter exogen.

În vederea lărgirii posibilităților de comparare, ca și pentru a reprezenta o verificare a exactității analizelor, au fost examineate și 6 roci din regiunea Baia Mare, selecționate cu aceleași precauții; adăugind rezultatele acestora datelor deja existente asupra rocilor din regiunea Baia Mare și folosindu-le și pe acelea asupra rocilor din munții Călimani (SAVUL, ABABI, NICHITA 1956, SOCOLESCU et al. sub tipar), s-au obținut doi utili termeni de comparație pentru materialul din munții Harghita și Gurghiu.

Deoarece rocile andezitice din munții Harghita și Gurghiu au caracter chimice generale bazice și intermediare, au fost alese pentru determinări în special elemente caracteristice pentru rocile bazice, cu tendință de acumulare în acestea; în vederea lărgirii șanselor de a sesiza deosebiri între diversele tipuri petrografice, a fost adăugat și plumbul ca element cu tendință de acumulare în rocile acide.

Determinările au fost făcute cu ajutorul unui spectrograf ISP-28 cu sistem de iluminare a fantei prin 3 condensori, diafragmă intermediară de 2 mm și fantă de 8μ ; expunerea a fost de 30 sec. Au fost considerate următoarele lungimi de undă (A): Pb-2833,0; Cu — 3273,9; Zn — 3345,0; Ni — 3414,76; Co — 3405,12; Cr — 4254,34; V — 3185,38.

Etaloanele au fost preparate din quart-pulbere purificat cu apă regală, acid clorhidric și apă distilată. Elementele au fost introduce sub formă de oxizi: PbO, CuO, ZnO, NiO, CoO, Cr_2O_3 , V_2O_5 ; pentru fiecare din ele a fost preparată o serie de etaloane cu concentrațiile 1—0,3—0,11—0,033—0,011—0,0033—0,0011—0,00033%.

Sprințul acordat de ing. B. DAVID și fizician I. NICHITA pentru executarea determinării, lor a fost extrem de prețios; le exprimăm și aici sincerele noastre mulțumiri.

INTERPRETAREA REZULTATELOR

Examenul preliminar al valorilor ne-a arătat că ele pot fi folosite cu succes pentru a separa între ele cele două regiuni; au fost calculate deci, medii de conținut pentru fiecare element la ansamblul de roci din fiecare regiune. Deosebiri sesizabile de conținut s-au arătat a exista însă și pentru diversele tipuri petrografice din cadrul unei singure regiuni. Deoarece gama



de tipuri petrografice nu era prea largă în nici una dintre cele două regiuni, nu s-a putut merge prea departe în acest sens. Au fost calculate valori medii pe de o parte, pentru andezitele piroxenice cu caracter bazaltoid — tip petrografic care se individualizează foarte net — iar pe de altă parte pentru restul rocilor andezitice care, practic, aparțin în ambele cazuri tipului caracterizat prin prezența amfibolilor.

**VARIATIA CONȚINUTULUI DE ELEMENTE MINORE ÎN RAPORT
CU CONȚINUTUL DE SiO_2**

În tabelul 1 sunt prezentate, după datele din literatură (GOLD-SCHMIDT 1954; RANKAMA, SAHAMA 1955; VINOGRADOV 1956), conținuturile medii ale elementelor minore examineate în rocile magmatice. Examinarea datelor din tabelul 4 arată că rezultatele determinărilor noastre corespund suficient de bine cu aceste valori generale. În unele cazuri, conținuturile rocilor din munții Gurghiu și Harghita se încadrează foarte bine în valorile caracteristice pentru rocile bazice sau intermediare (Cu, Pb). În alte cazuri, fără a ieși din cadrul limitelor indicate pentru rocile magmatice, rezultatele obținute de noi nu corespund în mod exact mediilor indicate pentru aciditatea care le este caracteristică (Zn, Ni, Cr, parțial Co).

TABELUL 1
Distribuția elementelor Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V, în rocile magmatice (valori medii p.p.m. după literatură)

	Roci bazice	Roci intermediare	Roci acide
Pb	6	15	19
Cu	87	30	10
Zn	105	60	39
Ni	130	15	4,5
Co	48	7	1
Cr	170	22	4,1
V	250	88	44

Demn de remarcat este faptul că indiferent de valorile absolute ale conținuturilor, variația acestora este normală pentru toate cele șapte elemente determinate; pentru Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V conținuturile cresc de la andezitele amfibolice la cele piroxenice, iar pentru Pb scad (andezitele piroxenice reprezentând forme mai bazice față de cele amfibolice).

Deoarece nu posedam conținuturile de elemente majore pentru toate rocile al căror conținut de elemente minore fusese examinat, n-am putut urmări variația individuală a acestora din urmă în funcție de SiO_2 ; a trebuit să ne restrângem la un examen la nivelul valorilor medii ceea ce, dat fiind scopul urmărit de noi, nu reprezintă un inconvenient.



TABELUL 2
Rocile analizate

		<i>Munții Harghita</i>
1	Andezit cu hipersten și augit	V. Virghișului (part. sup).
2	" " " "	La N de vf. Harghita Mădăraș
3	" " " "	V. Sugo, cota 1064
4	" " " "	Vf. Feniedi
5	" " " "	Vf. Harghita Mădăraș
6	" " " "	V. Sugo " "
7	" " " "	V. Virghișului (P. Bania)
8	" " " "	La E de Vf. „Cetatea Racos“
9	" " hornblendă "	V. Ghionghios
10	" " hornblendă	V. Homorodului
11	" " " "	V. Sugo, vers. nordic cota 1382
12	" " hornblendă	Creasta dintre V. Sugo și V. Filio cota 1218
13	" " " "	V. Sugo, vers. nordic
14	" " "	V. Homorodului
15	" " "	Stinca Romlas
16	fără minerale femice	Fundul Văii Virghișului, sub cota 1671
17	" " "	V. Mare Feniedi " " "
18	" " "	
19	" " "	
20	" " "	
		<i>Munții Gurghiu</i>
21	Andezit cu olivină	P. Secuiului
22	" hipersten și augit	Vf. Seaca Mare
23	" " " "	P. Pistrangos
24	" " " "	Vf. Tătarca
25	" " " "	Vf. Frățileasa
26	" " " "	Șos. Odorhei-Gheorghieni, carieră
27	" " " "	P. Secuiului " " "
28	" " " "	
29	" " " "	
30	Andezit cu hipersten și augit	Poiana Zimbroiului, filon
31	" " hornblendă verde rezorbită	Confluenta p. Secuiului-p. Karolezi
32	" " " "	Poiana Zimbroiului
33	" " " "	V. Fincelului
34	" " " "	V. Lăpușnei, filon
35	" " " "	V. Lăpușnei
36	" " " "	P. Secuiului
37	" " " "	
38	" " " "	V. Lăpușnei, bazinul de recepție
39	" " " "	
40	" " brună "	P. Secuiului
41	" " " "	V. Drăgușa
42	" " " "	Vf. Borzont
43	" " " "	
44	" " " "	V. Gurghiu lui, la cota 1180
		<i>Regiunea Baia Mare</i>
45	Andezit cu hipersten și augit	V. Ilbei
46	" quartifer tip Piscuiatu	V. Cicirlăuțului
47	" propilitic	Vf. Arșița Mică
48	" quartifer, tip Piscuiatu	V. Borecului
49	" propilitic	V. Nistrului
50	" propilitic	V. Cicirlăuțului



TABELUL 3

Distribuția elementelor Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V, în rocile analizate

Nr crt	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
<i>Munții Harghita</i>							
1	10	20	40	4	10	20	100
2	10	60	40	8	10	6	200
3	40	20	50	8	10	30	200
4	10	80	50	5	20	2	250
5	10	30	40	4	10	3	200
6	20	40	50	5	10	4	250
7	20	20	40	10	10	100	100
8	10	30	70	10	20	70	200
9	8	50	40	4	10	3	250
10	30	10	40	6	<10	10	200
11	30	60	50	7	10	9	200
12	10	20	40	10	<10	50	150
13	50	20	50	10	10	50	250
14	7	10	40	3	<10	4	200
15	5	40	50	8	10	10	200
16	3000	30	100	3	<10	2	100
17	40	10	40	3	<10	2	150
18	150	40	50	5	<10	4	250
19	10	50	40	4	10	3	250
20	7	30	40	3	<10	4	100
<i>Munții Gurghiu</i>							
21	4	60	50	40	30	40	250
22	5	50	60	5	40	3	400
23	5	40	50	6	20	4	200
24	5	70	50	10	20	6	250
25	3	80	40	20	20	30	250
26	4	10	50	4	10	3	250
27	3	30	50	3	10	3	150
28	4	60	60	10	20	20	400
29	4	30	60	7	30	5	350
30	60	60	80	5	10	6	300
31	30	50	50	10	20	10	250
32	20	50	60	4	10	3	250
33	30	30	40	5	10	3	200
34	8	20	30	5	10	8	150
35	10	30	50	6	10	8	200
36	10	50	60	9	20	5	350
37	7	50	70	10	20	6	200
38	8	20	40	5	<10	4	250
39	7	40	40	7	10	6	200
40	300	80	60	10	20	40	300
41	20	40	50	5	20	3	200
42	10	30	50	4	<10	3	200
43	20	50	60	5	10	4	350
44	7	70	50	8	10	5	200



TABELUL 3 (continuare)

Nr. ert	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
Regiunea Baia Mare							
45	4	20	40	4	<10	5	200
46	10	10	20	3	<10	3	150
47	70	50	60	6	20	6	300
48	30	30	40	4	10	4	300
49	1500	100	150	4	20	4	450
50	150	40	100	4	10	7	250

TABELUL 4
Conținuturile medii ale distribuției elementelor¹⁾

		Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
HARGHITA	Andezite piroxenice	14,2	39	46,5	6,4	12	(2-100)	194
	Andezite amfibolice	21	29	44	5,6	<10	2-50	186
	Medie generală	18	33,5	45	6	<10	-	190
GURGHIU	Andezite piroxenice	4	49	54,5	11	21	12	280
	Andezite amfibolice	13	43	50,7	6,4	13	7,5	234
	Medie generală	7,5	45,8	52,5	7,2	16,5	9,5	254
CĂLIMANI	Andezite piroxenice	16	-	135	-	100	-	-
BAIA MARE	Andezite piroxenice	33	29	233	19	78	-	-
	Alte andezite	11	24	103	12	76	-	-
	Medie generală	21	26	163	15	77	-	-

¹⁾ Valorile pentru munții Călimani și regiunea Baia Mare sunt luate din: SAVUL, ABABI, NICHITA 1956 și SOCOLESCU et al. sub tipar.

În fig. 1 sunt reprezentate valorile medii ale conținuturilor de Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, în funcție de valorile medii (a fost reprezentat și întreg domeniul de variație) ale conținuturilor de SiO₂, calculate după analizele cunoscute în literatură (RĂDULESCU 1961; RĂDULESCU et al. 1964), pentru cele două tipuri petrografice de andezite considerate. Nu numai sensul variației valorilor este cel normal dar și ritmul creșterii sau scăderii acestora. Trebuie să se remарce că, așa cum arată valorile din tabelul 1, ritmul de variație a conținuturilor nu este omogen pentru foarte multe



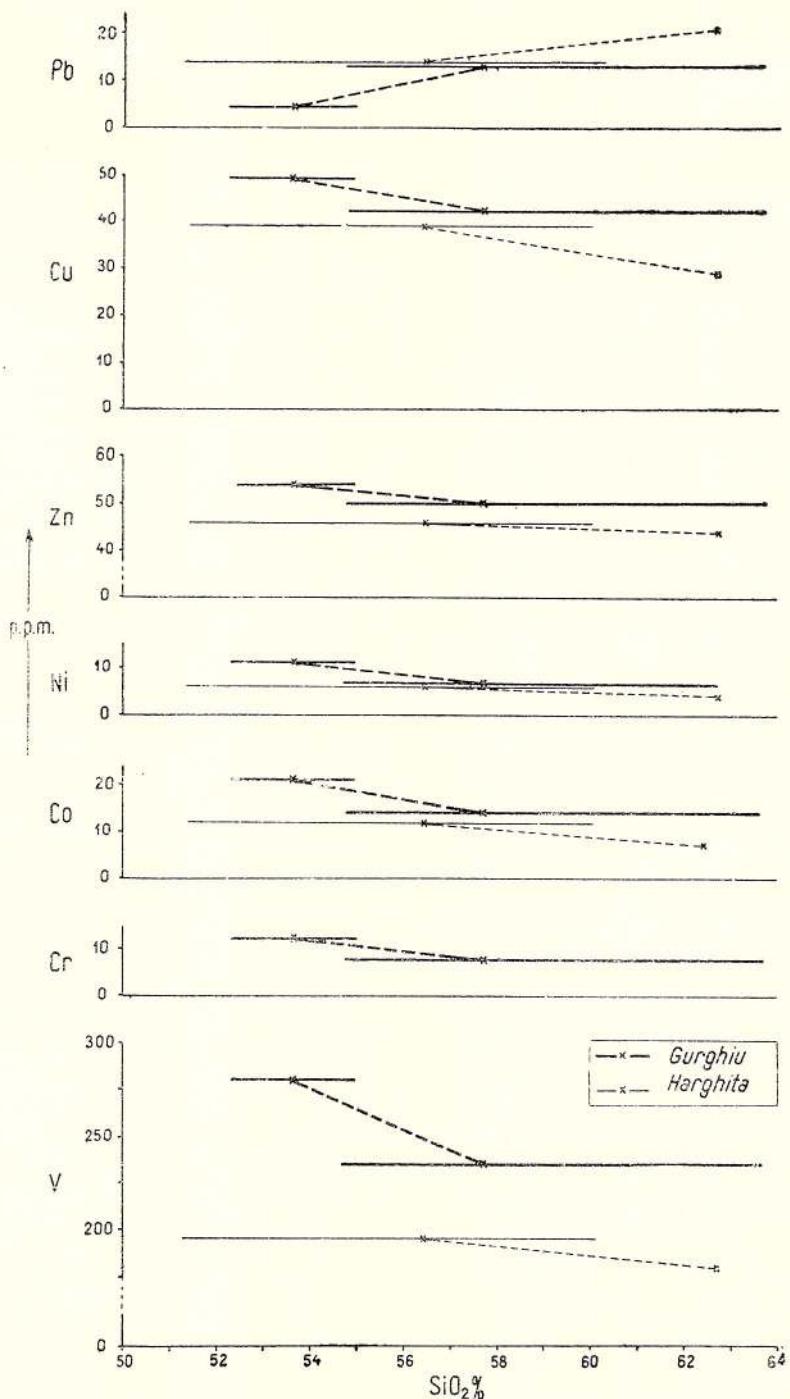


Fig. 1. — Variația conținutului de elemente minore față de conținutul de SiO_2 în andezitele pyroxenice și andezitele amfibolice (limite de variație și valori medii).

Fig. 1. -- Variation de la teneur en éléments mineurs par rapport à la teneur en SiO_2 dans les andésites pyroxéniques et les andésites amphiboliques (limites de variation et valeurs moyennes).



TABELUL 5
Conținutul de SiO_2 al rocilor andezitice din Munții Harghita și Ghurghiu

		minim	maxim	mediu
Harghita	Andezite piroxenice	51,29	60,07	56,38
	Andezite amfibolice	—	—	62,72
Gurghiu	Andezite piroxenice	52,26	54,93	53,65
	Andezite amfibolice	54,67	63,69	57,72

elemente în întreg domeniul de la acid la bazic (a se vedea situația de la Cu și Zn îndeosebi); de acest fapt trebuie să se țină seama în considerarea diagramelor din fig. 1, deoarece rocile din munții Gurghiu sunt evident mai bazice, în ansamblu, decât cele din munții Harghita (RĂDULESCU 1963).

CARACTERIZAREA ROCILOR DIN CELE DOUĂ REGIUNI ÎN CEEA CE PRIVEȘTE DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR MINORE DETERMINATE

Conținuturile elementelor minore determinate s-au dovedit adecvate pentru caracterizarea fiecăreia dintre cele două regiuni. Trebuie să se remарce, în primul rînd, că față de amplitudinea variației acestor elemente în întreg domeniul de la acid la bazic, — la unele o variație mai largă, la altele o variație mai restrinsă — deosebirile de conținut mediu sunt totdeauna semnificative; încadrindu-se în limitele care caracterizează categoriile mari de roci — acid, intermedian, bazic — ele sunt totuși suficient de accentuate pentru a putea fi considerate caracteristice fiecăreia dintre cele două regiuni. O a doua observație care poate fi făcută este aceea că toate mediile de conținut determinate sunt niște valori foarte ferme; astfel, la Cu spre exemplu, se constată nu numai două conținuturi medii suficient de deosebite — 33,5 față de 45,8 — ci și faptul că ele provin din valori medii pe tipuri de roci cu domenii de variație net deosebite, fără zone de interferență: 29—39 și 43—49.

Cele două regiuni examineate se individualizează destul de net în ceea ce privește distribuția elementelor analizate. Îndeosebi conținuturile de Cu Pb, Co și V sunt suficient de deosebite pentru ca ordinul lor de mărime să poată fi considerat caracteristic fiecăreia dintre regiuni.

Mai puțin favorabilă este situația la Zn și Ni. La aceste două elemente diferențele de medie a conținuturilor sunt prea mici pentru a putea fi considerate în afara variațiilor normale, pentru a putea fi, deci, interpretate.

În sfîrșit, o comportare deosebită se constată pentru Cr. La rocile din munții Harghita conținuturile sunt aşa de variate încît nu s-a putut calcula o medie care să nu ni se pară artificială; sunt foarte numeroase conținuturile mici, 2—6, dar sunt numeroase și conținuturile de ordinul zecilor de p.p.m. crescînd progresiv, aşa încît valoarea maximă de 100 m.p. nu poate fi

socotită, nici, ea accidentală. S-ar putea, deci, ca însăși această largă variație a conținuturilor să caracterizeze rocile din munții Harghita. La rocile din munții Gurghiu, conținuturile de Cr sunt destul de constante pentru ca valoarea medie 9,5 să poată fi considerată caracteristică.

La aceleasi concluzii conduce și examenul relațiilor reciproce dintre cîteva grupe de elemente minore (fig. 2). În asemenea situații, diferențele care se constată între cele două regiuni sau între cele două tipuri petrografice, continuă să fie determinate în special de unele dintre elemente. Astfel, în diagramele în care sunt considerate plumbul și cuprul (fig. 2, A și C) ambele sensibile la variațiile de aciditate și cu comportare deosebită în cele două regiuni, punctele de proiecție au poziții net deosebite, foarte caracte-ristice. Dimpotrivă, în diagramele în care este considerat numai unul dintre aceste elemente cu comportare foarte specifică, diferențele dintre regiuni și dintre tipurile petrografice se atenuază foarte mult, pînă la dispariție.

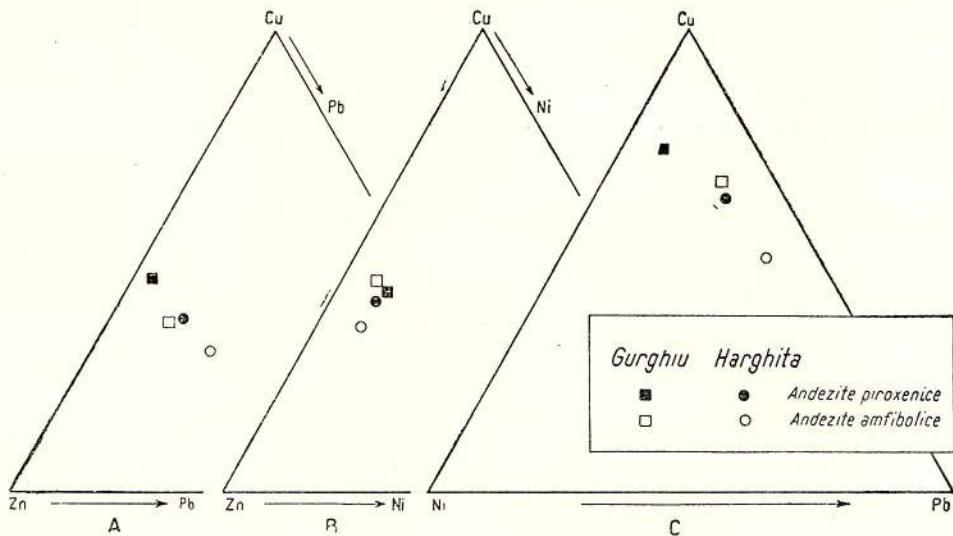


Fig. 2. — Relațiile reciproce între conținuturile de Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Ni, Cu-Ni-Pb (valori medii).
Fig. 2. — Rapports réciproques des teneurs en Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Ni, Cu-Ni-Pb (valeurs moyennes).

Diferențele care apar în cadrul diagramelor din fig. 2 se pot explica în parte, prin caracterul mai bazic al rocilor din munții Gurghiu față de cele din munții Harghita; în același fel trebuie explicate, desigur, și deosebirile în ceea ce privește rocile amfibolice și piroxenice. Elementul principal însă, care a determinat diferențele dintre cele două regiuni, este, probabil, separarea maselor magmatice la un anumit moment; detalii ale evoluției magmelor în vete magmatice deosebite — fără pierderea unității generale a evoluției — au determinat distribuția diferită a elementelor minore în rocile născute din acestea.

Diferențele de conținut mediu al elementelor minore în rocile din muntii Gurghiu și Harghita nu provin în mod statistic dintr-o variație oarecare a valorilor în diversele tipuri de roci; individualizarea celor două regiuni merge mai departe, mai în detaliu, pînă la individualizarea tipurilor petrografice din fiecare din ele. Examenul valorilor din tabelul 4 și al diagramelor din fig. 1 și fig. 2, arată că diferențe de același ordin de mărime ca între valorile medii pentru întreaga regiune există și între valorile medii pentru fiecare dintre cele două tipuri petrografice separate — andezitele piroxenice și andezitele amfibolice. Pentru Cu, Pb, Co și V aceste diferențe sunt generale și nu se par foarte clare; pentru Zn și Ni ele sunt numai parțiale, în timp ce pentru Cr comparația nu poate fi făcută din cauza imposibilității de a calcula medii de conținut semnificative.

EXAMENUL COMPARATIV AL REZULTATELOR OBTINUTE ÎN MUNTII GURGHIU SI HARGHITA CU SITUAȚIA DIN MUNTII CĂLIMANI SI REGIUNEA BAIA MARE

Observații de aceeași natură au putut fi continuat, în oarecare măsură, și prin compararea cu datele deja existente asupra rocilor din muntii Călimani și din regiunea Baia Mare, deși pentru unele dintre elemente, informațiile provenite de la diversi autori nu concordă întru totul; cele 4 regiuni se dovedesc să se separe suficient de mult, cel puțin în unele situații. Astfel, deși pentru Co s-au obținut valori sensibil mai ridicate în muntii Călimani și în regiunea Baia Mare, ele caracterizează fiecare dintre cele două zone. La Ni valoarea medie 15 pentru regiunea Baia Mare este suficient de caracteristică; în rocile din muntii Călimani variația valorilor este mult prea mare pentru a putea socoti interpretabilă o medie calculată pe baza lor. Pentru Pb, Zn și Cu există două serii de valori la rocile din muntii Călimani (SAVUL, ABABI, NICHITA 1956; SOCOLESCU et al. sub tipar).

În cazul zincului, o serie de valori (SOCOLESCU et al. sub tipar) caracterizează mai bine cele două regiuni, deși același element nu reușise să separe rocile din muntii Harghita de cele din muntii Gurghiu. Pentru Pb ambele serii de valori — deși deosebite — par a fi utile pentru caracterizarea regiunilor. În sfîrșit, la Cu numai datele pentru regiunea Baia Mare ni se par interpretabile din acest punct de vedere.

Studiul distribuției elementelor majore în rocile din regiunea Baia Mare și din muntii Călimani, Gurghiu și Harghita condusese la concluzia că prima regiune se individualizează destul de net, din mai multe puncte de vedere, față de zona Călimani — Gurghiu — Harghita (RĂDULESCU, 1961); aceasta din urmă, reprezentând o unitate majoră similară cu cea a Băii Mari, prezintă totuși în cele trei mari masive care o alcătuiesc oarecare caractere specifice (RĂDULESCU, 1963). Examenul distribuției celor 7 elemente minore considerate, a confirmat aceste concluzii în mod satisfăcător.

Diferența dintre regiunea Baia Mare, pe de o parte și zona muntilor Călimani, Gurghiu și Harghita pe de altă parte, este destul de puțin marcată; situația se datorește, cu siguranță, faptului că rocile analizate din prima regiune nu reprezintă decât o parte din elementele petrografice con-

stituente și anume tocmai partea care seamănă cel mai bine, pînă la identitate, cu ansamblul rocilor din munții Călimani, Gurghiu și Harghita, ansamblu care este foarte bine reprezentat în materialul analizat; pentru regiunea Baia Mare nu există date privind unii dintre constituenții petrografici foarte caracteristici așa ca riolitele și dacitele.

Diferențele dintre masivele Harghita, Gurghiu și Călimani apar, dimpotrivă, foarte bine marcate așa cum s-a văzut din discuția făcută anterior; deși nu avem, în momentul de față, posibilitatea de comparație cu ansamblul unei alte unități majore, socotim totuși că aceste diferențe sunt de importanță subordonată, așa cum se conchidea și din studiul distribuției elementelor majore, și că ele nu afectează trăsăturile specifice generale ale regiunii în ansamblu.

Examinînd rezultatele publicate pentru rocile din regiunea Baia Mare și din munții Călimani, am constatat că au fost menționate și deosebiri de alt ordin în cadrul fiecărei regiuni, în afara celor discutate pînă acum. Astfel, constatînd în munții Călimani un conținut de Zn în dacite mai mare decît în andezite, M. SAVUL, V. ABABI și O. NICHITA (1956) fac observația că „situația apare ca și cum între chimismul celor două roci n-ar fi o înrudire imediată ci am avea de-aface cu două magme care au evoluat deosebit după diferențierea lor primără”.

O anomalie asemănătoare semnalează pentru conținuturile de Pb în andezitele piroxenice și andezitele cuarțifere din regiunea Baia Mare, M. SOCOLESCU, I. MĂLDĂRESCU, I. NICHITA și M. PREDA (sub tipar); autori explică situația aceasta prin antrenarea mai accentuată a plumbului „odată cu creșterea volatilelor în fractiunile mai acide ale magmei”.

Indiferent de mecanismul intim care determină conținuturile anormale de Zn și Pb în aceste două situații, încercarea de interpretare făcută pentru cazul munților Călimani ni se pare a se apropiă foarte mult de realitate. În adevăr, dacitele și andezitele piroxenice în munții Călimani aparțin unor faze de activitate vulcanică deosebite și aceeași este situația pentru andezitele cuarțifere și andezitele piroxenice din regiunea Baia Mare, fapt care explică în mod satisfăcător aceste anomalii; diferențele între modul de comportare a magmelor în cadrul diferitelor faze de activitate vulcanică, intervalele de timp, uneori apreciabile, care le separă, stadiul deosebit al diferențierii generale a magmei în cadrul diverselor faze ca și trăsăturile caracteristice, de detaliu, care apar în aceste diverse momente, reprezintă desigur, elementele determinante pentru aceste situații.

În cadrul munților Gurghiu și Harghita toate rocile care apar la suprafață aparțin unei aceleiasi faze de activitate deși, evident, ele s-au format în momente ușor diferite. Rezultatele analizelor noastre nu arată asemenea anomalii în distribuția vreunui element, ceea ce este normal dată fiind situația geologică amintită; aceasta contribuie la a ne face să credem că explicația dată pentru anomaliiile din munții Călimani și regiunea Baia Mare corespunde realității.

* * *

Examenul distribuției unor elemente minore în rocile din munții Gurghiu și Harghita a arătat că ansamblul rocilor din fiecare regiune se individualizează prin trăsături specifice, uneori mai accentuate, altelei



mai slab evidențiate, dar totdeauna sesizabile. În cadrul fiecărei regiuni andezitele piroxenice se separă de cele amfibolice în mod suficient de clar. Deoarece fiecare regiune are caracter deosebită în ceea ce privește distribuția acestor elemente minore, rocile de același tip petrografic din cele două regiuni nu sunt similare din acest punct de vedere chiar dacă sunt produse ale unor faze de activitate vulcanică sincrone.

Primit: februarie 1964.

BIBLIOGRAFIE

- GOLDSCHMIDT V. M. (1954). Geochemistry. Oxford.
- RĂDULESCU D. (1961). Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R. Studii și Cerc.*, VI/2. București.
- RĂDULESCU D. (1963). Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R., *Asoc. geol. Carpato-Balcanică. Congr. al V-lea. Mineralogie-Petrografie*, II. București.
- RĂDULESCU D., VASILESCU Al., PELTZ S., PELTZ MARGARETA. (1964). Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII București.
- RANKAMA K., SAHAMA TH. (1955). Geochimistry. Chicago.
- SAVUL M., ABABI V., NICHITA O. (1956). Zincul, plumbul și cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din munții Călimani. *Acad. R.P.R. Fil. Iași. Studii și Cercet. științ. Chimie.* VII/2. Iași.
- SOCOLESCU M., MĂLDĂRESCU I., NICHITA I., PREDA M. (sub tipar). Geochimia unor elemente cu clarkuri mici în erupțiunile din munții Gutii și Călimani și interpretarea lor în cadrul fenomenelor de metalogeneză. *Asoc. geol. Carpato-Balcanică. Congr. al VI-lea.* Varșovia.
- VINOGRADOV A. P. (1956). Zakonomernosti raspredelenia himiceschih elementov v zemnoi core. *Gheohimia.* I. Moscova.



Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare

În prezent, în România există o rețea de observații hidrogeologice care să poată să furnizeze date precizări privind situația hidrogeologică a teritoriului național.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.

În cadrul proiectului "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare", se urmărește să se extindă și să se dezvolte rețeaua de observații hidrogeologice.



Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA DISTRIBUTION
DES ÉLÉMENTS MINEURS DANS LES ANDÉSITES
DES MONTS GURGHIU ET HARGHITA

PAR

DAN RĂDULESCU, VICTORIA STIOPOL

(Résumé)

On a déterminé par l'analyse spectrographique les teneurs en Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr et V dans 44 andésites des Monts Gurghiu et Harghita (Carpates orientales) (tab. II). En utilisant les résultats individuels (tab. III) on a calculé les valeurs moyennes pour chaque région et pour chacun des deux types pétrographiques : andésites à pyroxènes et andésites à amphiboles (tab. IV).

La variation des teneurs en éléments mineurs, en fonction de la teneur en SiO_2 (fig. 1) s'avère suffisamment accentuée pour certains éléments (Pb, Cu, V) et à peine sensible pour d'autres (Zn, Ni).

Les roches des deux régions diffèrent du p.d.v. des teneurs des éléments déterminés (tab. IV). Ces différences peuvent être remarquées dans les valeurs moyennes générales ainsi que dans les valeurs moyennes de chacun des deux types pétrographiques (tab. IV et fig. 1); les mêmes différences figurent sur les diagrammes de la fig. 2. Les différences entre les deux régions s'expliquent, en quelque sorte, par la variation d'acidité dans les roches respectives (les roches des Monts Gurghiu sont plus basiques que celles des Monts Harghita) mais elles montrent en première ligne que ces roches ont pour origine des masses magmatiques, qui à un moment donné se sont séparées entre elles.

Dans le cadre de la même région, les roches pyroxéniques se distinguent de celles amphiboliques à cause de leur différence d'acidité (tab. IV, fig. 1).





Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ȘI PETROGRAFIA PĂRTII DE NORD A MUNTILOR SEMENIC

DE

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU,
MARIA BĂLOIU-FĂRCĂȘAN

Abstract

Geology and Petrography of the Northern Part of the Semenic Mountains. The paper deals with the crystalline schists of the northern part of the Semenic Mountains. The crystalline schists are metamorphosed under the conditions of the amphibolite facies, being situated within the staurolite and dystene zone. From stratigraphic viewpoint, two complexes have been recognised: the lower, with micaschists, quartzfeldspathic gneisses and migmatites, and the upper complex consisting of amphibolites, biotite schists and manganiferous schists. Various parageneses developed within the manganiferous schists, under the conditions of the metamorphism of the staurolite and dystene zone. The reaction between pre-metamorphic materials during metamorphism is also shown. As to the pre-metamorphic manganiferous deposits, they have been considered to be deposited within the geosyncline, at the same time as the initial basic eruptions from which the orthoamphibolites of the region have originated.

TABLA DE MATERII

	<u>Pag.</u>
Introducere	280
Situată geografică a regiunii	280
Istoricul cercetărilor geologice	281
Stratigrafia șisturilor cristaline	282
Petrografia șisturilor cristaline	286
A) Complexul micașisturilor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice	286
B) Complexul amfibolitelor și al rocilor asociate	292
1. Grupa amfibolitelor	292



	<u>Pag.</u>
2. Grupa paragnaiselor și a cuarțitelor șistoase cu biotit..	296
3. Grupa rocilor din formațiunea manganiferă	298
4. Grupa șisturilor manganifere	302
5. Grupa micașisturilor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice.	306
C) Granodioritele	306
D) Pegmatitele	307
E) Rocile milonitizate și diafforitizate	309
Condițiile de metamorfism din șisturile cristaline	310
Evoluția geosinclinalului și condițiile de sedimentare a depozitelor manganifere	314
Depozitele sedimentare neogene	317
Tectonica regiunii	317
Concluzii generale	318
Bibliografie	319

INTRODUCERE

Cu ocazia cercetărilor întreprinse de Comitetul Geologic în vederea prospectării zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești, colectivul de cercetători, autori prezentei lucrări, au cartat în anul 1955 o mare suprafață a părții de nord a munților Semenic. Cu diferite ocazii, unii din membrii colectivului au mai făcut scurte revizuiri în regiune între anii 1956 și 1958, în legătură cu diferite probleme de ordin economic sau științific. Pentru cercetările noastre de teren am avut ca bază hărți la scară 1 : 5.000, a căror reducere la scară 1 : 25.000 se află la sfîrșitul lucrării (planșa III).

Rezultatele acestor cercetări, completate cu date obținute în laborator, le vom prezenta în lucrarea de față.

Situația geografică a regiunii. Regiunea cercetată de noi ocupă partea de nord a munților Semenic, cuprinsă între Rugi—Delinești—Apadia—Tîrnova. Ea se situează astfel, în zona în care se trece de la relieful mai accidentat format din șisturile cristaline ale masivului Semenic, la cel de coline cu altitudine redusă, care s-a născut pe depozitele sedimentare neogene din partea de nord a bazinului Caransebeșului.

Relieful munților Semenic în această parte este, de asemenea, destul de liniștit, menținându-se ca altitudine în limita dealurilor. Cota cea mai înaltă din regiune este de 796 m, la Cucuiul Lupiteli, în partea de sud a regiunii. De aici spre nord relieful scade treptat, ajungind ca la Delinești și Rugi abia să depășească 300 m. Această ultimă cotă se află pe depozite sedimentare neogene.

Între șisturile cristaline și bazinul de depozite sedimentare de la nord apare adesea, pe linia lor de contact, o denivelare evidentă, care marchează limita dintre cele două domenii.

Din punct de vedere orografic, constatăm că în regiune se găsesc culmi a căror orientare este aproximativ NW-SE, în partea de W a regiunii și



N—S sau NE—SW în zona de NE a perimetrlui cercetat. Această orientare este probabil în legătură cu sistemul de fracturi din regiune, care sunt orientate pe aceleași direcții și cu poziția șisturilor cristaline, față de care apele se pare că au curs perpendicular.

Pe aceste culmi apar și cîteva vîrfuri mai importante, aşa cum ar fi Vf. Fața Galbenă (622 m), Poiana Finetului (683 m), Dealul Socului (691 m), Tilva Bobului (698 m) și Vf. Celegiului (561 m). Unele dintre ele ies în evidență în lungul formațiunii manganifere, care, după cum vom vedea, este alcătuită din roci cu durități mai mari.

Între culmile menționate se dezvoltă rețeaua hidrografică din regiune, care aparține în cea mai mare parte bazinului hidrografic al pîrului Pogoniș și în parte celui al văii Mașca. Pîrul Pogoniș are o serie de afluenți între Ohabița și Apadia, aşa cum sunt valea Dosului, valea Fierului, Ogașul Urît, valea Strâjești, valea Mizescu și Valea Lungă și mai la sud pîrul Igazeului. Aceste ape curg și ele pe direcția SE—NW.

În partea de NE, regiunea este străbătută de pîrul Mașca și cei cîțiva afluenți mai mici ai săi.

Istoricul cercetărilor geologice. Partea de nord a muntilor Semenic a fost cercetată încă din secolul trecut. Astfel, printre primii geologi care s-au ocupat cu studiul acestei regiuni, trebuie să amintim pe SCHROECKENSTEIN care se ocupă în anul 1870 de zăcăminte de mangan de la Delinești—Tîrnova și pe BÖCKH J. (1879 — 1882). HALAVÁTS J. (1895) într-o lucrare asupra zonei de la E de Reșița, arată că șisturile cristaline din imprejurimile localității Apadia sunt alcătuite din șisturi micacee cu granați, șisturi cuarțoase, gnaisse și pegmatite. Mai tîrziu, K. PAPP (1919) reia problema zăcămintelor de mangan.

Dintre geologii români care au luat în considerație și această regiune în sintezele asupra Carpaților meridionali, au fost L. MRAZEC (1904), G. MUNTEANU MURGOȚI (1905), St. CANTUNIARI (1930), AL. CODARCEA (1930—1940), A. STRECKEISEN (1933). Din studiile acestor cercetători reiese că, șisturile cristaline ale muntilor Semenic aparțin domeniului getic (AL. CODARCEA, 1940), aflîndu-se către limita lui estică. Reiese de asemenea că rocile cristaline au suferit un metamorfism intens de mezocatazonă. Unii autori au făcut o corelație între șisturile cristaline din Semenic și seria de șisturi cristaline de Lotru.

Mult mai tîrziu, regiunea studiată de noi, a fost cercetată în mod special de I. Roșca (1945), care constată că, șisturile cristaline de aici aparțin mezozonei și sunt reprezentate prin micașisturi, cuarțite, gnaisse, amfibolite, granodiorite și pegmatite. Peste șisturile cristaline repauzează depozite sedimentare neogene.

În anul 1955, zona de șisturi cristaline cu roci manganifere a fost cercetată de H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU și M. BĂLOIU¹⁾,

¹⁾ H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, Raport geologic de prospectare a regiunii Rugi-Delinești-Tîrnova. Arhiva Com. Geol. 1955.

R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU¹⁾; I. BERCI și E. BERCI²⁾ și apoi de C. DRĂGHICI și M. SBARCEA³⁾.

Cu ocazia prezentării zăcămintelor de mangan din țară la Congresul Internațional de la Mexico de către V. IANOVICI (1956), apare și prima schiță mai detaliată a regiunii Rugi—Delinești—Tîrnova. În anul 1958, M. SAVUL și V. IANOVICI au studiat chimismul rocilor cu mangan din regiune împreună cu celelalte șisturi manganifere din Carpați. Mai tîrziu, în anul 1958, această regiune este prospectată de S. MINZATU și E. MINZATU⁴⁾, pentru filoanele de pegmatite.

În anul 1959, L. PAVELESCU în sinteza asupra Carpaților meridionali, consideră de asemenea munții Semenic ca aparținând domeniului getic și încadreză șisturile acestor munți la seria de Sebeș. În anul 1959, H. SAVU (1962 b) încă descrie o serie de minerale din șisturile manganifere din regiune, iar în anul 1962 D. GIUȘCĂ descrie două minerale noi, care se găsesc și în zăcămintele de la Răzoare.

În funcție de împărțirea șisturilor cristaline ale munților Semenic după zonele de metamorfism delimitate pe baza mineralelor index (H. SAVU, 1964), partea de nord a lor, în special regiunea studiată de noi, se încadreză la zona cu staurolit și disten și anume, în partea superioară a acestei zone. Din punct de vedere tectonic s-a menționat existența unor structuri anticlinale și sinclinală, situate pe flancul nord-vestic al structurii în virgație a munților Semenic (H. SAVU, 1964).

STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Această parte nordică a Munților Semenic este alcătuită din șisturi cristaline mezometamorfice care aparțin cristalinului getic, (CODARCEA, 1940), (RÖSCA, 1954), (SAVU, 1964) și din depozite sedimentare neogene. Ea se situează către limita estică a domeniului getic. În linii generale, aceste formațiuni cristaline fac parte din seria de Sebeș (PAVELESCU, 1959, CODARCEA și colab. 1961).

În succesiunea stratigrafică generală a cristalinului munților Semenic, șisturile din această regiune reprezintă numai o parte din complexul mare al micașisturilor — în a cărui compoziție mai participă, atât paragnaise, cât și cuarțite — și complexul amfibolitelor (SAVU, 1964). De aceea, noi vom repartiza șisturile cristaline cercetate, conform cu această schemă la două mari complexe și anume: complexul micașisturilor și complexul amfibolitelor și al rocilor asociate, ultimul înglobind și formațiunea manganiferă.

¹⁾ R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU. Raport asupra zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești. Arh. Com. Geol. 1955.

²⁾ I. BERCI și E. BERCI. Raport geologic din regiunea Poiana, Lindenfeld și Tîrnova (Munții Semenic). Arh. Com. Geologic 1955.

³⁾ C. DRĂGHICI și M. SBARCEA. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate de I.S.E.M. în șantierul Delinești în anul 1956, Arh. Com. Geol.

⁴⁾ S. MINZATU, E. MINZATU. Raport geologic asupra prospecțiunilor de pegmatite din perimetru Slatina-Timiș-Delinești 1958. Arh. Com. Geol.



După cum rezultă din harta geologică, din profile și din coloana stratigrafică alăturată (pl. I), cele două complexe de roci cristaline sănt bine puse în evidență, cu toate că limita lor nu este netă. Astfel, în baza stivei de șisturi cristaline se dezvoltă micașisturi cu disten, staurolit și almandin, cu intercalații de paragnaise și gnaisele cuarțofeldspatice. Această parte din complex are aici o grosime de cca 1000 m. Din loc în loc, apar în micașisturi intercalații de amfibolite sau de gnais. Astfel, în partea de NE a regiunii apare în micașisturi un prim nivel de amfibolite, cu care se asociază șisturi cuartitice cu biotit, cu slabe intercalații de cuarțite spessartnice sau spessartinită.

La suprafață, micașisturile alcătuiesc cea mai mare parte a zonei de E a regiunii ele dezvoltindu-se în bazinul văilor Mașca și Pogonișului.

În zona cuprinsă între Rugi, Ohabița și T. Bobului se intercalează între micașisturi, mai ales în partea superioară a acestora, gnaisă cuarțofeldspatice cu benzi migmatitice lenticulare care trec treptat, în împrejurimile localității Ohabița, la migmatite mai bine dezvoltate. Acestea aparțin în general migmatitelor lenticulare, în care materialul cu caracter nău feldspatic alternează cu gnaisă cuarț-feldspatice și paragnaise (ELISEEV, 1960). Sub această formă formațiunile complexului inferior se extind spre sud pe la izvoarele pârâului Mizescu, pînă în valea Igazeului. În partea superioară a complexului de micașisturi și de gnaisă se intercalează primele formațiuni ale complexului al doilea, care începe cu formațiunea manganiferă.

Intercalații foarte subțiri de cuarțite cu silicati de mangan, amfibolite și paragnaise biotitice, se întîlnesc în baza acestei stive a complexului inferior. Asemenea nivele de roci apar în bazinul văii Mașca, la S de localitatea Rugi. De aceea, o limită netă între cele două complexe este mai greu de stabilit, ea fiind marcată de această tranziție gradată. Sub această formă, complexul inferior se afundă spre NW, pe sub șisturile și amfibolitele complexului superior situate într-un sinclinal, ce se dezvoltă în partea de NW a regiunii, pe valea Mizescu, spre Apadia (pl. IV, profil III—III).

Complexul amfibolitelor și al rocilor asociate este mult mai variat decît cel inferior. Ca grupe mari de formațiuni întîlnim aici formațiunea manganiferă, grupa șisturilor manganifere, grupa amfibolitelor și grupa paragnaiselor și a șisturilor biotitice fine.

Grupa de roci mai larg dezvoltată în ansamblul complexului superior este cea a paragnaiselor și a șisturilor cuarțoase cu biotit. Formațiunile sale, paragnaise și șisturi cuartitice cu biotit, alternează cu micașisturi cu disten, staurolit și granați, cu gnaisă cuarț-feldspatice de tipul celor din complexul inferior, sau cu amfibolite, și se extind pe aproape toată suprafața regiunii studiate, alcătuind benzi și intercalații orientate, ca și celelalte șisturi cristaline, pe direcția NE—SW și avînd căderi spre NW și SE, conform structurii în sinclinal.

Dintre rocile care alcătuiesc această grupă de șisturi cristaline, cele mai răspîndite sănt paragnaisele plagioclazice cu biotit, fine care se întîlnesc pretutindeni în aria de dezvoltare a complexului superior. Cuarțite șistoase apar mai rar. Ele sunt mai răspîndite în partea de SW a regiunii cercetate, pe Valea Lungă și în mică măsură pe valea Mizescu.

Un facies deosebit al grupei de roci de mai sus, îl formează rocile care alcătuiesc formațiunea manganiferă. Aceasta alcătuiește un prim nivel important în zona de tranziție de la complexul inferior la cel superior. Acest nivel are o grosime de 110 m și se extinde de la valea Fierului, unde este întrerupt de o fractură, spre SW prin T. Bobului, vîrful Măgura, dealul Socului, pîrul Finetului și ajunge pînă în valea Igazeului, de unde mai la sud dispare treptat.

Acest nivel al formațiunii magnifere conține și majoritatea intercalărilor de roci cu minerale de mangan și de fier. După cum se vede pe harta geologică, acest nivel este fragmentat, din loc în loc, de un sistem de fracturi orientat pe direcția NW—SE.

Un al doilea nivel al formațiunii manganifere se situează deasupra primului (pl. 1), spre interiorul ariei de răspîndire a complexului superior. El se extinde, de asemenea, ca o fîșie între Ohabița, valea Fierului, izvoarele Ogașului Urît și valea Străjești, după care dispare treptat, spre SW pierzindu-se în masa paragnaiselor plagioclazice cu biotit.

Spre NE, acest nivel se afundă odată cu celelalte șisturi cristaline sub depozitele neogene și se mai întîlnește, conținînd de asemenea mineruri de mangan, mai la NE, sub depozitele sedimentare de la Tilva Obiței.

Grupa șisturilor manganifere este asociată cu șisturile formațiunii manganifere din cele două nivele prezентate mai sus. Șisturile manganifere apar aici sub formă de intercalări înguste, paralele, care alternează cu micașisturile muscovitice sau biotitice ale formațiunii purtătoare. Aceste intercalări au formă de lentile care se efilează. Grosimea acestor intercalări variază de la cîțiva cm, pînă la cîțiva m (fig. 1).

Rocile de mangan care sunt foarte variate prin compoziția lor, alternează cu micașisturi muscovitice nodulare, șisturi cu biotit și muscovit, paragnaise cu biotit și uneori chiar și gnaise cuarț-feldspatice.

Acestea din urmă, mai intens migmatizate, formează în zona cuprinsă între Ohabița și valea Străjești, culmea nivelerului formațiunii manganifere și în aceeași poziție stau ele în zona cuprinsă între Valea Lungă și pîrul Igazeului.

Complexul amfibolitelor se dezvoltă în această regiune destul de larg. El are o grosime de circa 300 m și se extinde, după cum rezultă din hartă ca o fîșie lată situată între Ohabița și Valea Lungă.

Mai la sud, el dispare ca și celealte formațiuni ale complexului superior.

Masa de amfibolite este întreruptă, din loc în loc, de diferite plane de fracturi. Această masă de roci este alcătuită din amfibolite, uneori amfibolite cu pirotină — pe Ogașul Urît — amfibolite cu granați, amfibolite cu biotit și din gnaise amfibolice.

Pe valea Pogonișului, Ogașul Urît și valea Mîzescu se întîlnesc alternanțe dese de benzi leucocrate, alcătuite din gnaise amfibolice albe cu benzi verzi închise sau negre, formate din amfibolite. Benzile care se succed, alternînd ritmic, au grosimi de la cîțiva mm pînă la cîțiva cm. Ele formează roci foarte caracteristice în această zonă. De asemenea,

apar unele intercalații de paragnaise plagioclazice cu biotit în amfibolite de pe valea Mizescului.

În cîteva puncte din partea de S a regiunii se întâlnesc serpentinite. Ele apar, între rocile complexului inferior, cît și între cele ale complexului superior. Într-un punct și anume, în cazul ivirii de serpentinite de la E de cota 486 m, acestea se asociază cu amfibolitele, indicînd o legătură genetică. În toate cazurile, serpentinitetele sunt concordante șisturilor cristaline și prezintă o foliație paralelă cu acestea.

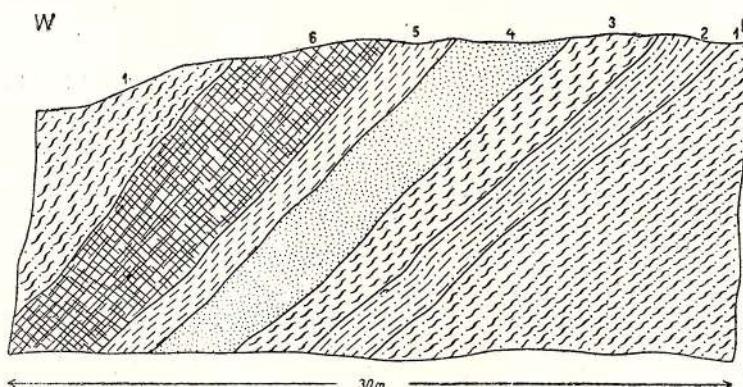


Fig. 1. — Profil de detaliu prin intercalațiile de roci manganifere de la Tilva Bobului

1. micașisturi muscovitice nodulare; 2. micașisturi biotitice cu muscovit; 3. micașisturi cu ferrimuscovit și piedmontit; 4. cuarțite spessartinice și spessartinite cu magnetit; 5. șisturi cu parageneze complexe de silicati de mangan și de fier; 6. carbonați de mangan cu silicati și magnetit.

Fig. 1. — Coupe de détail à travers les intercalations de roches manganifères de Tilva Bobului

1. micaschistes muscovitiques noduleux; 2. micaschistes biotitiques à muscovite; 3. micaschistes à ferrimuscovite et piedmontite; 4. quartzites spessartinitiques et spessartinites à magnétite; 5. schistes à paragénèses complexes de silicates de manganèse et de fer; 6. carbonates de manganèse à silicates et magnétite.

Mai sus în coloana stratigrafică, se observă că peste masa de roci amfibolice apar din nou gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi cu disten, staurolit și granați. Gnaisele cuarțo-feldspatice de la acest nivel sunt mai bogate în muscovit, ceea ce se poate constata mai bine pe Ogașul Urît. De aceea putem considera că complexul amfibolitelor și al rocilor asociate este intercalat între gnaise cuarțo-feldspatice.

Șisturile cristaline sunt străbătute din loc, în loc, de filoane granodioritice și de filoane de pegmatite. Pegmatitele se întâlnesc sub formă de lentile concordante cu șisturile cristaline. Cele mai multe pegmatite apar pe valea Pogonișului, unde feldspatizează la contact șisturile cristaline din jurul lor. Între acestea apar pegmatite cu microclin și mai ales pegmatite cu plagioclaz. Unele pegmatite care străbat șisturile cristaline concre-dant au o sistuozitate slabă, ceea ce indică punerea lor în loc către sfîrșit-

tul mișcărilor orogenetice anterifeene, în care se metamorfozau șisturile cristaline.

De asemenea, șisturile cristaline sunt străbătute de filoane de cuarț concordante sau discordante.

PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

În acest capitol al lucrării vom prezenta petrografia șisturilor cristaline din regiunea cercetată. Pentru acest scop vom expune studiul petrografic în ordinea succesiunii stratigrafice a rocilor.

A) COMPLEXUL MICAȘISTURILOR ȘI AL GNAISELOR CUARTO-FELDSPATICE

În acest complex inferior se pot deosebi cîteva tipuri de roci cristaline și anume: micașisturi, paragnaise cu muscovit și biotit, șisturi cuarțoase cu biotit, cuarțite spessartinice, amfibolite, gnaise cuarțofeldspatice, migmatite lenticulare și migmatite oculare.

Micașisturile au o compoziție foarte variabilă. În funcție de aceasta se pot separa micașisturi cu muscovit și biotit (\pm granati), micașisturi cu muscovit, cu biotit preponderent și micașisturi cu granati, disten și staurolit. O mare parte din aceste roci au fost deosebite și de L. ROȘCA (1954). Ele alcătuiesc cea mai mare parte a șisturilor cristaline din baza formațiunilor metamorfice, fiind mai extinse în partea de SW a regiunii. Micașisturi asemănătoare apar însă și în complexul superior.

Structura lor este grano-lepidoblastică, uneori porfiroblastică și textura șistoasă.

Micașisturile cu muscovit și biotit sunt foarte răspândite în complexul inferior. De la acest tip de rocă se produc trenceri spre celelalte varietăți de micașisturi. În compozitia lor participă, în mare cantitate cuarțul, care este însotit de muscovit, biotit și adesea de almandin. De obicei se întâlnesc și plagioclaz în cantitate redusă. Acest mineral este în general slab alterat.

Micile apar sub formă de foile orientate cu față (001) în planul foliației rocii. Biotitul se transformă uneori în penin.

În varietățile de tranziție încep să fie constante, deși în cantități mici, minerale ca almandin, disten, iar ca minerale accesorii, apatit și zircon.

Micașisturile cu muscovit se întâlnesc sub formă de intercalății rare în micașisturi, cum este cea de pe valea Pogonișului, și la W de acest pîrîu. Aceste roci au culoare albă și sunt alcătuite din cuarț, muscovit și puțin feldspat.

Micașisturile cu biotit preponderent în compozitie, se întâlnesc în partea de est a regiunii, la sud de localitatea Rugi, unde se asociază cu gnaise biotitice și amfibolite, la E de Poiana Finetului, pe valea Mizescu, în complexul superior și în alte cîteva puncte din regiune. Micașisturile cu biotit sunt alcătuite din cuarț, biotit (+ muscovit) și puțin oligoclaz.



Uneori apar cristaloblaste de almandin și mai rar cristale mari de turmalină care pot ajunge la 2 cm lungime, cum sunt rocile de pe valea Mizescu, la SW de Măgura Mare.

Micașisturile cu granați, disten și staurolit sunt roci în care coexistă toate aceste trei minerale tipomorfe, indicind astfel că regiunea cercetată se situează ca grad de metamorfism, în zona cu staurolit și disten (SAVU, MICU, 1963).

În compoziția acestor roci participă minerale din tabelul 1.

TABELUL 1
Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %
Cuarț	0,04–2,40	37,25
Feldspat	0,01–2,00	2,08
Disten	0,02–2,60	10,74
Muscovit	0,12–2,50	17,69
Biotit	0,04–2,72	20,58
Granat	0,05–5,00	8,68
Staurolit	0,08–1,28	0,30
Accesorii { Rutil Apatit Minerale opace	0,01–0,16	} 2,78
	0,05–0,36	

Cuarțul și plagioclazul formează de obicei granule cu contur neregulat. La cuarț este evidentă o extincție onduloasă. Sub formă de cristaloblaste alungite după axul *c* se întâlnesc distenul. Cristaloblastele sale au însă conturul neregulat și cînd sunt mai mari, formează porfiroblastele care ajung pînă la 5–10 cm lungime. În unele roci, cum sunt cele de pe valea Mizescului din complexul superior și cele de pe valea Mașca se produc concentrații deosebite de disten (distenite). Aceste concentrații distenifere au forme lenticulare lungimea de cîțiva zeci de metri și grosimea ce variază de la 10–30 cm.

Distenul concentrat în ele nu este proaspăt, el are o culoare cenușie și este în mare măsură sericitizat (muscovitizat), proces ce se propagă de la marginile cristaloblastelor spre interior. El ar putea constitui un material exploatabil, în cazul în care distenul nu este transformat. În unele roci el are o structură poikiloblastică, incluzind multe cristale de granat și de cuart.

Muscovitul formează foîte de dimensiuni variabile, care sunt orientate în planul șistuozității rocii. Cu el se asociază biotitul brun care concrește uneori cu muscovitul, astfel că în același cristal apar pachete de lamele de biotit ce alternează cu lamele de muscovit.

Biotitul apare și ca incluziuni în disten, iar în unele cazuri el însuși include idioblastele de zircon cu aureole pleocroice. În cazul unor procese slabe de alterare se separă în biotit sagenitul caracteristic.



Granatul formează cristaloblaste mari, uneori aproape idioforme, ale căror dimensiuni pot ajunge la 1–1,15 cm diametru, aşa cum sunt cele de pe valea Mizescului și Pogonișului. De obicei, granatul are contur neregulat și este ciuruit de granule de cuart și foite de biotit pe care le include (Pl. II, fig. 1). Aceste incluziuni formează uneori structura helicită (ESKOLA, 1939), (HARKER, 1960).

Apar de asemenea, incluziuni de staurolit și de rutil parțial alterat. În funcție de orientarea cristalelor alungite de rutil apare uneori structura de „S” intern, indicând fenomene de rotire a cristalului de granat în timpul metamorfismului (FAIRBAIRN, 1949).

Staurolitul se întâlnește în formă de cristaloblaste cu contur neregulat, mai rar ca idioblaste frumos colorate în tonuri de galben :

Ng – galben-roșcat

Nm – slab gălbui

Np – galben

El conține de asemenea incluziuni de cristale idiomorfe de rutil parțial alterat, uneori și de cuart. Mineralele accesori sunt reprezentate prin rutil, apatit, și minerale opace. Ultimele reprezintă ilmenitul care apare, fie ca granule cu contur neregulat incluse în granat, fie ca granule grupate în cuburi mici.

Părăgnaisele cu muscovit și biotit. Aceste roci alcătuiesc slabe intercalații în micașisturi, sau se asociază cu gnaisele cuarț-feldspatice din zona Ohabița-Rugi. Rocile au structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură sistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 2.

TABELUL 2
Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %
Accesori	Cuarț	0,03–1,60
	Plagioclaz	0,20–1,40
	Biotit	0,12–1,05
	Muscovit	0,03–0,80
	Disten	0,14–1,44
	Granat	0,04–0,64
	Apatit	0,32–0,48
	Zircon	0,02–0,11
}		2,56

Cea mai mare parte din rocă este alcătuită din granoblaste de cuart cu extincție onduloasă și de plagioclaz (An 22) maclat polisintetic. În unele cazuri, plagioclazul se dezvoltă poikiloblastic, înglobind granule de cuart.

Micile apar sub formă de foite mai larg dezvoltate. Biotitul este uneori slab cloritizat. În cantități reduse se întâlnește distenul muscovi-



tizat pe margini și cristaloblaste de almandin care includ mult cuarț, uneori și cristale idiomorfe de magnetit.

Mineralele accesoriai sunt reprezentate prin apatit și zircon. Zirconul formează uneori idioblastă cu structură slab zonată.

Sisturile cuarțoase cu biotit. Sisturile cuarțoase cu biotit se întâlnesc în zona de la S de localitatea Rugi, în bazinul văii Mașca și mai la SW de valea Pogoniș pînă la est de Poiana Finetului, unde se asociază cu roci apropiate de compoziția paragnaiselor cu biotit (+ muscovit), amfibolite și cu cuarțite spessartinice. Uneori apar în ele intercalări foarte subțiri de cuarțite albe cu muscovit.

Rocile au structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă cuarț și în cantitate foarte redusă oligoclaz și biotit; mai rar conțin ele almandin sau turmalină.

Cuarțite spessartinice. Sunt roci de culoare roșcată, brună, uneori galbuie, care apar sub formă de intercalări înguste pe malul stîng al văii Mașca. Ele sunt alcătuite, în cea mai mare parte din cuarț, care apare sub formă de granoblaste cu extincție onduloasă. Între granulele de cuarț apar idioblastă de spessartin și cristale alungite de dannemorit.

Amfibolite. Amfibolitele care se intercalează în complexul inferior au caracteristici de ortoroci și nu diferă de cele din complexul superior. Ele sunt alcătuite din plagioclaz, hornblendă, puțin cuarț, rutil, titanit și ilmenit. Uneori ilmenitul prezintă o aureolă de sfen (pl. II fig. 2).

Gnaisele cuarțo-feldspatice. Aceste gnaisă alcătuiesc rocile din partea superioară a complexului micașisturilor, care se dezvoltă între Rugi și Ohaba, la S de Delinești și în lungul formațiunii manganifere, pînă în valea Mizescului. Ele prezintă, pe alocuri, fenomene de mobilizare a feldspațiilor, formînd uneori migmatite lenticulare. Structura lor este granoblastică, iar textura șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 3.

TABELUL 3
Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Continut %
Accesoriai	Cuarț	0,048–2,08
	Microclin	0,32–0,48
	Plagioclaz	0,11–1,2
	Muscovit	0,12–2,24
	Zircon	0,03–0,06
	Apatit	0,01–0,22
	Ortit	0,03–0,27
	Ilmenit	0,03–0,8
		44,62
		33,99
		19,71
		1,68

Cuarțul se găsește sub formă de granoblaste cu contur neregulat; el concrește uneori simpleteitic cu muscovitul. Microclinul apare în canti-

tate foarte mică sub formă de granoblaste cu contur neregulat și de obicei cu structura în grătar incipientă, care se dezvoltă pe marginile granulelor sau neregulat în interiorul lor. Pe alocuri el este slab alterat.

Feldspatul predominant este plagioclazul (*An* 18–20) care formează cristaloblaste mai larg dezvoltate, cu contur neregulat și cu macele polisintetice. Dintre mice este de obicei prezent museovitul, uneori și biotitul. Acesta din urmă se transformă parțial în clorit pe margini. În unele roci de pe valea Pogonișului, la sud de Ohabița, apar idioblaste de granat slab rozui. În unele porțiuni însă, granatul este colorat neregulat în brun închis.

Migmatitele lentice. Sub această denumire considerăm rocile dezvoltate mai ales în zona dintre Ohabița și valea Fierului. Ele mai apar și în valea Străjești, la W de Tilva Bobului. Anterior ele au fost descrise ca gnaisse granitice (Roșca, 1954). Aceste roci constau din paleosoma care este reprezentată prin paragnaise și gnaisse cuarțo-feldspatice și metasoma a cărei compozitie se apropie de compozitia grandioritelor, astfel că în unele portiuni se ajunge aproape de roci cu compozitia granitelor migmatice, asemănătoare rocilor descrise de H. SAVU¹⁾ la W de Väling. O astfel de rocă are structură granoblastică și textură slab orientată. În compozitia ei participă mineralele din tabelul 4.

TABELUL 4

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Continut %
Cuarț	0,03–4,00	41,98
Microclin	0,32–2,88	
Plagioclaz	0,27–3,68	
Biotit + Museovit	0,04–0,64	
Accesorii { Zircon	0,02–0,16	0,82
Minerale opace	0,03–1,60	

Cuarțul care are contur neregulat și extincție onduloasă, prezintă numeroase incluziuni, foarte fine și opace. Feldspatul potasic formează cristale cu contur neregulat, care prezintă o structură caracteristică în grătar, mai clară pe marginile granulelor. El include uneori plagioclaz și cuarț pe care le corodează parțial.

Cristaloblaste mai mari formează plagioclazul (*An* 12), care este maclat polisintetic după legea albitului, mai rar după cea a periclinului. Uneori se întâlnesc cristaloblaste de plagioclaz îndoite, sau slab alterate.

¹⁾ H. SAVU, 1961. Studiul geologic și petrografic al regiunii Väling, (munții Semenic) Arhiva Institutului Geologic.



Biotitul se întâlnește sub formă de foițe divers colorate. Astfel, pleocroismul lui variază în felul următor :

Ng — *Nm* brun închis pînă la verde închis
Np — galben și verzui-gălbui

În ambele cazuri unghiul 2V este foarte mic. El conține adesea incluzuni de minerale opace.

Mineralele accesorii sunt reprezentate prin cristale idiomorfe, sau rotunjite de zircon, alterat uneori pe margini și prin granule de minerale opace.

În unele roci se întâlnește accesoriu și almandinul, uneori și rutilul.

Migmatite oculare. Astfel de roci se întâlnesc rar în regiunea cercetată de noi, spre deosebire de alte regiuni din Munții Semenic (H. SAVU și C. MICU, 1963). Migmatite oculare au fost întâlnite de noi pe valea Pogonișului și pe valea Fierului.

Rocile din această categorie au structură oculară și sunt orientate. Oculii feldspatici sunt alungiți în sensul liniației rocilor. În compoziția lor participă mineralele din tabelul nr. 5.

TABELUL 5
Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,03–0,80	23,58
Plagioclaz	0,04–4,80	51,96
Biotit	0,01–5,00	17,43
Hornblendă	0,02–0,35	
Granat	0,03–2,40	3,00
Acesorii	Clinzoizit Apatit Zircon Rutil Titanit Minerale opace	0,03–0,40 0,03–0,32 0,01–0,08 0,01–0,08 0,04–0,48 0,01–0,20
		4,02

Mineralul cel mai larg răspîndit în rocă este plagioclazul (An 20), care se concentrează de obicei și formează oculii din rocă. De regulă, el are structură poichiloblastică și include cuarț, minerale opace, biotit, hornblendă etc., pe care le corodează parțial. Prin orientarea lor după textura rocii din jur se formează structuri helicitice. Plagioclazul formează uneori concreșteri foarte complicate cu biotitul. El este maclat polisintetic și prezintă uneori alterații slabe sub formă de cuburi neregulate.



După structura sa poikiloblastică (pl. II, fig. 3) se vede că el s-a format prin procese metasomatice, mai ales că, cristaloblastele larg dezvoltate sănt puțin mai acide pe margine. Uneori plagioclazul este străbătut de filonașe de albit.

În cantitate destul de mare mai participă în rocă și cuartul, ale cărui granoblaste cu extincție onduloasă apar, atât în oculii feldspatici, cît și în masa șistoașă din jur.

Biotitul formează lamele largi, colorate în brun deschis. Ele sănt uneori îndoite și conțin incluziuni de diferite minerale. Cind apare și zirconul ca incluziune, acesta are în jurul său o aureolă pleocroică. Uneori mica trece pe margini în penin.

Unele roci, cum este cea de pe pîrîul Pogoniș, conțin și o hornblendă sub formă de cirstaloblaste mici, de obicei cu contur neregulat. Ea prezintă următoarele caractere optice :

Ng — albastru-verzui

Nm — verde

Np — slab gălbui

CNg — 24°

În aceleași roci se întâlnește uneori și clinozoizitul, sub formă de cristalobaste cu contur neregulat, mai rar ca idioblastă, care au un nucleu format din ortit brun-gălbui. Între clinozoizit și plagioclazul mai acid din rocă apar uneori concrescări intime. În cantitate redusă se întâlnește în aceste roci și almandinul, care apare sub formă de granule cu contur neregulat și cu numeroase incluziuni. Alte minerale accesorii sănt sfenul asociat cu clinozoizit, apatit, rutil și zircon.

B) COMPLEXUL AMFIBOLITELOR ȘI AL ROCILOR ASOCIAȚE

După cum am arătat, acest complex este foarte variat din punct de vedere petrografic el conținând și unii termeni care apar în complexul inferior așa cum sănt micașisturile cu granati, disten și staurolit și gnaisele cuarto-feldspatice. Rocile care-l alcătuiesc se pot separa în următoarele grupe : grupa amfibolitelor, grupa paragnaiselor și a șisturilor cuarțoase cu biotit, grupa rocilor din formațiunea manganiferă, grupa șisturilor manganifere și grupa micașisturilor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice. Dintre aceste grupe cea mai larg răspândită este a doua, restul formațiunilor în afară de amfibolite, reprezentând roci cu extindere mai redusă.

1. *Grupa amfibolitelor.* În această grupă de roci cuprindem diferite tipuri de amfibolite din regiune. După cum s-a mai arătat, amfibolitele apar sporadic și în complexul inferior, dar ele se dezvoltă larg în complexul superior. Ele sănt reprezentate în cea mai mare parte prin ortoamfibolite. Rocile din grupa amfibolitelor sănt următoarele : amfibolite, amfibolite cu granati, amfibolite cu biotit, gnaisse amfibolice și serpentinitite.

Primele patru tipuri de roci se asociază intim pe teren în masa mare de amfibolite din regiune. Serpentinititele apar însă sporadic și deoarece prezintă roci asociate cu ortoamfibolitele provenite din metamorfoza rocilor bazice din același ciclu magmatic, le-am descris tot aici.



A m f i b o l i t e l e. Amfibolitele sunt roci cu structura granonematoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 6).

TABELUL 6
Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,03–0,32	7,26
Feldspat	0,01– 1,44	27,68
Hornblendă	0,08–10,00	57,55
Biotit	0,03–0,30	0,95
Titanit	0,02–0,50	6,31
Rutil	0,05–0,09	
Ortit	0,01–0,32	
Minerale opace	0,03–0,08	0,25

În rocă apare foarte puțin cuarț sub formă de granule cu contur neregulat, incluse în hornblendă poikiloblastică sau în feldspat.

Plagioclazul (An_{30}) formează cristaloblaste mai mari, maclate polisintetic. El este în general proaspăt, dar în unele cazuri a suferit un fenomen slab de sericitizare.

Hornblendă este varietatea comună care se dezvoltă în cristale destul de mari, uneori pînă la 1 cm. Ea are structură poikiloblastică, inclusiv plagioclaz, cuarț, sfen, rutil și minerale opace pe care le corodează în dezvoltarea sa. Pleocroismul său este următorul :

Ng — verzui-bruniu
 Nm — brun-verzui
 Np — incolor, slab gălbui
 CNg — 20° – 22°

Pe unele fisuri care o străbat s-a format biotit în foițe paralele cu pereții. Biotitul include uneori mici cristale de ortit, cu aureole pleocroice în jurul lor. El se transformă uneori în penin.

Titanitul apare sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, de obicei grupate în cuburi. Rutilul se întâlnește, de obicei, idiomorf și este inclus în hornblendă. Pe ogașul Urât amfibolitele conțin pirotină.

A m f i b o l i t e l e c u g r a n a t i . Aceste roci au structură granonematoblastică, uneori porfiroblastică și o textură șistoasă. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 7).



TABELUL 7
Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %									
Cuart	0,01–0,06	3,01									
Plagioclaz	0,32–0,50	12,00									
Hornblendă	0,01–0,48	74,07									
Granat	0,08–1,90	7,41									
Accesorii	<table style="margin-left: 20px;"> <tr> <td>Titanit</td> <td>0,01–0,16</td> </tr> <tr> <td>Rutil</td> <td>0,01–0,24</td> </tr> <tr> <td>Apatit - Minerale opace</td> <td>0,008–0,35</td> </tr> <tr> <td></td> <td>0,01–0,20</td> </tr> </table>	Titanit	0,01–0,16	Rutil	0,01–0,24	Apatit - Minerale opace	0,008–0,35		0,01–0,20	<table style="margin-left: 20px;"> <tr> <td>3,51</td> </tr> </table>	3,51
Titanit	0,01–0,16										
Rutil	0,01–0,24										
Apatit - Minerale opace	0,008–0,35										
	0,01–0,20										
3,51											

Principalul mineral din rocă este hornblenda verde comună. Ea are structură poikiloblastică și include de obicei cuarț și feldspat. De asemenea apar incluziuni de granat, rutil și de magnetit. Pleocroismul este următorul :

Ng — verde-albăstrui

Nm — verde-bruniu

Np — gălbui

CNg — 22°

În general, ea alcătuiește masa principală a rocii în care apar porfiroblaste de granați sau cuiburi de granați și plagioclaz. În unele roci ea formează cristaloblaste mai mari, dar în altele, masa care cimentează porfiroblastele de granat (pl. II, fig. 3) este alcătuită din cristaloblaste fine de hornblendă și granule de cuarț și plagioclaz. Atât cuarțul, cât și plagioclazul se găsesc sub formă de xenoblaste. Plagioclazul (An 30) alcătuiește cristaloblaste mai mari care prezintă uneori macle polisintetice.

Granatul este o varietate slab rozie care se prezintă mai ales ca porfiroblastele dezvoltate de obicei sub formă de schelete de cristale, ce includ granule de cuarț, hornblendă și feldspat sau magnetit. În unele cazuri, asemenea schelete de cristale nu mai păstrează decât marginile cristalului de granat, restul fiind ocupat de celealte minerale, așa cum sînt descriși astfel de granați în alte lucrări (HARKER, 1960; ELISEEV, 1960).

Mineralul opac apare sub formă de granule cu contur neregulat, care au în jurul lor o aureolă de titanit slab pleocropic, formată fie din granule mai fine, fie din cristaloblaste alungite și slab dezvoltate perpendicular pe fețele granulului de magnetit. Rutilul formează cristale alungite, colorate în brun-gălbui și incluse în granat sau hornblendă. Uneori este alterat, caz în care el devine opac. Apatitul se întâlnește rar.

A m f i b o l i t e l e c u b i o t i t . Amfibolitele cu biotit sunt roci care se întâlnesc adesea în masa mare de amfibolite, în care se asociază mai ales cu gnaisele amfibolice. Ele au structură granonematoblastică și textură sistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 8.



TABELUL 8
Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Accesorii	Cuarț	0,03–0,50
	Plagioclaz	0,20–0,56
	Hornblendă	0,04–2,88/1,28
	Biotit	0,01–0,72
	Titanit	0,03–0,16
	Apatit	0,90–0,40
	Rutil	0,04–0,11
	Ortit	0,01–0,09
	Minerale opace	0,01–0,24
		3,00

Ca și în alte amfibolite și în acestea, cuartul și plagioclazul apar ca xenoblaste. Plagioclazul este maclat polisintetic și apare uneori, slab alterat pe margini sau în porțiuni neregulate din interiorul cristalelor.

Și în aceste roci, hornblenda este o varietate comună, pleocroică în tonuri verzui. Ea are uneori structură poikiloblastică și include cuart, plagioclaz, rutil, titanit și minerale opace. Când conține incluziuni de minerale opace acestea au în jurul lor o aureolă pleocroică. Unghiul de extincție $CNg = 22^\circ$.

Biotitul formează lamele scurte, orientate de obicei în planul faliției rocii. El este pleocroic în culorile brun și gălbui. Uneori el este transformat în clorit, separând granule de oxizi de fier și de rutil. Conține de asemenea incluziuni de ortit, care produc aureole pleocroice în el.

Mineralele opace accesoriei au și aici o aureolă de titanit în jurul granulelor. Mai apar de asemenea, cristale de apatit, rutil și ortit.

Gnaisele amfibolice apar după cum am arătat, în toată masa amfibolitelor, unde formează benzi înguste leucocrate, rezultate, fie prin procesul de diferențiere metamorfică, fie reprezentând roci inițial leucocrate. Asemenea benzi leucocrate au structură granoblastică și textură paralelă. În compozitia lor participă mineralele din tabelul 9.

ACESTE gnaisău adesea o textură rubanată, în care alternează benzi mai leucocrate cu benzi, în care apar în cantitate mai mare minerale melanocrate. În benzile mai leucocrate apare o cantitate mai mare de granule cu conținut neregulat de cuart și de plagioclaz. Xenoblastele de plagioclaz (An 18) sunt maclate polisintetic după legea albit sau periclin. Unele dintre ele sunt slab afectate de un proces de sericitizare în lungul planelor de clivaj.

Hornblenda este o varietate verde comună. Ea se prezintă în cristaloblaste alungite și orientate în planul foliației rocii. Adesea, include titanit și ortit cu aureole pleocroice. Uneori, hornblenda formează mici benzi alteori ea este uniform răspândită în rocă.

TABELUL 9

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,01 – 0,80	24,25
Plagioclaz	0,06 – 1,60	59,00
Hornblendă	0,03 – 0,88	15,54
Accesorii	Titanit Clinozoizit Apatit Zircon Minerale opace	0,02 – 0,12 0,08 – 0,35 0,10 – 0,35 0,01 – 0,10 0,02 – 0,19
		1,24

Mineralele accesorii sunt reprezentate prin granule sau idioblaste de dimensiuni diferite. Titanitul formează și aici aureole în jurul magnetitului.

Serpentinite. Serpentinitetele se întâlnesc în trei mici corpuri în șisturile cristaline din partea de sud a regiunii și anume, la sud de T. Socului, pe pîrul Mizescu și la nord de Valea Lungă.

Ele sunt formate pe seama dunitelor și constau dintr-o masă antigoritică ale cărei lamele formează structurile în flăcări, în draperii sau structura celulară. Odată cu transformarea olivinei din dunit în serpentinit, s-au separat oxizi de fier, probabil magnetit secundar, sub formă de granule fine (0,003 – 0,16 mm).

Acestea se grupează uneori sub formă de cuburi situate printre celelalte minerale. Afără de antigorit în rocă mai apare ici și colo, tale sub formă de foite larg dezvoltate (2–3 mm diametrul). În serpentinitetele de pe Ogașul Sîrbului apar fenomene de metasomatoză cu carbonați.

Carbonatul-magnezit se dezvoltă sub formă de filonașe care înlocuiesc lateral serpentinitul. În jurul filonașelor apar neregulat cuburi de carbonat, care au înlocuit mineralele serpentinice, păstrînd uneori felul de așezare al lamelelor antigoritice.

În unele cazuri, carbonatul formează cuburi împreună cu magnetitul secundar, ceea ce indică faptul că magnetitul s-a format tot în perioada în care se produce serpentinizarea dunitului.

2. *Grupa paragnaiselor și a cuarțitelor sistoase cu biotit.* În această grupă de roci o răspîndire mai largă o au paragnaisele plagioclazice cu biotit. Cuarțitele sistoase cu biotit au o dezvoltare ceva mai restrînsă. Asociate cu aceste roci se întâlnesc șisturi cuarțoase cu biotit asemănătoare celor din complexul inferior, motiv pentru care noi nu le vom repeta descrierea aci. Ele fac trecerea de la micașisturi la paragnaisele plagioclazice cu biotit.

P a r a g n a i s e l e p l a g i o c l a z i c e c u b i o t i t . Aceste roci se întâlnesc uneori și în cadrul formațiunii manganifere, unde se intercalează între celelalte șisturi dar sunt mai larg răspândite într-o zonă situată între nivelul șisturilor acestei formațiuni și cel al amfibolitelor; unele gnaisse de pe valea Mașca se apropie ca structură de aceste roci. Această zonă se dezvoltă între Ohabița, valea Străjești, valea Mizescu, Valea Lungă și pîriul Igazeului. Paragnaisele biotitice mai apar apoi într-o zonă situată mai la est, pe valea Mizescu. În aceste zone ele alternează cu micasisturi, gnaisse cuarțo-feldspatice și paragnaise plagioclazice cu biotit.

Aceste gnaisse apar uneori intercalate și în amfibolite pe valea Mizescu și pe creasta de la NE de această vale.

Ele sunt roci cu o granulație mai fină și uniformă, a căror culoare este cenușie sau roșcată. Structura este granolepidoblastică, iar textura șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 10.

TABELUL 10
Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Continut %
Plagioclaz	0,09–0,80	67,97
Biotit	0,03–0,32	23,86
Muscovit	0,06–0,45	2,53
Accesorii	Granat Rutil Apatit Zircon Minerale opace	0,04–0,12 0,01–0,08 0,03–0,10 0,01–0,12 0,05–0,12
		5,64

După cum rezultă din tabel, roca este alcătuită în cea mai mare parte din plagioclaz (An 20), mineral care se prezintă sub formă de cristaloblaste izometrice și uniform răspândite în masa rocii. Ele au contur neregulat și prezintă macle polisintetice. Uneori sunt slab alterate, alterație care apare pe margini sau sub formă de cuiburi în interior. Ca incluziuni prezintă foișe de biotit, sau unele minerale accesoria.

Biotitul formează foișe scurte, de obicei situate în interstițiile cristaloblastelor de plagioclaz, însă orientate pe o singură direcție. Uneori, biotitul este transformat pe margini în clorit, iar în interiorul lamelei se separă sagenit.

În aceste gnaisse se mai întâlnesc, uneori, granat în cantitate foarte mică și în granule foarte fine. Mai rar granoblastele de almandin sunt înlocuite parțial cu clorit. Celelalte minerale accesoria apar, fie sub formă de idioblaste (zirconul și rutile), fie ca granule cu contur neregulat.

C u a r ț i t e l e f i n e ș i s t o a s e c u b i o t i t . Cuartitele fine șiistoase cu biotit sunt mai puțin răspândite în regiunea cercetată de noi.



Ele apar sub forma unei fișii care se dezvoltă în axul unui sinclinal, ce se extinde de la pîrîul Mizescu spre sud-vest.

Ele sunt roci de culoare cenușie și cu granulație fină. Structura lor este granolepidoblastică, iar textura sistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 11.

Tabelul 11

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,06–0,72	58,72
Plagioelaz	0,04–0,12	4,32
Biotit	0,03–0,32	33,68
Muscovit	0,02–0,36	2,58
Granat	0,02–0,08	
Accesorii { Apatit Zircon Turmalină Minerale opace	{ 0,02–0,07 0,01–0,06 0,01–0,28 0,005–0,40	{ 0,69

Cea mai mare parte din rocă este alcătuită din cuarț, care formează mici granule cu contur neregulat. Aceeași formă neregulată o are și plagiocelazul (An 20). El este maclat polisintetic și slab alterat în sericit și într-un praf fin asociat acestuia.

Dintre mice, mineralul cel mai larg răspîndit este biotitul, a căruia formă de prezentare în tot complexul superior, este cea de foițe scurte și orientate în planul sistuzității. Pleocroismul său este următorul :

Ng – Nm – brun, brun închis

Np – gălbui

El include granule de magnetit și uneori de zircon cu aureole pleocroice. În cantitate foarte mică, dar de obicei în foițe mai mari, participă în aceste roci și muscovitul, ale căruia lamele se întrelăsă cu cele ale biotitului.

Granatul nu se întâlnește în toate rocile acestei grupe. Cînd apare, el se prezintă sub formă de granule fine, în parte cloritizate și în multe cazuri slab colorate în gălbui. Ele sunt slab anizotrope pe margine, ceea ce indică un granat cu un conținut oarecare de molecule de spessartin.

Mineralele accesoriale sunt reprezentate prin apatit, zircon și turmalină. Turmalina este o varietate colorată în brun gălbui-verzui.

3. *Grupa rocilor din formațiunea manganiferă.* În această grupă de șisturi ce alcătuiesc formațiunea în care apar de obicei șisturile cu mangan din complexul superior, se găsesc următoarele roci : micașisturi muscovitice nodulare, micașisturi cu muscovit și biotit și micașisturi cu piedmontit și ferrimuscovit.



În aceeași formațiune se întâlnesc și paragnaisele biotitice sau șisturile biotitice descrise în prima grupă de șisturi, deoarece formațiunea manganiferă reprezintă un facies al acestei grupe de roci cu biotit. În unele zone apar și șisturi cuartoase cu biotit descrise mai sus. O caracteristică a formațiunii manganifere este existența, în multe roci ale sale, a unui granat cu un conținut variabil de spessartin, din a cărui alterare rezultă oxizi de mangan, ce pigmenteză rocile cu mici pete negricioase.

În cadrul formațiunii manganifere, care se găsește după cum am arătat, în două nivele importante ce apar pe hartă ca două fâșii întrerupte din loc în loc de falii transversale, diferitele tipuri de roci menționate mai sus alternează unele cu altele și cu șisturile manganifere, mai rar și cu amfibolitele.

Micașisturile muscovitice nodulare. Aceste micașisturi apar ca intercalări între șisturile manganifere de la Măgura și de la Bobu. Ele sunt roci de culoare albă cu textură șistoasă, în a căror masă apar mici nodule de 0,5 – 1 cm lungime. În compozitia lor participă mineralele din tabelul 12.

TABELUL 12

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %
Cuarț	0,01 – 0,59	62,28
Muscovit	0,08 – 0,80	7,45
Magnetit	0,005 – 0,28	
Pirită	0,08 – 0,64	30,26

Un mineral foarte răspândit în aceste roci este cuarțul, care formează granoblaste cu extincție puternic onduloasă. Aceste granoblaste se grupează sub formă de nodule sau de oculi alungiți în sensul lineației rocii. Afără de cuarț în nodule mai participă granule fine de magnetit, care au înfăsat cuarțul și se grupează în mici cuiburi. Între ele apar uneori și idioblastă fine, dar cele mai multe au contur neregulat.

Muscovitul sub formă de foițe dispuse în planul de șistozitate, uneori îndoite, formează masa rocii din jurul nodulelor cuartoase. Această masă este alcătuită din muscovit, cuart și granule de magnetit.

Pirita apare de regulă în cristale idiomorfe, răspândite ici și colo în masa rocii. Cristalele sunt de obicei parțial alterate în limonit.

Micașisturi cu muscovit și biotit. Micașisturile cu muscovit și biotit se găsesc atât în formațiunea manganiferă, cât și în afara acesteia, în baza amfibolitelor sau în asociații cu rocile grupei paragnaiseelor plagioclazice cu biotit. Ele sunt de asemenea roci de culoare cenușie cu structură granolepidoblastică și textură șistoasă uneori rubanată, redată de benzi mai bogate în biotit, care alternează cu benzi în care parti-



cipă mai mult muscovitul. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 13.

TABELUL 13

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %
Cuarț	0,016 – 1,16	23,14
Biotit	0,03 – 0,64	38,02
Muscovit	0,02 – 0,16	36,63
Accesorii {	{ Granat Turmalină Zircon Minerale opace	{ 0,01 – 0,12 0,08 – 0,27 0,005 – 0,02 0,01 – 0,08
		2,20

Granoblastele de cuarț fine sunt prezente în toată roca, dar se concentrează uneori mai mult în benzile cu muscovit. Între ele apar foarte rar granule de plagioclaz. După cum am arătat, miciel formează în rocă benzi mai biotitice sau mai muscovitice. Muscovitul se prezintă sub formă de lamele dispuse cu față (001) paralel cu foliația rocii. Cu o dispoziție asemănătoare se întâlnesc și biotitul. El include zircon, granat și granule fine de minerale opace.

Mineralul mai deosebit în aceste roci este un granat de culoare slab gălbui sau slab brunie, mai evidentă pe marginile cristalelor, zone în care ele prezintă și slabe fenomene de antizotropie. Aceste caracteristici indică un granat cu un conținut apreciabil de molecule de spessartin. De obicei, el formează cristaloblaste aproape idiomorfe, independente sau grupate în cuiburi.

Prin alterare, granatul slab manganifer pune în libertate oxizi de mangan, care se răspindesc în rocă sub formă de pete negricioase.

În aceleași roci am întîlnit o turmalină de tipul șorlit de culoare verzui-gălbui sau brunie. Ea formează cristale alungite după axul C. Tot ca mineral accesoriu există în aceste roci cristale idiomorfe de zircon și granule fine de magnetit.

M i c a s i s t u r i e c u p i e d m o n t i t și f e r r i m u s c o v i t. Aceste micasisturi formează roca de tranziție de la celealte sisturi ale formațiunii manganifere la grupa șisturilor cu silicati și carbonați de mangan (SAVU, 1962 b). Asemenea roci au mai fost descrise de WILLIAMS și colab. (1954) în Noua Zeelandă, unde se consideră că aparțin gradului scăzut de metamorfism. Rocile au o culoare violacee și se întâlnesc mai des pe valea Fierului și mai puțin în restul formațiunii manganifere.

Structura lor este granolepidoblastică, iar textura șistoasă. Uneori apare o structură porfiroblastică, redată de porfiblastele de granat. În compoziția rocilor de acest tip participă mineralele din tabelul 14.

TABELUL 14

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %									
Cuarț	0,03 - 1,28	5,06									
Plagioclaz	0,32 - 3,20	5,44									
Ferrimuscovit	0,08 - 2,40	60,00									
Biotit	0,01 - 0,88	23,86									
Piedmontit	0,01 - 0,72	0,55									
Accesorii	<table style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td>Granat</td> <td>0,02 - 0,35</td> </tr> <tr> <td>Rutil</td> <td>0,01 - 0,12</td> </tr> <tr> <td>Apatit</td> <td>0,11 - 0,48</td> </tr> <tr> <td>Minerale opace</td> <td>0,005 - 0,25</td> </tr> </table>	Granat	0,02 - 0,35	Rutil	0,01 - 0,12	Apatit	0,11 - 0,48	Minerale opace	0,005 - 0,25	<table style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td>6,43</td> </tr> </table>	6,43
Granat	0,02 - 0,35										
Rutil	0,01 - 0,12										
Apatit	0,11 - 0,48										
Minerale opace	0,005 - 0,25										
6,43											

Cuarțul care apare sub formă de granoblaste prezintă numeroase incluziuni de magnetit, de rutil și de apatit. Plagioclazul are o structură poikiloblastică, incluzind și el numeroase cristaloblaste de magnetit, rutil, granat, biotit, apatit, minerale care se grupează în cuiburi ce împănează plagioclazul. El este un oligoclaz acid (An 14) și este probabil că la formarea lui au contribuit fenomene migmatice.

Ferrimuscovitul (SAVU, 1962 b) mineral de culoare violacee, apare sub formă de lamele cu contur neregulat, al căror pleocroism este următorul :

*Ng - Nm - slab roziu-bruniu
Np - incolor
(-)2V = 35°*

El include de asemenea, magnetit, granat, rutil etc. Zirconul inclus în el nu produce aureole pleocroice ca în biotit.

Cu ferrimuscovitul se asociază biotitul, care apare tot sub formă de lamele de dimensiuni mai reduse. El are următorul pleocroism :

*Ng - Nm - brun-gălbui-portocaliu
Np - slab gălbui
(-)2 V = foarte mic*

Piedmontitul (SAVU, 1962 b), se întâlnește în cantitate redusă în aceste roci. El formează cristaloblaste prismatice, uneori cu marginile neregulate și are un pleocroism caracteristic.

*Ng - roșu deschis
Nm - violet
Np - orange
(-) 2 V = 79°*

Granatul este răspândit în toată roca sub formă de granule fine, uneori ca idioblaste. Unele cristaloblaste prezintă pe margini un slab feno-



men de anizotropie, aşa cum se întâlneşte la spessartin. Afără de aceste minerale, în rocă mai apare, de obicei ca incluzuni în plagioclaz, o turmalină colorată slab în tonuri de portocaliu și roziu, ceea ce după SLIVKO (1959) indică un conținut de Mn^{3+} .

Rutilul apare sub formă de idioblaste.

4. *Grupa șisturilor manganifere.* În această grupă considerăm roci în a căror compoziție intră minerale de mangan-silicati sau carbonați dintre care unii formează obiectul exploatarilor miniere din regiune. Ele alcătuiesc benzi paralele sau lentile intercalate între șisturile formațiunii manganifere. După cum am arătat (H. SAVU, 1962 b), aceste șisturi se pot separa în funcție de mineralul care predomină în compoziția rocii, în următoarele tipuri de șisturi manganifere: cuarțite spessartinice, spessartinite, carbonatite manganifere, rodonitite, șisturi manganifere cu magnetit, șisturi manganifere cu parageneze complexe și șisturi manganifere metamorfozate la contact. Toate aceste roci dau prin alterare oxizi de mangan și limonit.

Diferite tipuri de roci manganifere au mai fost descrise în seriile mezometamorfice din munții Preluca (KOSSMAT și JOHN, 1905) și în munții Sebeș (L. PAVELESCU 1955), iar în seriile epimetamorfice în Carpați orientali (M. SAVUL, 1927).

Cuarțitele spessartinice. Cuarțitele spessartinice sunt foarte răspândite printre șisturile manganifere și se asociază de obicei cu spessartinitate, sau formează benzi în celealte roci manganifere. Structura lor este granoblastică, iar textura rubanată. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 15.

TABELUL 15

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Cuarț	0,03–1,90	81,75
Spessartin	0,01–0,11	16,69
Biotit	0,07–0,15	0,57
Magnetit	0,06–0,50	0,97
Hornblendă	0,03–0,19	pînă la 10%

Cuarțul care alcătuiește masa principală a acestor roci, se prezintă sub formă de granoblaste cu conture foarte neregulate, care au inclus cristale de spessartin și de magnetit. În cantitate mai redusă participă spessartinul care apare ca idioblastă. El formează uneori în aceste cuarțite benzi înguste mai bogate în granat, rezultînd astfel texturi rubanate. Granulele sunt slab colorate în gălbui-bruniu. În zonele de alterație se transformă treptat în oxizi de mangan.



Biotitul se întâlnește foarte rar în aceste cuarțite. El apare ca lamele fine pleocroice. Ca minerale accesori apar în cuarțitele cu spessartin magnetit și apatit.

În unele cuarțite se întâlnește și o hornblendă verde, care se prezintă sub formă de cristaloblaste alungite după axul C. Caracteristicile sale sunt următoarele :

N_g verde-albăstrui
 N_m — verde-gălbui
 N_p — slab verzui
 CN_g — 20°

S p e s s a r t i n i t e l e. Spessartinitetele sunt roci de culoare roșcată sau negricioasă atunci cînd se altereză. Structura lor este granoblastică, iar textura rubanată. Uneori se întâlnesc structuri microcuteante. În componenția lor participă mineralele din tabelul 16.

TABELUL 16
Compoziția mineralologică și dimensiunile minerealelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,005 – 0,24	15,74
Spessartin	0,001 – 0,11	56,30
Dannemorit	0,16 – 0,48	3,45
Minerale opace { Magnetit Spessartin alterat	{ 0,005 – 0,32	13,06

Principalul mineral ($> 50\%$) este spessartinul care apare sub formă de idioblastă izolate sau ca benzi compacte alcătuite din granoblaste fine colorate în galben. El se altereză adesea și datorită acestui fenomen capătă mai întâi o culoare roșcată, care se închide treptat, pînă ce se ajunge la o masă opacă de oxizi de mangan și fier secundari.

În cantitate mai redusă se întâlnește în aceste roci cuarțul, ce se prezintă sub formă de granoblaste, care cimentează cristaloblastele de spessartin. Ici, colo apar în masa rocii cristale de magnetit care se prezintă uneori sub formă de idioblastă, alteori ca granule cu contur neregulat.

Și în aceste roci, se observă adesea benzi în care cuarțul crește cantitativ, roca apropiindu-se de cuarțitele spessartinice.

C a r b o n a t i t e l e m a n g a n i f e r e. Carbonatitele manganifere se întâlnesc ca intercalării în rocile cu mangan (fig. 1). Acestea sunt mai frecvente în sisturile manganifere de la T. Bobului, la Ohabița și la Străjești la nord de regiunea cerețată. Spre SW, în direcția prelungirii formațiunii manganifere, carbonatitele sunt mai rar întâlnite, pînă ce dispar, sisturile manganifere fiind reprezentate mai departe prin silicati.



Rocile au structură granoblastică și textură rubanată, redată de alternanțe formate din paragenezele: rodocrozit, rodocrozit + spessartin, rodocrozit + dannemorit, rodocrozit + magnetit. Uneori paragenezele se îmbogățesc cu încă un termen sau doi.

În general în compoziția carbonatitelor participă următoarele minerale (tabelul 17).

TABELUL 17

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Carbonat	0,08 – 0,72	55
Dannemorit	0,04 – 1,00	8
Spessartin	0,005 – 0,06	16
Rodonit	0,05 – 0,16	14
Apatit	0,01 – 0,28	3
Magnetit	0,01 – 4,00	4

Carbonatul este principalul mineral din rocă. El se prezintă sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, ale căror dimensiuni variază în funcție de parageneza în care ia parte. Astfel, el este foarte fin în asociație cu spessartinul, care are de asemenea dimensiuni reduse. În asociație cu alte minerale el prezintă o granulație medie și este mai larg dezvoltat cînd formează benzi monominerale sau în parageneză cu magnetitul.

Spessartinul apare ca și în alte roci fie ca idioblaste izolate și de dimensiuni variabile, fie în mase compacte. Din loc în loc, apar cristoblaste sau cuiburi de cristaloblaste de dannemorit. Acestea sunt alungite după axul C, incolore și prezintă macle polisintetice după fața (100); unghiul de extincție $cNg = 21^\circ$. Dannemoritul apare atât în benzile cu rodocrozit, cît și în jurul cristalelor mai mari de magnetit. În toate cazurile, alungirea cristaloblastelor este paralelă cu lineația rocii. În jurul cristaloblastelor de magnetit, dannemoritul formează împreună cu spessartinul o aureolă care separă magnetitul de masa carbonatului.

În astfel de roci mai apar cantități reduse de rodonit, apatit și ortit brun.

Sisturile manganifere cu magnetit. Rocile manganifere cu magnetit reprezentă asociații de silicati de mangan destul de variate. Ele pot fi reprezentate prin spessartinite sau asociații de dannemorit cu spessartin, uneori cu rodonit. Aceste roci se deosebesc de celelalte sisturi manganifere prin faptul că conțin cantități variabile de magnetit (tabelul 18).

Astfel de sisturi se întâlnesc sub formă de benzi sau lentile între celelalte roci cu silicati sau carbonați de mangan. Ele sunt străbătute, ca și celelalte roci de filoane de cuarț cu cristale fibroase de dannemorit ce stau perpendicular pe perete.



TABELUL 18

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Silicăti	0,01–5,00	95–55
Magnetit	0,05–10,00	5–45

După cum a arătat H. SAVU (1962 b), magnetitul este o varietate de jacobsit slab manganifer. El are un conținut de 3,29% MnO.

Rodonititele. Rodonititele formează benzi între cuarțitele spessartinice și spessartinitice. Structura lor este granoblastică sau granonematoblastică, iar textura orientată. În compoziția acestor roci participă mineralele din tabelul 19.

TABELUL 19

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Rodonit	0,06–3,40	70
Spessartin	0,03–0,25	10
Dannemorit	0,03–0,20	2
Minerale opace	0,01–0,32	3

Rodonitul este principalul mineral din rocă. Culoarea lui rozie este caracteristică. El se prezintă sub formă de cristaloblaste, care includ mici cristale fibroase de dannemorit. Rodonitul are unghiul de extincție de $53^\circ - 54^\circ$ iar unghiul (+) 2 V de 73° . O valoare apropiată este dată pentru rodonitul de la Iacobeni (RĂDULESCU, 1962). Uneori, rodonitul este slab alterat și se transformă într-un material brun-roșcat, alcătuit din oxizi de mangan și fier, care-l înlocuiește complet.

Spessartinul participă în aceste roci în cantitate mai mică. De obicei, el se prezintă sub formă de idioblastă. El formează uneori în rodonitite mici benzi aproape monominerale de granat, benzi care se pierd pe direcție, trecind în asociația rodonit + spessartin.

În cantitate mai redusă încă, se găsește în rodonite și dannemorit sub formă de fibre grupate în cuburi sau snopi. Celelalte minerale accesorii, magnetit sau apatit, apar sub formă de granule cu contur neregulat sau cristale idiomorfe.

Și aceste roci sănt străbătute de filonașe de cuarț și dannemorit cu fibre foarte lungi, care stau perpendicular pe perete.

Sisturile cu parageneze complexe de silicati de mangani. Aceste roci sint raspandite in toata zona de sisturi mangani-fere din regiune. Ele sunt foarte variate prin compozitia lor, fiind alcătuite din dannemorit, rodonit, rodocrodit, piroxmangit, spessartin, knebelit sau tefroit și magnetit, minerale care formează diferite parageneze cu mai mulți compoziții. Ca structură, aceste roci nu se deosebesc de cele de mai sus, ele având de asemenea o structură granoblastică și textura sitosă, orientată. Granulația acestor roci variază între 0,01 – 4,00 mm.

Mineralele se prezintă de obicei sub formă de xenoblaste care au ca și în celelalte roci, dimensiuni variabile. În unele roci din această grupă se observă numeroase benzi, în care predomină un mineral, ce alternează cu benzi în care predomină un alt mineral. Benzile din aceste alternanțe își modifică atât grosimea, cât și compozitia, ele efilindu-se sau începând treptat ca într-o aceeași bandă să scadă conținutul mineralului predominant într-o porțiune și să crească mai departe în conținut alți compoziții ai rocii.

Majoritatea mineralelor din aceste roci au fost descrise și mai sus. Pe lîngă acestea, aici mai găsim și alți cîțiva silicati. Astfel, piroxmangitul este un mineral care se întâlnește sub formă de xenoblaste, a căror structură este adesea poikiloblastică, incluzând spessartin și magnetit. Unghiul său de extincție este de 45° iar unghiul axelor optice ($+2V = 45^{\circ}$). Mai rar se întâlnesc cristaloblaste fine de tefroat sau knebelit.

Sisturile manganifer metamorfizate la contact. Aceste roci au rezultat din transformarea celorlalte sisturi de mangan sub influența migmatitelor, a filoanelor de roci granitoide și a filoanelor de cuarț care le străbat. Ele sunt alcătuite din unele minerale descrise mai sus alături de care mai apar minerale specifice ca: řeferit, epidot, ortit etc.

Šeferitul se găsește sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, colorate în verzui, al căror unghi de extincție este de 45° . În unele roci se întâlnesc minerale din grupa epidotului colorat în galben-auriu sau în verzu, care se asociază cu cuarț, spessartin, ortit, rodonit și apatit, uneori și magnetit.

5. *Grupa micasisturilor și a gnaiseelor cuarț-feldspatice.* Această grupă de roci este asemănătoare sisturilor descrise în complexul inferior, fiind alcătuită din micasisturi cu granați, disten și staurolit, sisturi cuarțoase cu biotit și din gnaise cuarț-feldspatice. Cum aceste roci au fost descrise mai sus, nu vom mai reveni aci asupra lor.

C) GRANODIORITELE

Granodioritele se întâlnesc rar în partea de nord a munților Semenic și apar mai des ca filoane, care străbat sisturile cristaline. Un astfel de filon granodioritic străbate amfibolitele cu biotit de pe valea Fierului. Granodioritul are structură hipidiomorfă și textură slab orientată. El este alcătuit din cuarț, oligoclaz, puțin microclin și biotit.



El influențează prin soluțiile pe care le degajă amfibolitele din jur, epidotizându-le. Astfel, în amfibolite se dezvoltă cristale scheletice de clinozoit, sau concreșteri simplectitice al acestui mineral cu plagioclazul. În alte cazuri, clinozoitul formează cristale aproape idiomorfe, cu structură zonară.

D) PEGMATITELE

Pegmatitele alcătuiesc filoane discordante sau lentile concordante de pegmatite cu microclin, pegmatite cu plagioclaz și pegmatite cu hornblendă¹⁾. După cercetările noastre, ele au mai fost prospectate de S. MINZATU și E. MINZATU²⁾. Din punct de vedere structural putem deosebi pegmatite cu structură slab orientată, care arată că ele au suferit ultimele mișcări orogene cînd s-au metamorfozat șisturile cristaline și pegmatite cu textură masivă.

În zonele cu forme lenticulare de pegmatite de pe valea Pogonișului, spre izvoare, apar fenomene de feldspatizare a șisturilor cristaline. Tot aici pegmatitele conțin și cristale izolate de ilmenit.

P e g m a t i t e l e c u f e l d s p a t p o t a s i c e . Pegmatitele din această categorie au structură pegmatitică sau granitică și textură masivă. Asemenea pegmatite apar pe valea Pogonișului, atît spre izvoare, cît și în zona de la vest de Ohabița. În compoziția acestui pegmatit participă mineralele din tabelul 20.

TABELUL 20

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,30–3,20	27,87
Feldspat	0,35–4,80	66,20
Muscovit	0,06–0,96	5,74
Accesorii { Zircon Allanit	0,01–0,08 0,01–0,11	0,17

Cristalele de cuarț sunt xenomorfe și au extincție onduloasă. Plagioclazul (An 12) formează cristale mari, maclate polisintetic după legea albitalui și albit-Karlsbad. El este tulbure, fiind întesat cu un praf fin caolinic, iar pe planele de clivaj s-au depus granule fine opace de oxizi de fier. Cristalele mari sunt uneori îndoite.

¹⁾ H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, Op. cit.

²⁾ S. MINZATU, E. MINZATU 1958. Op. cit.



Feldspatul potasic apare de asemenea în cristale larg dezvoltate și xenomorfe cu structura în grătar. El este uneori albitezat și străbătut pe fisuri de filonașe de albit. De multe ori, este și el slab alterat.

Ca minerale accesorie găsim în aceste roci cristale idiomorfe de zircon și de ortit. Ultimul formează mici cristale idiomorfe sau xenomorfe colorate în brun, verzui; ele se găsesc în interstițiile celorlalte minerale.

Pegmatitele cu plagioclaz. Pegmatitele cu plagioclaz, care conțin ca minerale din grupa micelor atât biotit, cât și muscovit

TABELUL 21

Compoziția mineralologică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuart	0,11–3,60	50,50
Plagioclaz	0,80–2,40	23,00
Muscovit	0,16–2,72	18,50
Turmalină	0,80–1,60	7,00
Minerale opace	0,01–0,08	1,00

sunt cele mai obișnuite în regiune. Ele sunt alcătuite din următoarele minerale (tabelul 21).

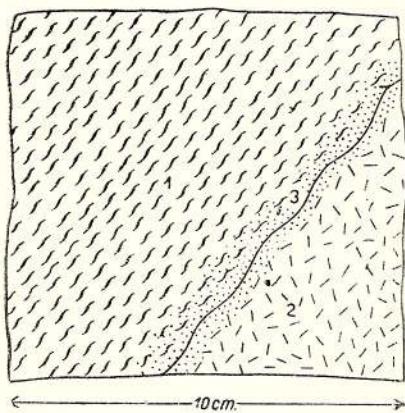


Fig. 2. — Contact între pegmatit (2) și sisturi cuarțoase cu biotit (1) pe Valea Lungă. Pe contact se produce turmalinizarea (3) ambelor roci (punctat).

Fig. 2. — Contact entre la pegmatite (2) et les schistes quartzeux à biotite (1) de Valea Lungă. Le long du contact a lieu la tourmalinisation (3) des deux types de roches (en pointillé).

Cuarțul are extincție onduloasă și se prezintă sub formă de cristale xenomorfe. Sub forma de cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic sau periclin apare plagioclazul. El este uneori îndoit și slab alterat; în porțiunile alterate se transformă în sericit. Muscovitul se dezvoltă în lamele mai largi care au marginile neregulate și concresc uneori simpletezic cu cuartul.

Turmalina apare sub formă de cristale prismatice, concentrate mai ales spre contactul filonului (fig. 2). Roca de la contact este deasemenea intens turmalinizată. Între turmalina din pegmatit și cea din roca înconjurătoare există însă unele deosebiri. Astfel turmalina din pegmatit este colorată în albastru și are următorul pleocroism:

Ng — albastru

Np — incolor

În apropierea contactului se găsesc cristale de turmalină cu structură

zonară, în care nucleul este colorat în albastru, iar o zonă marginală care apare este de culoare verde brunie și are următorul pleocroism :

Ng — verde-gălbui
Np — slab gălbui, incolor

Sistul cuartos biotitic turmalinizat din apropierea pegmatitului conține cristaloblaste de turmalină cu structură poikiloblastică ce includ granule de cuart și granați. Ele au un nucleu de culoarea zonei externe a turmalinei de mai sus și pe margini o zonă colorată mai intens în brun :

Ng — brun-gălbui
Np — slab gălbui

În afară de aceste pegmatite cu plagioclaz, mai menționăm că unele pegmatite de pe valea Igazeului conțin cristale frumoase de disten, iar pegmatitele care străbat amfibolitele de pe malul drept al pârâului Mașca conțin ca mineral melanocrat, hornblendă verde.

Filoanele de cuart. Filoanele de cuart se întâlnesc în diferite puncte din regiune, unde se asociază adesea cu pegmatitele. Ele conțin uneori cristale mari de turmalină prinse în masa de cuart alb.

E) ROCI MILONITIZATE ȘI DIAFTORIZATE

Șisturile cristaline din regiune au fost afectate de diferite sisteme de forfecare în lungul cărora structura și alcătuirea lor mineralologică au fost modificate în oarecare măsură. Cele mai importante modificări întâlnite în aceste roci sunt milonitzarea și diaftoreza.

Micașisturile cu granați, disten și staurolit, supuse proceselor de retrometamorfism au suferit o serie de modificări. Astfel, cristale de plagioclaz (An 22) sunt parțial sericitizate și îndoite. Mineralele melanocrate ca biotitul și granatul se transformă în clorit; uneori apare cloritoid retromorf. Aceste transformări se asemănă cu cele descrise de N. GHERASI (1937) în munții Godeanu.

Biotitul transformat în clorit separă alături și granule de oxizi de fier sau de titan, iar cristalele de zircon, incluse inițial în biotit, își mențin aureolele pleocroice și în clorit. Granatul se transformă și el în clorit, procesul realizându-se pe fisurile care-l străbat.

Distenul și staurolitul se transformă și ele parțial sau total în muscovit care formează cuburi de mică mai larg dezvoltate pe marginile acestora.

La gnaisele cuarto-feldspatice apar de asemenea structuri cataclastice. Granoblastele de cuart care nu au fost zdrobite, au o extincție mai onduloasă, iar cele de plagioclaz sunt îndoite sau sparte. Micele au fost îndoite și biotitul a trecut în clorit.

Fenomene asemănătoare au afectat și amfibolitele. În aceste roci plagioclazul este alterat și înțesat cu un praf fin caolinos-sericitos. El este albitizat și pe fisurile care-l străbat s-a depus albit în cristale fine, de unde rezultă că pe aceste plane de forfecare au circulat și soluții apoase.



Hornblendă a fost transformată în actinolit, care prezintă macle după față (100) și are unghiul de extincție $cNg = 16^\circ$. Pleocroismul său este următorul :

Nq — slab verzui-gălbui

Nm — slab bruniu

Np — incolor

Ca și cristalele de plagioclaz, cele de hornblendă au fost de asemenea indoite. Biotitul existent în roca primară s-a transformat în clorit.

În paragnaisele cu biotit au apărut de asemenea o serie de transformări în urma acestor procese. Astfel, ele sint străbătute de plane de forfecare, în lungul căror se formează de asemenei un mortar fin rezultat din cuart și din plagioclaz. Pe unele fisuri s-a depus cuart sub formă de filonașe subțiri. Biotitul din aceste gnaisăe a fost înlocuit complet cu clorit și s-au separat mici granule de oxizi de fier și titan.

Afără de acestea, în rocă s-au format cristale de turmalină proveniente din soluțiile care au circulat prin rocă.

CONDIȚIILE DE METAMORFISM DIN ȘISTURILE CRISTALINE

Așa cum am menționat la istoricul cercetărilor, după împărțirea pe zone de metamorfism a cristalinului munților Semenic (SAVU, 1964), regiunea Delenești se încadrează în zona cu staurolit și disten.

Din descrierile de roci prezentate în capitolul petrografie, rezultă clar că mineralele index din această regiune sunt disten, staurolit și almandin, ele confirmind cele arătate mai sus cu privire la zona de metamorfism. Ele arată de asemenea că rocile au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic (TURNER și VERHOOGEN, 1960; RAMBERG, 1959; ELLSEEV, 1960). În condițiile acestei zone de metamorfism, au rezultat pentru diferitele roci premetamorfice, parageneze de minerale variate.

Astfel, cele mai caracteristice parageneze din rocile pelitice sunt :

1. Cuarț — disten — staurolit — muscovit (plagioclaz — biotit);
2. Cuarț — staurolit — almandin — muscovit — plagioclaz (biotit).

Aceste parageneze demonstrează că rocile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesului staurolit-almandin (SAVU, MICU, 1963) din sistemul lui TURNER și VERHOOGEN (1960).

În rocile cuarț-feldspatice se întâlnește parageneza de mai jos, care indică același subfacies :

3. Cuarț — plagioclaz — microclin — muscovit (\pm biotit).

Rocile amfibolitice și gnaisele amfibolice care reprezintă roci bazice metamorfozate, pun în evidență următoarele parageneze :

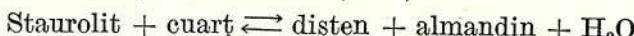
4. Hornblendă — plagioclaz — almandin ($-$ cuarț);
5. Hornblendă — plagioclaz ($-$ cuarț — biotit);
6. Hornblendă — plagioclaz — biotit ($-$ cuarț — ortit);
7. Hornblendă — plagioclaz — clinozoit ($-$ cuarț).

Ultima parageneză este caracteristică în gnaisele amfibolice și în benzile leucocrate paralele din amfibolite. În afară de aceste parageneze



mai sănt altele, care se întlnesc în rocile cu compoziție chimică deosebită și care nu sănt concludente în petrogeneză.

Din paragenezele prezentate mai sus, rezultă că în cadrul acestei zone surprindem reacția de mai jos, care indică un metamorfism progresiv după TURNER și VERHOOGEN (1960).



Reacția aceasta este pusă în evidență de paragenezele 1 și 2; partea dreaptă a ecuației este caracteristică în zona de SE de regiunea cercetată de noi la Petroșnița. Aici, în zona cu staurolit și disten este foarte răspândită parageneza 1, uneori cu tranziție spre o parageneză fără staurolit caracteristică în rocile mai aluminoase, unde se formează concentrații speciale de disten, aşa cum sănt cele de pe valea Mizescu.

Faciesul almandin amfibolitic se realizează la temperaturi cuprinse între 550° și 750° C și presiuni situate între 4000 – 8000 bari. (TURNER și VERHOOGEN, 1960). De aceea, putem concluă că, sisturile cristaline din regiunea Delinești au fost metamorfozate în condițiile părții superioare a faciesului almandin – amfibolitic, deci la temperaturi cuprinse între 650° și 550° C, respectiv în condițiile subfaciesurilor staurolit-almandin și disten-almandin.

În anumite porțiuni se produc fluctuații de temperatură, mai ales în zonele în care se formează concentrații de disten sub acțiunea soluțiilor migmatice, care migrează în sus prin rocile bogate în Al_2O_3 (CLIFORD, 1958), (GREEN, 1963).

Mai sus am descris existența unor roci serpentinice asociate sistemelor cristaline din regiune și mai ales cu amfibolitele. WILLIAMS și colab. (1954) susțin că mineralele serpentinice sănt stabile pînă la 500° iar SEG-NIT (1963) a arătat că serpentina aluminoasă poate fi sintetizată la 600°C și presiunea cuprinsă între 10 și 20 Kilobari. Acest ultim rezultat indică posibilitatea ca rocile serpentinice să fie încă stabile în partea superioară a faciesului almandin – amfibolitic.

În aceste condiții de metamorfism, depozitele bogate inițial în oxizi de mangan și oxizi de fier, au trecut în paragenezele de mai jos.

Cuarțitele din șișturiile manganifere au parageneza :

8. Cuarț (-spessartin).

În spessartinite se întlnesc paragenezele :

9. Spessartin (-cuarț);

10. Spessartin – dannemorit (-cuarț);

11. Spessartin – actinolit – biotit – magnetit manganifer (-cuarț).

Pentru carbonatitele manganifere sănt caracteristice paragenezele :

12. Rodocroxit – spessartin – dannemorit ;

13. Rodocroxit – spessartin – rodonit ;

14. Rodocroxit – cuarț – rodonit.

Rodonititele conțin și ele paragenezele :

15. Rodonit – spessartin ;

16. Rodonit – spessartin – rodocroxit (-cuarț).

17. Rodonit – dannemorit.



Şisturile manganifere cu magnetit :

18. Cuarț — magnetit manganifer — spessartin ;

19. Rodocrozit — spessartin — dannemorit — magnetit manganifer.

Şisturile manganifere complexe au și ele paragenezele :

20. Spessartin — rodonit — pirox mangit — knebelit (tefroit) și alte asociații între mineralele de mai sus.

Şisturile cu ferrimuscovit și piedmontit, care ar putea fi considerate șisturi alumino-fero-manganoase, conțin parageneza :

21. Cuarț — plagioclaz — ferrimuscovit — piedmontit (-granat ± spessartinic — biotit).

Roci cu silicati de mangan asociate șisturilor cristaline metamorfozate în condiții mesozonale au fost descrise și în alte regiuni din lume (WILLIAMS și colab., 1954; VASSJOKI Oke, 1956; PAULSEN, 1956) sau din țară¹⁾ (KOSSMAT și JOHN, 1905; PAVELESCU, 1955).

De asemenea, au fost descrise șisturi manganifere metamorfozate în condițiile epimetamorfice (M. SAVUL, 1927; V. IANOVICI, 1956, RĂDULESCU, 1962; WOODLAND, 1956; PASTOR și colab, 1956; ANCION și colab. 1956). Din descrierile făcute reiese că șisturile manganifere au în faciesul amfibolitic aproximativ aceleași asociații de roci și de parageneze ca și în faciesul de șisturi verzi, de unde rezultă cîmpul larg de temperaturi la care sint stabile aceste minerale de mangan.

Se relevă de asemenea, apariția încă din faciesul de șisturi verzi a unor minerale, care ar putea fi stabile numai la temperaturi mai ridicate. Ele depind de concentrația sedimentului inițial în oxizi de mangan, de unde rezultă că la analiza anumitor parageneze de minerale din șisturile metamorfice trebuie avute în vedere nu numai P și T, ci și K = concentrația sedimentului inițial în anumite elemente.

Există cu toate acestea și unele deosebiri între aceste șisturi manganifere. Astfel magnetitul manganifer (SAVU, 1962 b) sau iacobsitul apare în șisturile manganifere metamorfozate în faciesul amfibolitic și tot așa piedmontitul, care este cunoscut în șisturile manganifere de la Delinești și din Munții Sebeș în regiunea Steaua (SAVU, 1962 b). Alt mineral care este cunoscut numai în șisturile manganifere mezometamorfice, este pirox-mangitul și se pare că tefroitul și knebelitul apar cu totul întimplător în șisturile manganifere epimetamorfice (M. SAVUL, 1927); ele sint însă obișnuite în cele mezometamorfice.

Excluzind unele formații cu caracter filonian, care conțin minerale de mangan și apar în rocile manganifere nemetamorfozate, majoritatea cercetătorilor sint de acord că zăcămintele de mangan sint de originea sedimentară, așa după cum vom arăta mai departe.

În privința genezei numărului mare de silicati de mangan și a altor minerale din șisturile manganifere, s-au emis diferite explicații.

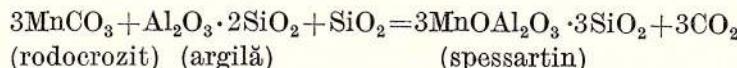
¹⁾ N. GHERASI și T. BODIN, 1955. Raport geologic asupra zăcămintelor de mangan de la Răzoare. Arh. Com. Geol.

Astfel, L. HEZNER (1913) a considerat că silicații de mangan provin din carbonații de mangan și siliciul depuși primar, care reacționează întocmai ca și calcarele în timpul metamorfismului, după reacția :



Aceeași concluzie a fost aplicată și la explicația petrogenezei șisturilor manganifere din Carpații orientali (M. SAVUL, 1927). Pe baza acestei reacții se arată că fazele ce pot apărea sunt : MnO , MnCO_3 , MnSiO_3 , MnSiO_4 , SiO_2 , CO_2 , faze care cuprind un mare număr de minerale existente în șisturile cu mangan.

W. A. WOODLAND (1956) a considerat pentru unele roci manganifere din Marea Britanie, că s-au depus inițial ca un amestec coloidal de carbonat de mangan, argile și material silicios, care au reacționat în timpul metamorfismului, rezultând granatul manganifer, spessartinul. Reacția s-a realizat astfel :



În ambele explicații de mai sus se consideră că apariția rodocrozitului, sau a cuarțului, alături de silicații de mangan, reprezintă materialul în exces, carbonatul de mangan sau siliciul.

O a treia posibilitate de formare a silicațiilor de mangan și fier este expusă de SAKSELA (1933) și de VAASJOKI Oke (1956), care consideră că unele șisturi manganifere din Finlanda provin din depozite sedimentare, în care s-au sedimentat oxizi și materiale silicioase. În timpul metamorfismului, o parte din oxizii de fier a trecut în magnetit, iar oxizii de mangan au reacționat cu materialul silicios și au trecut în silicați de mangan, mai ales rodonit.

De fapt, explicațiile prezentate mai sus reprezintă observații independente și se referă la cazuri izolate de șisturi manganifere. În funcție de caracteristicile șisturilor manganifere descrise de noi mai sus, ale căror parageneze sunt foarte variate și de felul cum aceste roci apar ca benzi de cuarțite, carbonatite, spessartinite, rodonitite, șisturi manganifere cu parageneze complexe, considerăm că în șisturile manganifere de la Delinești au existat toate cele trei cazuri de mai sus. Pe lîngă acestea, apar situații mai complicate, determinate de intervenția în sistemele de reacție a mult mai multor faze.

Astfel de situații au fost descrise anterior și de A. HIETANEN (1936), care a arătat că unele șisturi manganifere apar în asociație cu amfibolitele cu piroxen și cu mineralizații de sulfuri.

De aceea, vom considera că depozitele initiale din care au provenit șisturile manganifere, au reprezentat depozite alcătuite din carbonați de mangan, geluri silicioase, depuneri de oxizi de mangan, uneori și intercalații feruginoase. Mici cantități de carbonați sau oxizi de mangan s-au depus și în depozitele silicoaluminoase din formațiunea manganiferă ; din aceste roci au rezultat șisturile cu piedmontit și șisturile cu granat slab manganifer, așa cum constată și WOODLAND (1956).

În timpul metamorfismului, sub acțiunea injecțiilor sinorogene acide, a filoanelor de pegmatite și de cuarț, șisturile manganifere sunt afectate și apar paragenezele cu șeferit, epidot și alți silicati de mangan, formați sub acțiunea lor termică, în jurul acestor filoane (SAVU, 1962 b). Cum metamorfismul general al acestor roci se produce sub acțiunea temperaturii și a soluțiilor sinmetamorfice, șisturile manganifere se asemănă oarecum cu aşa zisele „reactions Skarn” care iau naștere în calcarele intercalate în șisturile cristaline cu grad înalt de metamorfism (RAMBERG, 1959).

EVOLUȚIA GEOSINCLINALULUI ȘI CONDIȚIILE DE SEDIMENTARE A DEPOZITELOR MANGANIFERE

Pentru explicarea sedimentării formațiunilor premetamorfice din care au provenit șisturile cristaline din regiunea studiată, trebuie să luăm în considerație faptul că toate șisturile descrise reprezintă formațiuni ale complexului micașturiilor și ale celui amfibolitic (SAVU, 1964). Așa dar, în această zonă a marelui geosinclinal precambrian¹⁾ se depunneau argile cu slabe intercalări de roci bazice, gresii cuarțoase sau argiloase, între care a apărut la un moment dat un nivel de depunerii manganifere. Din aceste depozite au rezultat, prin metamorfism, șisturile cristaline din bazinul văii Mașea.

Mai departe, se depun în continuare gresii arcoziene, a căror dezvoltare se face mai ales spre nord-est și mai puțin spre sud-vest. Din ele provin gnaisele cuarțo-feldspatiche, care au suferit pe alocuri fenomene de migmatizare, mai dezvoltate în zona Ohabița (fig. 3).

După cum arată figura 3, în acest timp, mai la vest, în zona Delienești – Tîrnova, începuseră de asemenea erupțiunile bazice și continuau să se dezvolte din ce în ce mai larg. Între aceste două zone se depun concomitent, mai departe, depozitele silico-aluminoase cu benzi de sedimente manganifere, din cari au rezultat formațiunea manganiferă și șisturile manganifere din primul orizont. Mai departe, în zona erupțiunilor bazice se dezvoltă mai intens produsele acestui magmatism inițial (Savu, 1962), astfel că, ele ajung să se extindă spre sud-est pînă aproape în zona depunerilor de mangan ale complexului al II-lea (pl. I).

Între timp, în zona primelor depunerii manganifere se continuă sedimentarea de argile nisipoase mai bogate oarecum în fier și magneziu, care alternează uneori cu depozite argiloase și gresii arcoziene. Între ele se mai sedimentează încă un nivel de depunerii manganifere (pl. I și fig. 3).

După acest moment, erupțiunile magmatismului inițial iau o dezvoltare mai mare, extinzîndu-se mai mult, pînă deasupra zonei în care se depusese inițial depozitele manganifere și formațiunea manganiferă. După aceasta, se pare că activitatea magmatică scade în intensitate, căci în zona erupțiunilor bazice se depun acum argile și gresii în cantitate din ce în ce mai mare.

¹⁾ H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, 1955. Op. cit.

Problema sedimentării depozitelor manganifere a fost discutată de ȘATSKI (1954). În raport cu vederile acestui cercetător, șisturile manganifere din regiunea Delinești pot fi considerate în ansamblul lor în felul următor. Amfibolitele, care reprezintă produsele metamorfozate ale mag-

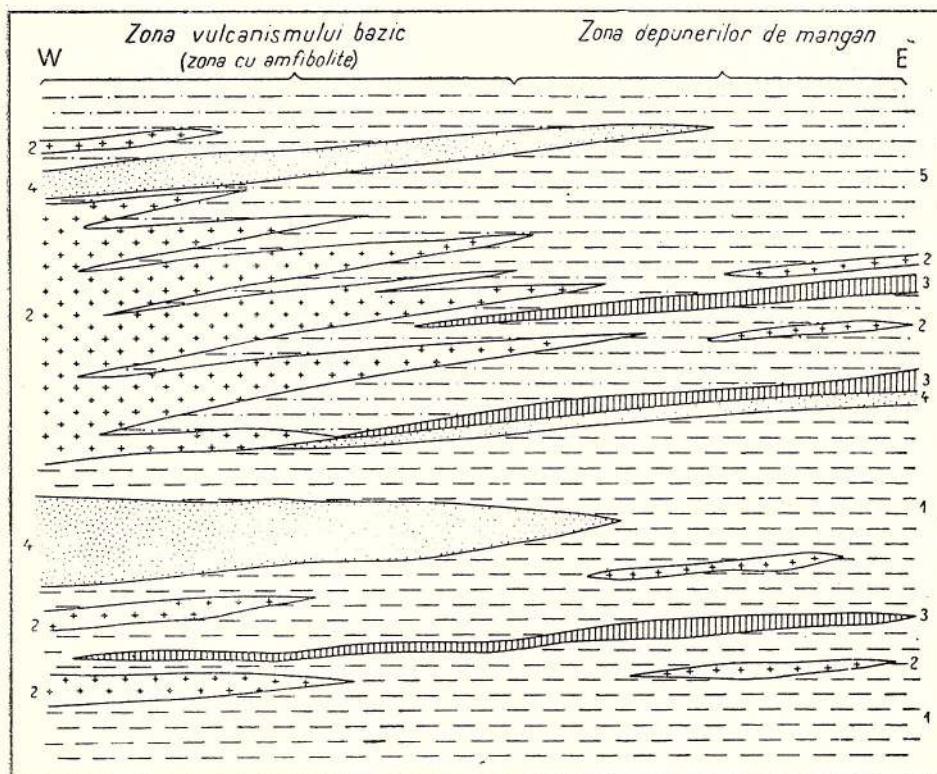


Fig. 3. — Schema evoluției sedimentării, vulcanismului bazic și depunerilor de mangan în vechiul geosinclinal.

1, argile și gresii; 2, roci vulcanice bazice – bazalte, diabaze, spilite și tufurile lor; 3, depuneri de oxizi de mangan în argilită grezoase; 4, arcoze și grauwacke; 5, argile și gresii fine quarteoase-argiloase.

Fig. 3. — Schéma de l'évolution de la sédimentation, du volcanisme basique et des dépôts de manganèse dans l'ancien géosynclinal.

1, argiles et grés; 2, roches volcaniques basiques-basaltes, diabases, spilites et leurs tufs; 3, dépôts d'oxydes de manganèse dans les argillites gréseuses; 4, arkoses et grauwackes; 5, argiles et grés fins quartzeux-argileux.

matismului inițial, ar corespunde formațiunii de șisturi verzi, iar cuartitele spessartinice care însoțesc rocile manganifere ar reprezenta formațiunea jaspiferă. Formațiunea de șisturi silicioase ar fi reprezentată în regiunea Delinești prin șisturile formațiunii manganifere pe care am descris-o mai sus, iar șisturile manganifere reprezintă însăși depozitele manganifere.

De aici rezultă că, și în munții Semenic șisturile manganifere se asociază cu roci silicioase, care la rîndul lor, conțin unele minerale de mangan, cum este granatul slab manganifer, piedmontitul sau turmalina manganiferă. Intercalațiile de șisturi manganifere se găsesc în aceleași orizonturi la nivelul erupțiunilor bazice și se dezvoltă pe orizontală atât timp cît se dezvoltă și rocile bazice; astfel, zonele manganifere sunt paralele cu marea masă de amfibolite, fapt bine pus în evidență de harta geologică alăturată. Cînd amfibolitele dispar, nu se mai desvoltă nici șisturile manganifere.

După cum am arătat, unele intercalații de roci manganifere, mai ales carbonații, conțin cantități apreciabile de magnetit, dezvoltat sub forma de cristale mari. Sulfurile apar mai rar în șisturile manganifere, dar între amfibolite se găsesc uneori și benzi amfibolitice cu pirotină.

Asocierea șisturilor manganifere cu amfibolitele îndreptățește presupunerea că șisturile manganifere au provenit din depuneri de mangan sub diferite forme, determinate de erupțiunile bazice (M. SAVUL și V. IANOVICI, 1957) ale geosinclinalului.

Așa cum au arătat PARK Ch. F. Jr. (1946); C. V. PAPIU (1953); H. PELISSONNIER (1956); M. PASTOR și colab. (1956); H. SAVU (1962 a), depozitele manganifere nemetamorfozate mezozoice și terțiare se depun în geosinclinale împreună cu jaspuri roșii sau verzi și sunt legate de erupțiuni bazice ca diabaze, bazalte, spilite și keratofire sau porfire, ortofire, etc., deci cu vulcanite care constituie sau încheie magmatismul ofiolitic¹⁾ al geosinclinalelor.

Ionii de mangan și fier sunt extrași din mineralele melanocrate ale acestor vulcanite, prin procesele de alterare submarină și concentrații în zonele din apropiere. Manganul se depune împreună cu o parte din oxizi de fier. Aceste depuneri de oxizi de mangan sunt favorizate de un pH ridicat (RAMKAMA și SAHAMA, 1950); cînd valoarea pH-ului scade, este favorizată formarea carbonaților. Aceste oscilații ale pH-ului au fost determinate de erupțiile submarine succesive.

Cu aceste elemente sunt antrenate o serie de elemente minore (Sr, Ba, Ti, Cu), așa cum a fost arătat de H. SAVU (1962 b), ceea ce confirmă observațiile lui MOHR (1956).

Studiul chimic al acestor șisturi manganifere, ca și al altor zăcăminte manganifere din Carpați, a condus de asemenea la această concluzie (M. SAVUL și V. IANOVICI, 1957).

Evoluția geosinclinalului continuă apoi și se depun mai departe alte formațiuni sedimentare, dar pe care noi nu le mai avem în zona cercetată.

În concluzie, depozitele sedimentare silicoaluminoase și cele manganifere nu s-au depus în tot timpul evoluției geosinclinalului vechi, ci ele s-au sedimentat într-un anumit episod și anume, cînd în această zonă s-au manifestat erupțiile bazice, inițiale, care au avut loc înaintea fazei de inversiune, deci înaintea mișcărilor orogene. În urma

¹⁾ H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, 1955, Op. cit.

mișcărilor orogenice și a metamorfismului, aceste ultime formațiuni au dat amfibolitele, șisturile manganifere și celelalte șisturi cristaline ale complexului II (pl. I și fig. 3).

DEPOZITE SEDIMENTARE NEOGENE

După cum s-a arătat mai înainte (ROȘCA, 1954), șisturile cristaline ale munților Semenic sunt acoperite în partea de nord de depozite de vîrstă miocenă sau pliocenă, care s-au sedimentat în bazinul neogen de la nord. Limita dintre depozitele neogene și șisturile cristaline se găsește pe linia Delinești, Ohabița și Rugi. După forma sa neregulată, credem că această limită nu este redată numai prin simpla limită de transgresiune și că la alcătuirea ei iau parte o serie de fracturi situate sub depozitele sedimentare.

Între formațiunile sedimentare participă depozite tortoniene, sarmatiene și pliocene.

Tortonianul se dezvoltă mai ales în apropierea comunei Rugi. El este reprezentat prin conglomerate calcaroase fosilifere și marne gălbui, între care se intercalează tufuri dacitice și uneori bentonite, cum sunt cele exploataate în apropierea comunei Rugi.

Sarmațianul îi aparțin depozite sedimentare din partea de nord-vest a regiunii, dezvoltate mai ales în jurul comunelor Ohabița și Delinești. El este reprezentat prin nisipuri și pietrișuri cu intercalări de tufuri și argile cenușii, care apar la sud de localitățile Delinești și Ohabița, aproape de limita cu șisturile cristaline.

Depozitele care aparțin Pliocenului se găsesc în jurul localității Ohabița și la nord de această localitate.

Pe văile mai mari din regiunea cercetată apar șesuri aluviale de vîrstă cuaternară.

TECTONICA REGIUNII

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată se încadrează în ansamblul structural general al cristalinului munților Semenic. Ea se află în partea de nord-vest a structurii anticlinale majore, care formează axul principal al structurii în virgație a cristalinului acestor munți (SAVU, 1964).

În partea de nord-vest a acestei regiuni se schițează un sinclinal mai important, care începe de la SW de Delinești și se continuă în aceeași direcție prin valea Străjesti, pîrul Mizescu și Valea Lungă afundîndu-se în acest sens. Pe direcție, axul lui este secționat și decroșat de numeroase falii (pl. III și IV). Un alt sinclinal paralel cu primul apare mai la E. El începe din bazinul pîrului Mizescu, la W de Măgura Mare și se continuă de asemenea spre SW trecînd prin pîrul Mizescu și Valea Lungă (pl. III și IV). și el este făiat de sistemul de fracturi menționat, ca și sinclinalul de la vest.

Afără de structurile menționate mai sus, pe flancurile lor mai apar cutre secundare de dimensiuni reduse, sinclinale sau anticlinale, aşa cum



rezultă din profilele de pe planșa IV. O asemenea cută slabă s-a putut pune în evidență și în zona T. Bobului.

Aceste structuri sinclinale descrise, fac parte dintr-un sinclinoriu mai larg, în al cărui ax se află șisturile cristaline ale complexului superior.

Tectonica plicativă a fost modificată de o tectonică disjunctivă, reprezentată prin două sisteme de falii. Unul din ele este orientat pe direcția NW—SE și este cel mai important; celălalt sistem se orientează pe direcția NE—SW.

După cum rezultă din harta geologică, primul sistem taie formațiunile perpendiculare pe direcția lor și este astfel paralel cu sistemul de fisuri *ac* (SAVU, 1964). El este un sistem de fracturi foarte vechi.

Datorită lui, atât formațiunea manganiferă, cât și celelalte șisturi cristaline sunt decroșate, astfel că urmărirea lor pe direcție este adesea dificilă.

Tot datorită acestui sistem de fracturi, principalul nivel al formațiunii manganifere cu rocile de mangan de la Tilva Bobului este întrerupt în valea Fierului și dispără. Fală care-l întrerupe este fractura cea mai importantă din regiune.

O altă zonă de fracturi importante din același sistem este cea situată între Vf. Măgura Mare, pîriul Mizescu și affluentul stîng mai important al pîriului Mizescu, situat mai jos de confluența cu pîriul Mizescu.

Afară de aceste două zone importante de fracturi orientate pe direcția NW—SE, mai există între ele fracturi de importanță mai redusă. Printre acestea o astfel de fractură este cea de la dealul Socului și mai la sud, cele de pe valea Igazeului. Unele din aceste fracturi au fost trasate și pe hărțile altor autori¹⁾.

Al doilea sistem de fracturi este orientat pe direcția NE—SW. După cum rezultă din harta geologică, fracturile acestui sistem străbat și întrerup fracturile celuilalt sistem, precum și formațiunile geologice din regiune. Vîrsta lui este mai recentă, fiind determinat, în parte, de mișcările cretacic-superioare, și, în parte, de scufundările neogene.

CONCLUZII GENERALE

Concluziile generale ce rezultă din această lucrare sunt următoarele :

Sisturile cristaline din partea de nord a munților Semenic se pot repartiza la două complexe, unul inferior denumit al micașisturilor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice și altul superior, denumit complexul amfibolitelor și al rocilor asociate.

Complexul inferior este alcătuit din micașisturi cu granați, disten și staurolit și gnaise cuarțo-feldspatice, în care se intercalează amfibolite, micașisturi biotitice și un nivel slab de șisturi manganifere. În anumite zone, șisturile acestui complex au suferit fenomene de migmatizare.

¹⁾ R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU, 1955. Op. cit.

C. DRAGHICI și M. SBÂRCEA, 1956. Op. cit.

Al doilea complex este alcătuit dintr-o mare masă de amfibolite, cu care se asociază șisturi cuarțoase și gnaisice cu biotit, șisturi manganifere și rocile însoțitoare ale rocilor cu mangan care alcătuiesc formațiunea manganiferă. Șisturile cristaline ale acestui complex sunt și ele străbătute de filoane de pegmatite sau de cuart.

Șisturile manganifere sunt alcătuite dintr-un mare număr de roci, între care deosebim cuarțite spessartinice, spessartinite, carbonatite, rodonitite, șisturi manganifere cu parageneze complexe. Tranzitia de la aceste roci la șisturile din formațiunea manganiferă se face prin șisturi cu ferrimuscovit și piedmontit.

Ambele complexe au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic și se încadrează în zona cu staurolit și disten din ansamblul șisturilor cristaline ale munților Semenic.

Paragenezele din șisturile manganifere, care au luat naștere în aceste condiții de metamorfism sunt foarte variate și au depins, în afară de valorile P și T, de concentrația în depozitul premetamorfic a oxizilor de mangan, carbonațiilor de mangan, a siliciului și a aluminiului. Pe lîngă paragenezele rezultate din metamorfismul regional mai apar paragenezele legate de influența de contact a filoanelor de pegmatite și de cuart.

Depozitele manganifere premetamorfice s-au depus în vechiul geosinclinal paralel cu erupțiunile bazice ale magmatismului inițial, din care au rezultat amfibolitele. Oxidul de mangan a fost extras din mineralele rocilor bazice — în condițiile alterăriilor submarine — și depus apoi, fie sub formă de oxizi de mangan, fie sub formă de carbonați, împreună cu mici benzi de geluri silicioase sau benzi argiloase.

Toate formațiunile premetamorfice au fost cutate și metamorfozate în timpul mișcărilor precambriene.

Tectonica regiunii este reprezentată prin cîteva cîte orientate pe direcția NE—SW, structuri ce se află pe flancul nord-vestic al structurii în virgație a cristalinului munților Semenic. Toată regiunea este străbătută de fracturi, ce se orientează pe două direcții principale și anume NW—SE și NE—SW.

Primit: ianuarie 1964.

BIBLIOGRAFIE

- ANCION Ch., CALLEMBERT L. et MACAR P. (1956). Les ressources en mineraux de manganèse du sous-sol de la Belgique. XX. Congr. Geol. Intern., Tomo V. Mexico.
- BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. (1939). Die Entstehung der Gesteine, Berlin.
- BÖCKH J. (1879). Auf den südlichen Teile des Comit. Szöreny bezügliche geologische Notizen. *Földt. Közl.* IX. Budapest.
- BÖCKH J. (1883). Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1883 ins Komitate Krasso Szöreny (Jud. Caraș—Severin) *Földt. Közl.* XIII. Budapest.
- CANTUNIARI St. (1930). Contribuții la cunoașterea geologică Banatului II. Studii geologice în regiunea Cilnic—Lupac—Vodnic D. S. *Inst. Geol. Rom.* vol. XVI. (1927—1928), București.



- CLIFFORD N. T. (1958). A note on Kyanite in the Moine Series of Southern Rossshire, and a review of related rocks in the Northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* vol. XVC No. 4.
- CODARCEA AL. (1931). Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocea de Fier—Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XV. București.
- CODARCEA AL. (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XX, București.
- CODARCEA AL., RÄILEANU GR., PAVELESCU L., GHERASI N., NĂSTĂSEANU S., BERCIA I. MERCUS D. (1961). Ghidul excursiilor C. Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică*, Congr. V. București.
- ELISEEV N. A. (1959). Metamorfism — Leningrad.
- FAIRBAIRN H. W. (1949). Structural petrology of deformed rocks. Cambridge — Massachusetts.
- GHERASI N. (1937). Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpathes Méridionales) *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- GIUȘCĂ D. (1962). Contribuții la studiul mineralologic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești. *Stud. și Cercet. de Geol.* Tom. VII, nr. 3—4, 1962.
- GREEN C. J. (1963). Highlevel metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Mineral.* vol. 48, nr. 9 and 10.
- HALAVÁTS J. (1895). Die östliche Umgebung von Resicza. *Jahresb. d. Kgl. ung. geol. Anst. f. 1893*, Budapest.
- HARKER A. (1932). Metamorphism, Methuen, London.
- HEZNER LAURA, (1913). Ueber die Manganreichen Kristallinen Schiefer Indiens. *N. Jahrb. Min. Geol. Paleont.* H. 1.
- HIETANEN ANNA, (1936). Ueber den Rhodonit und andere Manganminerale von Simsio. Pohjanmaa, *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 115.
- IANOVICI V. (1956). Informations générales sur les gisements de mineraux de Manganèse de la Roumanie. XX. *Congr. Geol. Intern.* Tomo V, Mexico.
- KOSSMAT FR. u. JOHN C. V. (1905). Das Manganerzlagere von Macskamezö. Zeitschrift für praktische Geologie. Wien.
- MOHR A. P. (1956). A geochemical study of the lower Cambrian manganese ore of the Harlech Dome, North Wales. XX Congr. Geol. Intern.; Tomo V, Mexico.
- MRAZEC L. (1904). Sur les schistes cristallins des Carpathes Meridionales. *C. R., IX. Congr. geol. internat.* Vienne. 1903.
- MUNTEANU MURGOCI, G. (1905). Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Meridionales *C. R. Acad. Paris* 31, VII.
- PAPIU V. C. (1953). Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni), *Bul. St. Acad. R.P.R.*, V, 1, București.
- PAPP K. (1919). Die Eisenerz u. Kohlevorräte des Ung. Reiches. Budapest.
- PARK CH. F. JR. (1946). The spilite and manganese Problems of the Olympie Peninsula, Washington, *Am. Journ. Sci.*, 244, no. 5.
- PASTOR M., DOETSCH J., LIZAUR J. y CONCHA S. Criaderos de Manganeso de España. XX *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.
- PAULSEN O. ARTH. (1956). The occurrence of manganese ores in Norway. XX. *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.
- PAVELESCU L. (1955). Considerații mineralogice asupra unor sisturi cu silicati de mangan și fier din Munții Sebeșului. *Com. Acad. R.P.R.* vol. V, Nr. 2, București.
- PAVELESCU L. (1959). Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Secț. St. Geol.*, I-II, București.

- PÉLISSONNIER H. (1956). Caractère syngénétique du manganèse des Hautes Pyrenees. XX. *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.
- RĂDULESCU P. D. (1962). Contribuții la cunoașterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de Nord. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIII (1955–1956), București.
- RAMBERG H. (1958). The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press.
- RANKAMA K., SAHAMA T. G. (1950). Geochemistry. Univ. Chicago Press.
- ROSCA L. (1954). Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea Munților Semenic de nord. *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVIII (1950–1951). București.
- SAVU H. (1962) a. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș–Pîrnești din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIV (1956–1957). București.
- SAVU H. (1962) b. Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic). *D. S. Com. Geol.* vol XLVI (1958–1959).
- SAVU H. (1964). Structura în virgație a cristalinului munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* vol. LI (1963–1964). București (sub tipar).
- SAVU H., MICU C. (1963). Contribuții la cunoașterea geologiei părții centrale a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1961–1962) București.
- SAVUL M. (1927). Șisturile cristaline și zăcămintele de mangan din regiunea Șarul – Dornei. *Distr. Cimpulung. An. Inst. Geol. Rom.* vol. XII.
- SAVUL M., IANOVICI V. (1957). Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței, *Bul. Acad. R.P.R., seria Geol.-Geogr.* II, 1 București.
- SAVUL M., IANOVICI V. (1958). Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Studii și Cercetări de Geologie* III, 1–2, București.
- SAXEN (SAKSELA). MARTTI (1933), Ueber den geologischen Bau Süd–Ostbothniens. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, 110.
- SCHROECKENSTEIN F. (1870). Die geologische Verhältnisse des Banater Montandistriktes. *A mag. földt. tars. munk.*, Budapest.
- SEGNIK R. E. (1963). Synthesis of clinochlore at high pressures. *Amer. Mineral.* vol. 48, no. 9 and 10.
- SLIVKO M. M. (1959), Redkie i raseianie elementi v turmalinah. În „Problemi geohimiei” vîp. 1.
- STRECKEISEN A. (1933). Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *An. Inst. Geol.* vol. XVI București.
- ŞATSKI S. N. (1954), O manganenosnih formațijsih i o metallogenii marganța. *Izvestia Akademii Nauk SSSR*, Ser. Geol. nr. 4.
- TURNER J. FR. VERHOOGEN J. (1960). Igneous and metamorphic petrology. New York.
- VAASJOKI OKE (1956). On the natural occurrence of manganese in Finland. XX *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.
- WILLIAMS H., TURNER FR. J., GILBERT CH. M. (1954). Petrography, San Francisco.
- WOODLAND W. A. (1956). The manganese deposits of Great Britain. XX. *Congr. Geol. Intern.* Tomo V., Mexico.





Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — Porfiroblast de almandin cu numeroase incluziuni de cuarț și de alte minerale în micașisturile de pe pîrul Pogoniș. Nic. II, $\times 15$.

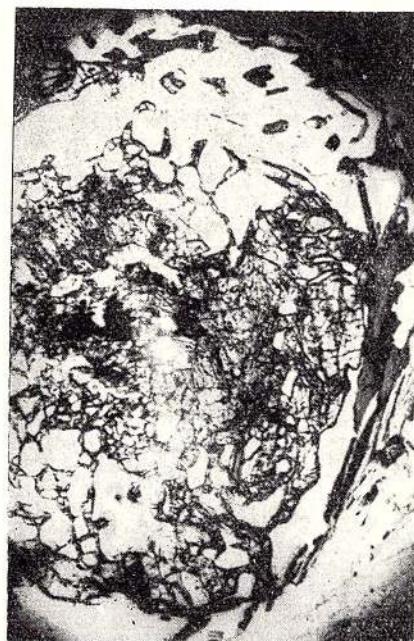
Fig. 2. — Granul de ilmenit cu aureolă de titanit în ortoamfibolitele de pe pîrul Mașca. Nic. II, $\times 90$.

Fig. 3. — Incluziuni de cuarț (alb) în cristaloblastele poikiloblastice larg dezvoltate de plagioclaz (cenușiu) din migmatitele oculare de pe pîrul Pogonișului. Nic. +, $\times 3$.

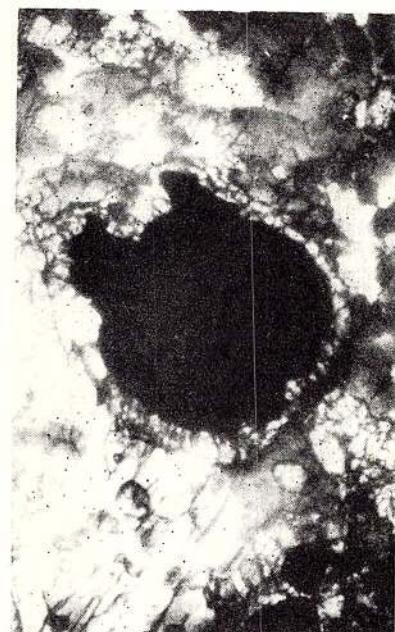
Fig. 4. — Amfibolit cu porfiroblaste de granați. Nic. II, $\times 20$.



H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN,
Munții Semenic.



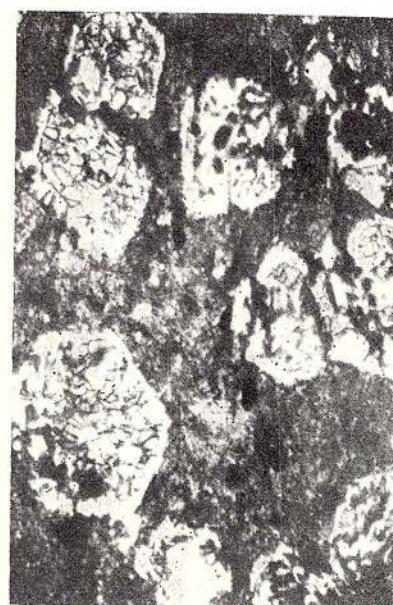
1.



2.



3.




4.

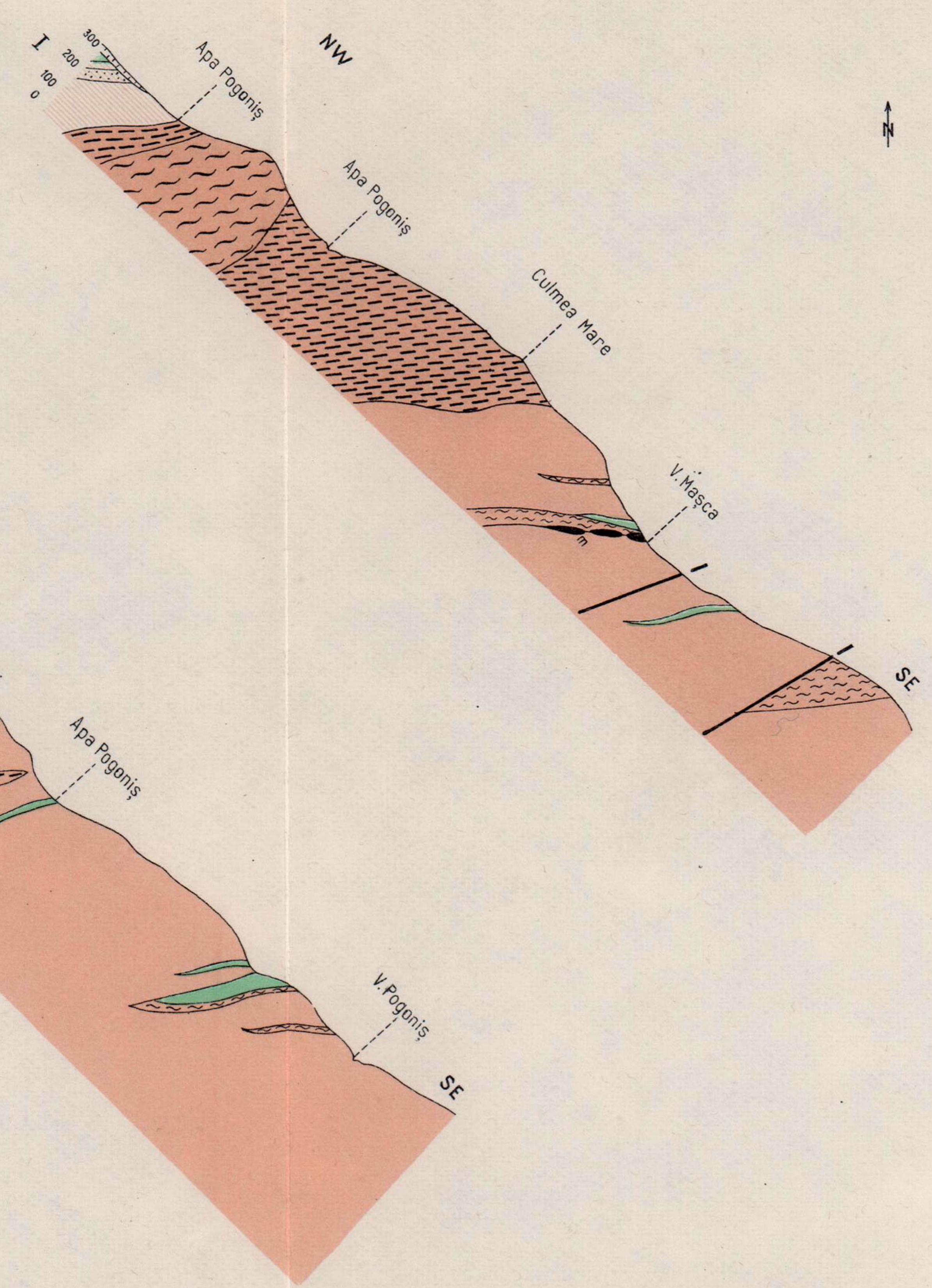
Anuarul Com. Geol., vol. XXXIV/1.



Institutul Geologic al României



PROFILE GEOLOGICE ÎN PARTEA NORDICĂ A MUNȚILOR SEMENIC

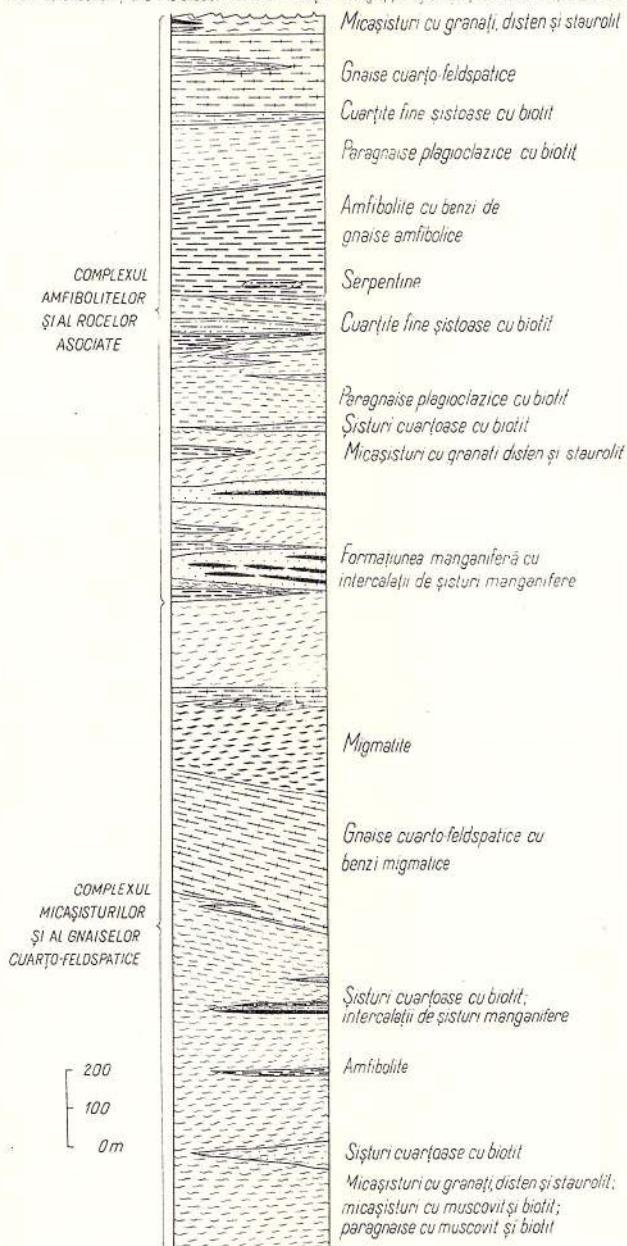


LEGENDA

1		Pliocen
2		Sarmatian
3		Migmatite
4		Amfibolite cu benzi de gnais amfibolice
5		a. Paragnaise plagioclazice cu biotit b. Cuarțite
6		Formațiunea manganiferă; m. sisturi manganifere
7		Gnais cuarțo-feldspatic
8		a. Mișcăsturi cu granati, disten și staurolit b. Sisturi cuarțoase cu biotit
COMPLEXUL SUPERIOR		
9		Migmatite
10		Gnais cuarțo-feldspatic cu benzi migmatice
11		Sisturi cuarțoase cu biotit; m. sisturi manganifere
12		Amfibolite și gnais amfibolice
13		Mișcăsturi cu muscovit și biotit; mișcăsturi cu granati, disten și staurolit; paragnaise cu muscovit și biotit
14		Folie

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ

H. SAVU, I. GHEORGHIU, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN. Geologia și petrografia sărăci de nord a munților Semenic



GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS SEMENIC

PAR

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN

(Résumé)

Dans cet ouvrage les auteurs considèrent la géologie et la pétrographie de la partie septentrionale des Monts Semenic, comprise entre Rugi-Delinești et Tîrnova. Cette région est constituée par des schistes cristallins métamorphiques et appartient au domaine gétique. Les schistes cristallins de cette région peuvent être répartis à deux complexes : (1) le complexe des micaschistes et des paragneiss et (2) le complexe des amphibolites et des roches associées.

Le premier complexe se développe dans le SE de la région étudiée, entre les localités Rugi et Ohabița. Il est composé de micaschistes, micaschistes à grenats, dysthène et staurolite, micaschistes quartzeux à biotite, paragneiss à muscovite et biotite, quartzites spessartinitiques, amphibolites, gneiss quartzo-feldspathiques, migmatites lenticulaires et migmatites oeillées. Ce complexe est situé à la partie inférieure de l'empilement de schistes cristallins de la région.

Dans ce complexe, les micaschistes et les gneiss quartzo-feldspathiques sont les formations les plus largement développées; dans les dernières viennent s'intercaler des bandes de roches migmatiques. Celles-ci abondent à la partie supérieure du complexe, entre Ohabița et Tilva Bobului. Les autres roches cristallophylliennes apparaissent sous forme d'intercalations minces, à divers niveaux dans les micaschistes, parfois aussi dans les paragneiss. Les migmatites sont représentées par des formes lenticulaires et oeillées, dans lesquelles se développent les feldspaths à structure poeciloblastique. En se développant, les feldspaths ont corrodé les minéraux inclus.

Le complexe des amphibolites et des roches associées est beaucoup plus varié et occupe la partie supérieure de la masse des schistes cristallins de la région. Il se développe dans le NW de l'aire étudiée. Dans ce complexe, les auteurs ont séparé quatres groupes de roches, à savoir ; le groupe des amphibolites, le groupe des paragneiss et des schistes quartzeux à biotite,



Institutul Geologic al României

le groupe des roches de la formation manganifère et le groupe des schistes manganifères.

Les amphibolites sont très répandues dans le complexe supérieur où elles constituent une masse large, composée essentiellement d'orthoamphibolites. Parmi celles-ci on a distingué des amphibolites, des amphibolites à grenats, des amphibolites à biotite et des gneiss amphiboliques. Dans un seul cas, aux orthoamphibolites s'associe un corps de serpentines, marquant une relation génétique entre les deux types de roches. D'autres serpentines sont localisées entre les schistes cristallins du complexe inférieur ou supérieur.

Un autre groupe de roches très répandues dans le complexe supérieur est le groupe des paragneiss et des quartzites schisteux à biotite. Ce sont des paragneiss plagioclasiques à biotite, gris, caractérisés par le grain menu et uniforme et une composition constante, formée de plagioclase et de biotite, parfois un peu de quartz.

Un autre type de roche de ce groupe est représenté par les quartzites finement schisteux, gris sombre, à granulation très fine.

Le groupe des roches de la formation manganifère représente un faciès particulier des roches du groupe présenté plus haut. On y distingue des micaschistes muscovitiques noduleux, des micaschistes à muscovite et biotite et des micaschistes à piedmontite et ferrimuscovite. Ces roches constituent deux niveaux importants, intercalés dans les schistes du complexe inférieur, qui se développe au SW d'Ohabița. On y trouve cantonnés aussi des schistes manganifères.

Les micaschistes muscovitiques noduleux sont des roches composées de muscovite et dont le quartz forme de petits nodules allongés. Les micaschistes à muscovite et à biotite se rencontrent associés à ces roches dans la formation manganifère et au reste des micaschistes dans le complexe supérieur. Ce sont des roches qui contiennent de la muscovite et de la biotite en quantité presque égale; il y en a des variétés chez lesquelles domine l'un ou l'autre de ces deux minéraux.

Dans ces roches ainsi que dans les autres schistes cristallins de la formation manganifère, le minéral caractéristique est un grenat légèrement biréfringent aux bords des cristalloblastes, indiquant une certaine teneur en spessartine.

Une variété de micaschistes plus rarement rencontrée est celle des micaschistes à piedmontite et ferrimuscovite, associées aux schistes à manganèse de la formation manganifère.

Dans la composition de ces roches, outre le quartz et le plagioclase, il existe également des minéraux tels : l'épidote manganifère joliment colorée et la ferrimuscovite pléochroïque et possédant un petit angle des axes optiques. On trouve, également, un grenat faiblement anisotrope et la tourmaline colorée en orange.

Le groupe des schistes manganifères, quoique plus restreint, est constitué par un bon nombre de roches qui forment de minces intercalations dans les schistes de la formation manganifère. On y distingue : quartzites spessartinitiques, spessartinites, carbonatites manganifères, rho-



donitites, schistes manganifères à magnétite, schistes manganifères à paragénèses complexes et schistes manganifères atteints par un métamorphisme de contact.

Les quartzites spessartinitiques sont des roches formées par du quartz et de la spessartine. Le premier minéral représente 50% de la composition. Au contraire, les spessartinites sont composées essentiellement de grenat manganifère. Les quartzites spessartinitiques renferment également une magnétite et une hornblende verte, tandis que les spessartinites, une magnétite et une dannémorite.

Les carbonatites manganifères sont des roches à texture rubannée, où les bandes de rhodocrosite alternent avec des bandes de spessartine, dannémorite et rhodonite, souvent avec des cristaux de magnétite bien développés. Parmi les spessartinites formées de dannémorite à spessartine ou à rhodonite, il y en a qui contiennent plus de 30% magnétite. Ce dernier est une variété de jacobsite.

Les rhodonitites sont des roches chez lesquelles la rhodonite représente 70% de leur composition. Outre ce minéral, elles renferment aussi de la spessartine, de la dannémorite et des minéraux opaques en quantité plus réduite.

Un autre type de schistes manganifères, beaucoup plus riches en minéraux de manganèse, sont les schistes à paragénèses complexes de silicates de manganèse. À leur composition participent : dannémorite, rhodonite, pyroxmangite, spessartine, knébellite ou tephroïte et rhodocrosite, souvent aussi magnétite. Ces minéraux s'associent à plusieurs composants.

Sous l'action du contact avec les filons de roches granitoïdes et quartzeuses, dans les schistes manganifères — décrits plus haut — ont pris naissance des roches dont la composition — à part les minéraux déjà mentionnés — renferme aussi la schefférite, l'épidote, l'orthite etc.

Outre ces groupes de roches spécifiques pour le complexe supérieure, on y rencontre également des schistes communs pour les formations du complexe inférieur. Tels sont les micaschistes à grenats, dysthène et staurolite, où apparaissent, parfois, des concentrations de dysthène sous forme de gros cristaux prismatiques ; en grande partie, ces derniers sont substitués par la muscovite. Se rencontrent également des gneiss quartzo-feldspathiques.

Les schistes cristallins que nous venons de décrire, sont traversés par des filonnets, concordants, de granodiorites gneissiques et des filons de pegmatites. Au point de vue structural, les pegmatites sont massives ou faiblement orientées, les dernières démontrant qu'elles se sont formées vers la fin des mouvements orogéniques. D'après leur composition, les pegmatites de Delinești peuvent être séparées en : pegmatites à feldspath potassique et pegmatites à plagioclase. Dans certaines pegmatites on distingue des cristaux de tourmaline bleue ou verte, à structure zonée. On rencontre également des filons de quartz.



En continuation, les auteurs passent à la description des processus de mylonitisation et de diaphorèse dans les schistes cristallins. Les minéraux des roches affectées par ces phénomènes, tels les feldspaths et le quartz sont cassés, broyés et transformés, quelque fois, en ciment fin. Les minéraux mélanoocrates, notamment la biotite et le grenat sont remplacés, en général, par le chlorite, tandis que le dysthène, parfois aussi le staurolite, se transforment en séricite et muscovite. Les amphibolites affectées par ces transformations passent aux schistes amphiboliques à actinolite.

Ensuite, les auteurs montrent que les minéraux index des schistes cristallins de la région sont le dysthène et l'almandin, témoignant que les schistes ont été métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolitique. En rapport avec les zones de métamorphisme des monts Semenic, la région étudiée est encadrée dans la zone à staurolite et dysthène.

Les auteurs présentent diverses paragénèses rencontrées dans les schistes cristallins décrits. Basés sur ces paragénèses ainsi que sur les résultats obtenus par d'autres chercheurs, les auteurs tirent la conclusion que le métamorphisme de ces formations a eu lieu entre 550° et 650°, respectivement dans les conditions des sous-faciès de métamorphisme staurolite-almandine et dysthène-almandine.

Est mentionnée l'existence de certaines serpentines associées aux amphibolites de la région, fait qui permet d'affirmer que de pareilles roches pourraient être encore stables à la partie supérieure du faciès almandin-amphibolitique.

Dans ces conditions de métamorphisme, les dépôts au début riches en oxydes de manganèse et de fer ont passé aux schistes à diverses paragénèses de silicates de manganèse et de fer, parfois aussi de carbonates spécifiques pour chaque type de roche. En général, l'on constate, que les schistes manganifères renferment approximativement les mêmes paragénèses dans le faciès amphibolitique que dans celui des schistes verts, fait qui prouve le vaste domaine de stabilité de ces minéraux. C'est pourquoi, lorsqu'on procède à l'analyse de certaines paragénèses de schistes cristallins il faut tenir compte autant de la pression et de la température de leur métamorphisme que de la concentration en certains éléments dans le sédiment initial.

Les auteurs signalent également quelques particularités des schistes manganifères métamorphisés en faciès amphibolitique. Ainsi sont indiqués la jacobsite, la piedmontite, la pyroxmangite, la téphroïte, la knébellite, minéraux qui généralement font défaut ou apparaissent rarement dans les schistes manganifères épimétamorphiques.

En ce qui concerne le matériel initial affecté par le métamorphisme, on considère qu'il a été représenté — en fonction des paragénèses existantes — par des oxydes de manganèse, des carbonates de manganèses, des dépôts siliceux et argileux, qui au début se sont sédimentés dans le géosynclinal pécambrien.

Les paragénèses rencontrées dans les schistes manganifères ont pris naissance sous l'action du métamorphisme régional ; il y en a qui se sont



formées sous l'influence des injections acides synorogènes ainsi que dans les conditions du processus de migmatisation des roches encaissantes.

En continuation, est présentée l'évolution du géosynclinal précamalien au cours de la période de sédimentation des dépôts dont ont résulté les complexes inférieur et supérieur des schistes cristallins. Ainsi, dans le géosynclinal se déposaient des argiles à faibles intercalations de roches basiques, grès argileux ou quartzeux, suivies par la sédimentation des grès arkosiens. Du métamorphisme de ces dépôts sédimentaires ont résulté les schistes cristallins du complexe inférieur.

En suite, on montre que dans la zone à amphibolites, située au Sud de Delinești, se développaient largement les éruptions basiques du magmatisme initial commencé déjà auparavant. Au SE de cette zone d'éruptions basiques ophiolitiques, se sédimentaient en même temps des formations silico-alumineuses intercalées de dépôts manganifères dont dérivèrent la formation manganifère et les schistes manganifères.

Par suite, le magmatisme basique prend une ampleur plus grande et ses produits aboutissent jusqu'à la zone des dépôts de manganèse sédimentés au début. Plus tard, l'intensité du volcanisme basique diminue dans cette zone et aux roches basiques viennent se substituer de nouveau des dépôts sédimentaires silico-alumineux.

Ainsi que l'a montré SATSKI, les auteurs se trouvent ici en face d'amphibolites qui représentent les produits métamorphisés du magmatisme initial et qui correspondraient à la formation des schistes verts, tandis que les quartzites spessartinitiques qui accompagnent les schistes manganifères représenteraient la formation à jaspes, et les schistes manganifères, ne sauraient être que des dépôts manganifères métamorphisés. Cette supposition est confirmée par la situation géologique dont résulte que les schistes manganifères sont parallèles aux amphibolites ; lorsque les amphibolites disparaissent les schistes manganifères ne se développent non plus.

Les dépôts manganifères pré-métamorphiques ont résulté du dépôt de manganèse sous forme d'oxydes ou de carbonates. Les ions de manganèse et de fer nécessaires à la formation de ces dépôts proviennent des roches volcaniques sous-marines par l'altération sous-aquatique de ces dernières sur le fond du géosynclinal. Les oxydes de manganèse se sont déposés dans les conditions d'un pH élevé, tandis que la formation des carbonates de manganèse a été favorisée par la diminution du pH. Cette oscillation de la valeur du pH a été déterminée par des éruptions sous-marines successives.

Les auteurs mentionnent encore les dépôts sédimentaires néogènes, représentés par des formations tortoniennes, sarmatiennes et pliocènes.

Du point de vue tectonique, la région étudiée est située sur le flanc NW de la structure majeure en virgation des monts Semenic. La tectonique de la région est un synclinorium mis en évidence par quelques plis petits, orientés NE-SW.



Perpendiculairement à cette structure se développe un système de failles, anciennes fractures qui coïncident avec la direction des fissures *ac*, orientées NW-SE. Ce système de fracture vient décrocher les divers niveaux de schistes cristallins de la région.

Un second système de fractures, plus récent que le premier, est orientés NE-SW.

EXPLICATION DES PLANCHES

Coupes géologiques dans la partie septentrionale des Monts Semenic

Légende

1, Pliocène ; 2, Sarmatiens ; 3, Migmatites ; 4, Amphibolites à bandes de gneiss amphiboliques ; 5 a, Paragneiss plagioclasiques à biotite; 5 b, Quartzites; 6, Formation manganifère; m-schistes manganifères; 7, Gneiss quartzo-feldspathiques : 8a, Micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; 8b, Schistes quartzeux à biotite ; 9, Migmatites ; 10, Gneiss quartzo-feldspathiques à bandes migmatiques ; 11, Schistes quartzzeux à biotite ; m-schistes manganifères ; 12, Amphibolites et gneiss amphiboliques ; 13, Micaschistes à muscovite et biotite ; micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; paragneiss à muscovite et biotite ; 14, Faille.

Carte géologique de la région de Rugi-Delinești, Tîrnova

Légende

1, Quaternaire ; 2, Pliocène ; 3, Sarmatiens ; 4, Tortoniens ; 5, Pegmatites ; 6, Migmatites ; 7, Serpentinites ; 8, Amphibolites à bandes de gneiss amphiboliques ; 9a, Paragneiss plagioclasiques à biotite ; 9b, Quartzites fins, schisteux à biotite ; 10, Formation maganitère, m — schistes manganifères 11, Gneiss quartzo-feldspathiques ; 12a, Micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; 12b, Schistes quartzeux à biotite ; 13, Migmatites ; 14, Gneiss quartzo-feldspathiques à bandes migmatiques ; 15, Schistes quartzzeux à biotite, m — schistes manganifères ; 16, Amphibolites et gneiss amphiboliques ; 17, Micaschistes à muscovite et biotite ; micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; paragneiss à muscovite et biotite ; 18, Ligne de profil ; 19, Faille ; 20, Axe de synclinal.

Redactor : MIRCEA PAUCA

Tehnoredactor și corectori : G. CAZABAN, I. MATEȘCU,
L. FOTE.

Traducători : A. RIMAN, C. MISSIR,
Illustrația : I. PETRESCU

Dat la cules : 17.III.1964. Bun de tipar : 13.VII.1964. Tiraj :
1550 ex. Hartie Cartografică tip „B” 49 g/m.p. Ft 70×100.
Colt de tipar : 20,5 Cda : 1206 1964. Pentru bibliotecă indicete
de clasificare 55/058.

Tiparul executat la Întreprinderea Poligrafică „Informația”.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE
COMITÉ GÉOLOGIQUE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DU COMITÉ GÉOLOGIQUE

TOME XXXIV
PREMIÈRE PARTIE



Institutul Geologic al României