1929

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

VOLUMUL XIII

1928

CU 1 HARTĂ GEOLOGICĂ, 1 PLANȘĂ CU PROFILE, 8 PLANȘE CU SECȚIUNI MICROSCOPICE, 5 PLANȘE CU FOSILE ȘI 179 FIGURI ÎN TEXT

CVLTVRA NAȚIONALĂ
BUCUREȘTI
1929

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

01009

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

COMITETUL

VOLUMUL XIII

1928

CU 1 HARTĂ GEOLOGICĂ, 1 PLANȘĂ CU PROFILE, 8 PLANȘE CU SECȚIUNI MICROSCOPICE, 5 PLANȘE CU FOSILE ȘI 179 FIGURI ÎN TEXT

ATELIERELE GRAFICE „CVLTVRA NAȚIONALĂ"
BUCUREȘTI
1929

Institutul Geologic al României

Redacțiunea Anuarului Institutului geologic al României este sub îngrijirea d-lui profesor SAVA ATHANASIU.

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL-CONTENU

	Pagina
DR. VICTOR N. LAȚIU. Contribuțiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarț dela Racoșul de Jos (județul Târnava-Mare).	1
— Beiträge zum petrogenetischen Studium des Basalts mit exogenischen Quarz-Einschlüssen von Racoșul de Jos.	17
— Contribuțiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier dela Ghelar (jud. Hunedoara)	27
— Beiträge zum mikrogenetischen Studium der Eisenerzen von Ghelar (District Hunedoara, Siebenbürgen)	43
G. S. ATHANASIU. Radioactivité des sources d'eau de Roumanie. II..	53
SAVA ATHANASIU și D. M. PREDA. I. Stratigrafia basinului inferior al Trotușului. II. *Elephas meridionalis* din pliocenul superior dela Pralea-Căiuți (jud. Bacău)	65
— Sur la présence *d'Elephas meridionalis* NESTI dans le pliocène supérieur de Pralea-Căiuți (distr. Bacău)	81
TH. VĂSCĂUȚANU. Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni	85
NICOLAS METTA. L'analyse des gaz des roches en rapport avec les phénomènes vulcaniques.	131
G. MURGEANU. Note sur la présence de *Nummulites elegans* SOW. dans le sénonien de Dosul Stânei (village de Pucheni, distr. de Muscel)	145
ION S. ATHANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului (jud. Neamț)	165
— Études géologiques dans les environs de Tulgheș (distr. Neamțu) . .	373

Institutul Geologic al României

PERSONALUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI IN ANUL 1928

Membru de onoare: MATHEI M. DRĂGHICEANU, Inginer de Mine.

Director: DR. L. MRAZEC, profesor universitar, membru al Academiei Române.

Subdirector: DR. VALERIU POPOVICI-HAȚEG, geolog șef cl. I.

I. SECȚIA GEOLOGICĂ

DR. SAVA C.ATHANASIU, profesor universitar, membru coresp. al Academiei Române, geolog șef cl. I.
DR. GEORGE MACOVEI, profesor la Școala politechnică, geolog șef cl. I.
DR. IULIU SZADECZKY, geolog șef cl. I.
DR. OTTO PROTESCU, geolog șef cl. III.
DR. ERICH JEKELIUS, geolog șef cl. III.
DR. HORIA GROZESCU, geolog șef cl. III.
DR. ION S. ATHANASIU, geolog cl. I.
DUMITRU ȘTEFĂNESCU, geolog cl. II.
DR. TEODOR KRÄUTNER, geolog cl. II.
ALEXANDRU CODARCEA, geolog cl. II.
GHEORGHE MURGEANU, geolog cl. II.
ȘTEFAN S. MUȘAT, geolog cl. III.
MILTIADE G. FILIPESCU, geolog cl. III.
DR. OSWALD SCHMIDT, geolog cl. III.
DR. MIRCEA SAVUL, geolog cl. III.
MIRCEA PAUCĂ, geolog asistent.
MIRCEA ILIE, geolog asistent.

II. SECȚIA AGROGEOLOGICĂ

Șef: DR. TEODOR SAIDEL, chimist șef cl. I.
DR. PETRE ENCULESCU, geolog șef cl. I.
NICOLAE FLOROV, geolog șef cl. I.

Institutul Geologic al României

EMANOIL I. PROTOPOPESCU-PAKE, geolog șef cl. II.
NICOLAE C. CERNESCU, chimist cl. II.
MIRCEA POPOVĂȚ, geolog asistent.

III. SECȚIA CHIMICĂ

Șef: DR. EMIL CASIMIR, chimist șef cl. I.
ELIZA LEONIDA ZAMFIRESCU, chimistă șef. cl. III.
PETRE PETRESCU, chimist cl. I.
DR. NICOLAE METTA, chimist cl. II.
DR. CONSTANTIN CREANGĂ, chimist cl. I.
ALEXANDRINA POPESCU, chimistă cl. III.
MIHAIL DIMITRIU, chimist asistent.

IV. SECȚIA DE GEOLOGIE ECONOMICĂ

RADU PASCU, inginer inspector general cl. I.

A. *Secția de prospecțiuni*

IULIAN GAVĂT, inginer ordinar cl. III
PETRE TOMA GHIȚULESCU, inginer ord. cl. III.
MIRCEA SOCOLESCU, inginer ord. cl. III.
SABBA S. ȘTEFĂNESCU, inginer.
GHEORGHE RUSU, inginer.

B. *Laboratorul pentru studii de materiale*

DR. ȘTEFAN CANTUNIARI, geolog șef cl. I.

V. BIBLIOTECA

Bibliotecar-Șef: IULIU MOISIL.
Ajutor: GHEORGHE T. NICULESCU, șef de serviciu cl. I.

Biroul publicațiunilor: CONSTANTIN OLTEANU, șef de serviciu cl. III.

Administrația: EUGEN GIURGEA, subdirector general cl. I.
GHEORGHE PETRESCU, subdirector cl. I.
CHRISTACHE NASTEA, șef de biurou cl. I.
TOIU DUMIRTU, șef de biurou cl. II.

Institutul Geologic al României

Biroul cartografic și atelier fotografic:
Șef: FREDI R. WAHNIG, cartograf, subdirector cl. II.
ANTON D. HAGIU, cartograf, șef de serviciu cl. III.
PAUL BOLTRES, fotograf, subșef de birou cl. I.

Atelier de tăiat roce: PETRE SOVATI, preparator cl. I.
MARTIN ENEDI, laborant cl. II.

Intendența: MIHAI MARIN, intendent.
TEODOR TEODORESCU, laborant cl. I.
DUMITRU IORDAN, laborant cl. I.
MAFTEI CIURLA, laborant cl. II.
GHEORGHE POTOR, laborant cl. II.
ILIE VIEZURE, laborant cl. II.
ALEXANDRU POP, laborant cl. II.
PETRE I. NICULAES, laborant cl. II.
NICOLAE I. VOINEA, laborant cl. III.
DAVID MURARIU, laborant cl. III.
GEORGE SOVATI, laborant cl. III.
IACOB TANASE, laborant cl. III.

Preparatori: DUMITRU VOICU, preparator cl. I.
CONSTANTIN GH. ILIESCU, preparator cl. II.

Atelierul mecanic: ILIE NEGULESCU, mecanic-constructor.
ȘTEFAN DRĂGHICI, ajutor de mecanic.

Șofer: CONSTANTIN STAN.

Institutul Geologic al României



DAVID ROMAN

Institutul Geologic al României

DAVID ROMAN

VIAȚA ȘI OPERA SA

DE

M. G. FILIPESCU

La 10 Februarie 1927 s'a stins din viață Dr. DAVID ROMAN, geolog-șef la Institutul Geologic al României și profesor la Școala Politechnică din București.

DAVID ROMAN s'a născut în anul 1884 la Giurgiu, dintr'o familie de funcționari comerciali evrei.

Cursul primar și primele clase gimnaziale le face în orașul natal.

Murind tatăl său încă pe când era în cursul gimnazial iar mama sa fiind săracă și neputând să-l mai întrețină în școală, se gândia să-l îndrumeze spre comerț.

Un unchiu al său din București, sfătuit de profesorul DAVID EMANUEL dela Facultatea de Științe din Capitală, l-a luat la el înscriindu-l la Liceul Gheorghe Lazăr, unde a terminat cursul superior liceal în anul 1903.

Se înscrie în Secțiunea Fizico-Chimice, la Universitatea din București, având de luptat cu toate greutățile vieții. Aceasta îl face să-și împartă activitatea între viața universitară și aceea de meditator sau colaborator la vreo revistă științifică pentru a-și câștigà existența.

In anul 1907 își ia licența în Fizico-Chimice. Incă de pe când era în anul al treilea la Facultate, începe să lucreze în laboratorul de Mineralogie sub conducerea d-lor Profesori MRAZEC și REINHARD, pe atunci Șef de lucrări la laborator, publicând în « Buletinul Academiei Române » *studiul asupra Baritinei dela Binnenthal*, comunicat la Academia Română.

Lucrează continuu în laborator până în anul 1911, când în urma plecării în Elveția a d-lui Profesor REINHARD, este numit asistent particular al d-lui Profesor MRAZEC.

Conduce lucrările practice, în această calitate, până în anul 1915.

La această dată obține titlul de doctor în Științele Fizico-Chimice, specialitatea Mineralogie și Petrografie, notat « cu distincție », având ca subiect de teză «*Massivul eruptiv dela Greci* ». In acelaș an căpătând încetățenirea, este numit Șef de lucrări la laboratorul de Mineralogie.

Institutul Geologic al României

Pentru completarea cunoștiințelor sale în domeniul specialității căreia se dedicase, este trimis la Viena unde studiază metodele speciale în Microscopie ale lui F. BECKE, la Geneva pentru studiul metodei FEODOROFF, la Berlin și Leipzig pentru a studià organizarea laboratoriilor de Mineralogie.

In 1919, este numit conferențiar suplinitor de Petrografie și Zăcăminte de Minereuri pe lângă catedra de Mineralogie generală.

In anul 1923, trecându-și docența cu lucrarea «*Studii petrografice asupra rocelor din Yemen*» este numit docent de Petrografie și Zăcăminte de Minereuri la Facultatea de Științe.

In anul 1926, este numit Profesor de Mineralogie la Școala Politehnică din București, în locul profesorului G. MUNTEANU-MURGOCI, decedat cu un an înainte.

Dela anul 1918 și până în anul 1925, conduce lucrările practice cu studenții și îndrumează în activitatea lor pe diferiții tineri ce se interesau de studiile geologice și mineralogice.

In anul 1912, este chemat în Institutul geologic ca Geolog colaborator, în care calitate își lucrează teza de doctorat, iar în anul 1926 este numit Geolog-șef, dându-i-se conducerea Secției de Prospecțiuni.

Personalitatea lui DAVID ROMAN erà caracterizată printr'un puternic spirit științific, un profund spirit etic și o înălțătoare doză de idealism și optimism.

Spiritul său științific se manifestà printr'o mare putere de pătrundere a fenomenelor naturii, pe care erà capabil să le analizeze în cele mai mici amănunte cu perseverență și spirit critic pentru a le cunoaște și odată cunoscute, aceste fenomene se asociau în generalizări de o admirabilă sinteză.

Dotat cu un frumos talent de a vorbì, expuneà chestiunile de Mineralogie și Petrografie la cursuri, conferințe sau lucrări practice într'un mod care captivà pe cei ce-l ascultau, ceeace făceà să fie foarte simpatizat de studenți.

In scurta lui viață a lăsat în urma sa o serie de lucrări importante în domeniul Cristalografiei, Mineralogiei și Petrografiei.

1. Prima lucrare a lui ROMAN, este un studiu de Cristalografie asupra unor cristale de Baritină din colecțiile Laboratorului de Mineralogie, studiu intitulat «*Baritina dela Binnenthal*», făcut pe când erà student în anul al treilea la Fizico-Chimice, sub conducerea d-lui Profesor REINHARD, comunicat la Academia Română, publicat în Buletinul Academiei Române No. 10 din anul 1908.

In această lucrare stabilește după relația actuală, indici de refracție și existența unor fețe noui, că Baritina dela Binnenthal face parte din seria Baritină și nu din seria izomorfă Celestină-Baritină, cum erà considerată de BAUMHAUER și alți cercetători.

2. Fiind însărcinat de d-l Profesor MRAZEC cu studiul petrografic al regiunii dela Greci, din Dobrogea de NW, cu scopul de a se începe un minuțios studiu petrografic asupra Dobrogei, în vederea lămuririi fenomenelor de diferen-

Institutul Geologic al României

țiere magmatică în massivele eruptive, cari apar în această parte a Dobrogei și a metamorfismului suferit de formațiunile paleozoice în legătură cu punerea în loc a massivelor eruptive, în urma cercetărilor făcute, publică în « Anuarul Institutului Geologic », vol. VII din 1913, lucrarea *Massivul eruptiv dela Greci*, cu care și-a trecut doctoratul în anul 1915.

In această lucrare, doctorul ROMAN, printr'un amănunțit studiu al literaturii geologice asupra părții de N.W. a Dobrogei, printr'un minuțios studiu microscopic și chimic al rocelor care constituesc regiunea studiată și printr'o interpretare, într'un profund spirit critic, a rezultatelor obținute pe teren, ajunge la următoarele concluzii:

Confirmă originea kimerică a catenelor dobrogene, constituite din cuarțite, filite, calcare dolomitice străbătute de un granit grăunțos-fibros care le-a metamorfozat și cărora le atribue vârsta devoniană. Intruziunea s'a făcut într'un sistem de cute strânse de tip varistic.

Peste Devonian, transgresează Permo-Carboniferul, cunoscut sub denumirea locală de Strate de Carapelit și care poate fi cutat împreună cu Devonianul.

Punerea în loc a massivelor eruptive din această regiune s'a făcut datorită mișcărilor permice sau post-permice, cari au provocat rupturi și scufundări ale unor petece mari din depozitele existente, cauzând veniri de magme noui, consolidate sub formă de massive eruptive asemănătoare celui dela Greci.

Intrusiunea massivelor eruptive a condus la un metamorfism al depozitelor devoniene și permo-carbonifere care s'a manifestat în sensul următor:

Depozitele devoniene au suferit un metamorfism de adâncime caracterizat printr'o digerare și o injectare a stratelor acoperișului (metamorfoză regională) în sensul lui LEPSIUS, având ca rezultat nașterea amfibolitelor din această regiune.

Permo-carboniferul a suferit metamorfismul de contact caracteristic pentru acest grup, cu recristalizare în parte și cu naștere de corneene și conglomerate cornificate.

Ținând seama de variația petrografică a massivului pe orizontală și pe verticală, trage concluzii asupra fenomenului de diferențiere magmatică, despre care crede că s'a făcut printr'un mecanism ritmic, manifestându-se astfel:

Magma primordială s'a scindat în două magme parțiale, una magneziană și alta fero-magneziană. Din această din urmă s'a separat o a treia magmă parțială tot magneziană. Fiecare din aceste trei magme parțiale s'a scindat la rândul ei într'o magmă bazică și într'o magmă acidă, proces care s'a repetat de mai multe ori. Prin consolidarea acestor diferite magme, au luat naștere rocele variate întâlnite în massivul dela Greci. In unele părți, diferențierea a ajuns la termeni monominerali ca albit sau cuarț și cari au consolidat ca atare.

Intrusiunile filoniene ale magmei au fost însoțite în timpul consolidării lor de fenomene pneumatolitice cu efecte variate în ceeace privește compoziția mineralogică și structura unor minerale ca feldspații.

Institutul Geologic al României

Asupra formei massivului eruptiv dela Greci este de părere că reprezintă o formă intermediară între tipul lacolitic propriu zis și tipul batolitic.

3. In ședința Institutului Geologic dela 17 Ianuarie 1914, face o comunicare *asupra întinderii, clasificării, repartiției și originei rocelor care constituesc stratele din formațiunea de Carapelit, în Dobrogea de N. W.*, comunicare publicată în « Dări de seamă ale ședințelor », vol. V, insistând în mare parte asupra istoricului cercetărilor făcute asupra acestei formațiuni.

4. Face împreună cu d-l Profesor MRAZEC *cercetări asupra rocelor eruptive din Egipt și peninsula Sinai*, cercetări comunicate la Academia Română și publicate în « Buletinul Academiei » No. 2 din 1915, No. 9 din 1916 și No. 2/4 din 1920.

5. In « Dări de seamă ale ședințelor Institutului Geologic », vol. VII din 1916 publică observațiuni făcute asupra comunicării « *Gneissul dela Carcaliu* » a d-lui Dr. S. CANTUNIARI.

6. In ședința dela 5 Februarie 1916, face o comunicare la Institutul Geologic « *asupra Geologiei și Petrografiei regiunilor Boclugea și Meidanchioi-Consul* ».

In această lucrare, arată constituția petrografică a fiecărei regiuni și stabilește vârsta post-triasică a gresiei care se sprijină discordant peste calcarele negre triasice, în regiunea Meidanchioi-Consul.

7. In « Buletinul Academiei Române » No. 4/5 este publicată lucrarea asupra zăcământului de muscovită din munții Lotrului, intitulată « *Note preliminaire sur le gisement de Muscovite, monts du Lotru (Carpathes méridionales)* ».

In această lucrare se cuprind date asupra poziției și originei zăcământului de Mica dela Voineasa în legătură cu structura petrografică a regiunei, date asupra proprietăților fizice a varietăților de Mica recoltate din această regiune și considerațiuni economice asupra acestui zăcământ.

8. In « Analele Minelor » dela 1 Ianuarie 1922, publică un studiu mai complet *asupra zăcămintelor de Mica albă din România*, conținând pe lângă datele din studiul publicat în « Buletinul Academiei Române » și date generale asupra varietăților de Mica din lume precum și răspândirea zăcămintelor în diferitele formațiuni petrografice ale globului.

9. In numărul 6/7 din « Analele Minelor », anul 1922, publică un studiu critic asupra lucrării d-lui Profesor V. STANCIU: « *Determinarea Feldspaților pe baza birefringenții lor* ».

10. In anul 1923 își trece examenul de docență cu un studiu Petrografic al rocelor strânse de expediția geologului Botez în regiunea Yemen (Arabia) din 1911 pentru cercetări hidrologice.

Acest studiu face subiectul a trei note prezentate la Academia de Științe din Paris de către d-l Prof. LACROIX, în care este dată descrierea sumară a diferitelor categorii de roce din această regiune; precum și subiectul lucrării

Institutul Geologic al României

publicată în « Anuarul Institutului Geologic al României», vol. XI, intitulată: « *Studii Petrografice în Yemen (regiunea Hodeida—Saana)*.

In această lucrare, după ce face o expunere sumară a structurii geologice a regiunii, face studiul petrografic și clasificarea rocelor eruptive din cari este constituit ținutul.

Din studiul microscopic al secțiunelor, din studiul analizelor chimice a rocelor și din studiul comparativ al rezultatelor obținute prin cercetări microscopice și analize chimice, trage următoarele concluzii referitoare la constituția petrografică și la diferențierile magmatice cari au avut loc în regiunea Yemen și pe marea zonă de fracturi Arabo-Estafricană:

a) Rocele cari constituesc regiunea Yemen au un caracter alcalic incontestabil, care permite să pună în evidență un caracter de provincie petrografică pentru această regiune.

b) Deși apare evident și aici preferința sodiului pentru fier, este interesant că fierul a rămas sub formă de m a g n e t i t la cele mai multe din aceste roce, iar pe alocurea la cele mai bazice s'au format m e t a s i l i c a ț i f e r o - m a g n e z i e n i.

c) Comparația între rocele din Yemen și cele de pe marea zonă de fracturi arabo-estafricană arată o asemănare între ele, mai pronunțată pentru cele granitice, cu deosebire că rocele din regiunea Yemen sunt hololeucocrate, cu totul lipsite de minerale melanocrate exprimate, mai ales cele sienitice-monzonitice, deși sunt mai bogate în fier ca cele din marea zonă de fracturi Arabo-Estafricană.

Asemănările dintre rocele cari constituesc cele două regiuni, se accentuează cu cât se înaintează în lungul marei zone de fracturi Arabo-Estafricană, dela Sud spre Yemen.

Conducând secția de prospecțiuni dela Institutul Geologic al României, întreprinde o serie de cercetări asupra zăcămintelor de minereuri din țară, singur sau în colaborare cu diferiți membri ai Institutului Geologic.

Astfel:

1. Studiul zăcământului de Mica din munții Lotrului.
2. Studiul zăcământului aurifer din Perișani, jud. Argeș.
3. Studiul zăcămintelor de Pirite cuprifere dela Baia de Aramă, jud. Mehedinți, în colaborare cu d-l Dr. HORIA GROZESCU, etc.

A publicat numeroase articole de popularizare în revistele științifice din țară: Natura, Revista științifică « V. ADAMACHE », Minunile Naturii și Ziarul Călătoriilor și Științelor Populare, pe care-l conduceà în ultimul timp împreună cu d-l ENRIC OTETELIȘANU.

Afară de această activitate rodnică pe tărâm didactic și științific a avut și alte preocupări extra-școlare, între care se remarcă aceea de a fi fost întemeietorul și conducătorul « Asociației Asistenților Universitari », în fruntea cărora a lucrat pentru revendicările acestui corp de muncitori intelectuali.

Institutul Geologic al României

DAVID ROMAN

SA VIE ET SON OEUVRE

DAVID ROMAN naquit à Giurgiu en 1884 d'une famille de fonctionnaires commerciaux juifs.

Il suit le cours primaire et les premières classes du gymnase dans sa ville natale pour finir le cours supérieur du lycée à Bucarest, au lycée « G. Lazăr », en 1903.

En cette même année il s'inscrit à la Faculté des Sciences de Bucarest, section de physico-chimie, dont il obtient la licence en 1907.

Tout en étant étudiant, il commence à travailler dans le Laboratoire de Minéralogie sous la direction de MM. les Prof. L. MRAZEC et M. REINHARD, ce dernier étant de ce temps chef des travaux du Laboratoire de Minéralogie de Bucarest.

Les résultats de ses premières recherches dans le Laboratoire de Minéralogie formèrent l'objet d'une note, « *La baritine de Binnenthal* », présentée à l'Académie Roumaine.

En 1911, M. le PROF. REINHARD quitte la Roumanie pour la Suisse et D. ROMAN est nommé assistant particulier de M. le Prof. MRAZEC; il conduit en cette qualité les travaux pratiques de minéralogie dans le laboratoire jusqu'en 1915.

A cette date il obtient le grade de Docteur en Sciences Physico-chimiques, spécialité Minéralogie et Pétrographie, ayant comme sujet de thèse « *L'Etude du massif éruptif de Greci, Dobrogea du NW* ».

En cette même année il devient citoyen roumain et il est nommé chef des travaux dans le Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Bucarest.

De 1915 à 1919, il travaille à diverses reprises dans les laboratoires de Minéralogie de Vienne et Genève, afin de se familiariser avec les nouvelles méthodes dans les recherches microscopiques concernant la Pétrographie; il visite également les laboratoires de Minéralogie de Leipzig et Berlin pour en étudier l'organisation.

En 1919, il est nommé conférencier-suppléant de Pétrographie et Gisements de Minerais, conférence adjointe à la chaire de Minéralogie générale de l'Université de Bucarest.

En 1923, ayant passé sa docence avec le travail « *Etude pétrographique*

Institutul Geologic al României

dans l'Yemen, région de Hodeïda – Saana », il est nommé docent en Pétrographie et Gisements de Minerais à la même Université pour occuper en 1926 la chaire de Minéralogie de l'École Polytechnique de Bucarest, vacante à la suite du décès du Prof. G. MUNTEANU-MURGOCI en 1925.

De 1918 à 1925, il tient à diverses reprises le cours de Minéralogie, suppléant M. le Prof. MRAZEC qui était occupé de diverses missions d'État dans le pays et à l'étranger.

En 1912, il est reçu géologue-collaborateur à l'Institut Géologique de Roumanie; en 1921 il est nommé membre actif du même institut.

Avancé en 1926 au grade de géologue en chef, il dirige la Section de Prospections.

Le 10 février 1927, il succombe après quelques mois de souffrances.

Si l'on suit l'oeuvre scientifique et la vie du docteur DAVID ROMAN, sa personnalité apparaît caractérisée par un large esprit scientifique, un profond esprit étique et une haute dose d'idéalisme et d'optimisme.

Son oeuvre consiste en travaux de Cristallographie, Minéralogie et Pétrographie d'une grande valeur scientifique ainsi que de recherches pratiques dans le domaine des gisements de minerais entreprises, en qualité de chef de la Section de Prospections de l'Institut Géologique de Roumanie, soit seul soit en collaboration.

Il a publié de nombreux articles de vulgarisation dans les revues scientifiques du pays et dirigé dans leurs recherches nombre de jeunes gens travaillant dans le Laboratoire de Minéralogie de l'Université de Bucarest.

Il a fondé et dirigé l' «Association des Assistants Universitaires » en travaillant pour les différentes révendications de ce corps de travailleurs intellectuels.

La mort prématurée d'une si tranchante personnalité a laissé un vide qu'on ressentira longtemps.

M. G. FILIPESCO
Géologue
Assistant au Laboratoire de Minéralogie

Institutul Geologic al României

LISTA LUCRĂRILOR DOCTORULUI DAVID ROMAN

LISTE DES TRAVAUX DU Dr. DAVID ROMAN

1. *Baritina din Binnenthal* (Valais-Helvetia). An. Acad. Rom. Vol. XXX, 1908.
2. *Comunicare preliminară asupra întinderii, clasificării, repartiției și originii rocelor cari constituesc formațiunea de Carapelit.* D. d. S. ale șed. Inst. Geol. Rom. Vol. V, 1924.
3. *Massivul eruptiv dela Greci* (Eruptiv-Massiv von Greci), *Dobrogea, jud. Tulcea.* An. Inst. Geol. Rom. Vol. VII, 1913.
4. *Regiunea Boclugea—Meidanchioi—Consul* (Dobrogea). D. d. S. ale șed. Inst. Geol. Rom. Vol. VII, 1916.
5. *Asupra greissului dela Carcaliu.* Observațiuni făcute la comunicarea d-lui Dr. ST. CANTUNIARI. D. d. S. ale șed. Inst. Geol. Rom. Vol. VII, 1916.
6. L. MRAZEC și D. ROTMAN. *Contributions à la pétrographie de l'Egypte et de la presqu'île de Sinaï*:
   1. *Roches granitiques de l'île Shadwan.* Bull. Acad. Roum. No. 5, 1916.
   2. *Sur le granit de Djebel El Araba* (presqu'île de Sinaï). Bull. Acad. Roum. No. 9, 1916.
   3. *Roches éruptives du Djebel Zeït.* Bull. Acad. Roum. No. 2/4, 1920.
7. *Note préliminaire sur le gisement de muscovite* (Monts du Lotru-Carpathes Méridionales). Bull. Acad. Roum. No. 4/6, 1920.
8. *Les gisements de mica blanc (muscovite) de Roumanie* (Monts du Lotru-Carpathes Méridionales). Ann. des Mines de Roumanie. No. 1, 1922.
9. Étude critique sur le travail de M. V. STANCIU: *La détermination des feldspaths en base de leur biréfingence.* Ann. des Mines de Roumanie. No. 6/7, 1922.
10. DAVID ROTMAN-ROMAN: *Introducere în studiul cristalografiei geometrice* (curs litografiat ținut la Facultatea de Științe din București în 1923—1924).
11. DAVID ROTMAN-ROMAN: *Contribution à la lithologie de l'Yemen*:
    1. *Roches de profondeur et roches filoniennes non-différenciées* (une série hololeucocrate). C. R. d. S. de l'Ac. d. Sciences, Paris, T. 177, 1923.
    2. *Les bostonites et camptonites de l'Yemen.* C. R. d. l'Ac. de Sciences, Paris, T. 179, 1924.
    3. *Sur quelques roches d'épanchement de l'Yemen.* C. R. d. l'Ac. de Sciences, Paris, T. 179, 1924.
12. *Studii petrografice în Yemen-Regiunea Hodeida—Saana* (Petrographical studies in Yemen). An. Inst. Geol. Rom. Vol. XI, 1925.
13. D. ROMAN și A. CODARCEA. *Bibliografia geologică a României.* 1926.
14. D. ROMAN. *Curs de mineralogie și roce*, ținut la Facultatea de Științe din București, 1926 Editura Universității.

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI
LA
STUDIUL PETROGENETIC AL BAZALTULUI
CU INCLUZIUNI EXOGENE DE CUARȚ DELA RACOȘUL DE JOS
(JUDEȚUL TÂRNAVA MARE)

DE

DR. VICTOR N. LAȚIU

I. Considerațiuni generale

Bazaltul dela Racoșul de Jos formează punctul periferic Nord-Estic al regiunii eruptive cu bazalte din valea Oltului Superior. Dacă unim punctele extreme ale regiunii cu bazalte — Racoș—Comăna — obținem în linie aeriană o dreaptă cu un traseu NE—SW, pe o lungime de 20 km., dealungul căreia se înșiruie aparițiile de bazalte și tufurile lor, desfășurându-se în teritorul încadrat de localitățile: *Racoșul de Jos*, *Hoghiz*, *Bogata Oltului*, *Fântâna*, *Lupșa* (din jud. Târnava Mare) și *Comăna* (jud. Făgăraș). Zona aparițiilor de bazalte este însoțită pe întregul său traseu de zona Tufului dacitic, — în partea de SW., întâlnind, în regiunea Căciulata-Lupșa, formațiunea Calcarelor neocomiane și intrusiuni de Diabaze. In partea sudică a regiunii întâlnim formațiunea Gresiilor neocomiane, în contact cu tufuul dacitic, începând din părâul Bogatei, continuându-se până în hotarul localității Agoștin din valea Oltului, în fața basinului lignitifier pliocenic al Baraoltului. (Fig. 1).

Datele din literatură asupra acestor varietăți de roce, cu referințe de ansamblu asupra întregei regiuni cu bazalte, încadrând și aparițiile analoage de bazalte din partea de N-W. a regiunii, dela *Cohalm* din vrf. *Cetate*, sunt cuprinse în lucrările geologice și petrografice ale geologilor: M. SCHUSTER [1]), A. KOCH [2]) și M. TOTH [3]), dintre lucrările mai noui, la cari se atașează încă

---

[1]) I. SCHUSTER: Über Auswürflinge im Basalttuffe von Reps in Siebenbürgen. (Tschermaks Mitth. Bd. I, 1873, pag. 318).

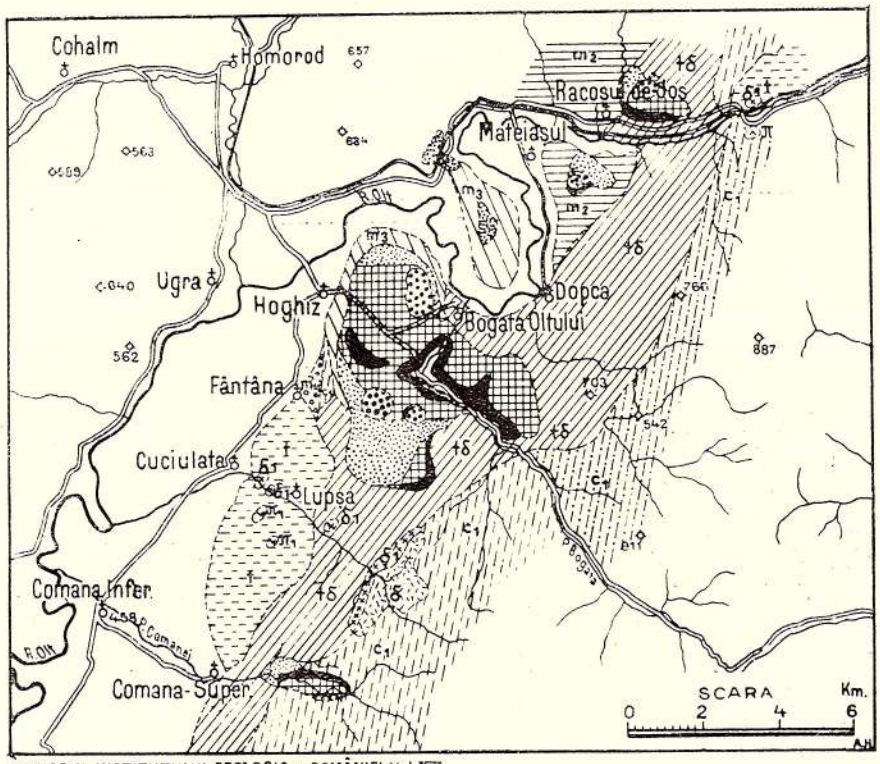
[2]) A. KOCH: Geologische Beobachtungen. Die Basaltgegend am Altflusse. (Muzeumi Értesitö, 1893, pag. 93).

[3]) M. TOTH: Über die Basalte von Siebenbürgen. (Földt. Közlöny, v. 5, p. 229).

Institutul Geologic al României

SCHIȚA GEOLOGICĂ A REGIUNEI CU BAZALTE DIN VALEA OLTULUI SUPERIOR

(DUPĂ A. KOCH și S. SZENTPÉTERY)



ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI: Vol. XII

LEGENDA

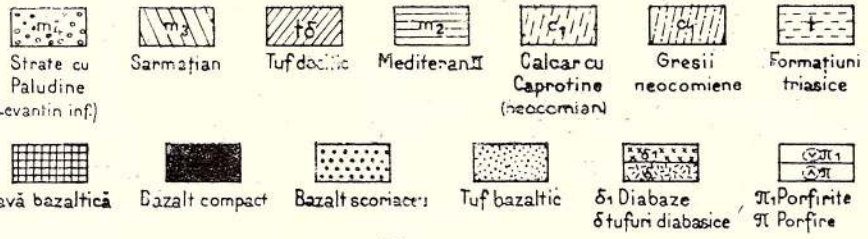


Fig. 1

Institutul Geologic al României

lucrările mai vechi ale geologilor: HAUER, STACHE [1]), F. HERBICH [2]) și G. VON RATH [3]). (Fig. 2 și 3).

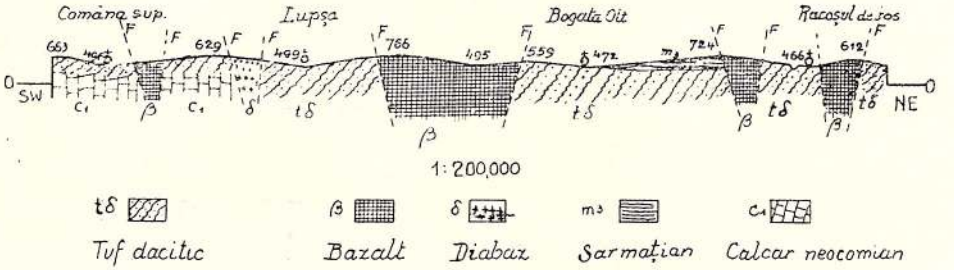


Fig. 2. — Secțiune în regiunea cu Bazalte din Valea Oltului superior.

In lucrările autorilor menționați, pe lângă considerațiuni geologice și tectonice, întâlnim și datele de analiză microscopică ale acestor bazalte.

Un studiu mai amănunțit asupra acestor varietăți de roce, îl întâlnim în lucrarea lui KOCH (op. cit. sub 2), care în baza datelor anterior publicate, cât și a observațiilor proprii, ne dă cel mai complet studiu de analiză microscopică făcut asupra acestor bazalte.

Studiul de ansamblu a lui KOCH, nu explică o serie de probleme în legătură cu raporturile geologice, mineralogice și petrografice ale acestor varietăți de roce eruptive, fapt subliniat de el însuș (op. cit. sub 2, pag. 39).

In vara anului 1924 am avut posibilitatea să cercetez regiunea cu bazalte dela Racoșul de Jos. Cu ocaziunea acestor studii făcute asupra mamelonului bazaltic dela Racoș, mi-a atras atențiunea o serie de eșantioane proaspăt

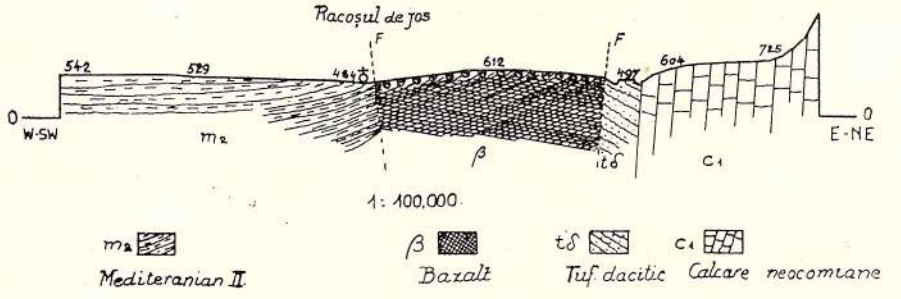


Fig. 3. — Secțiuni în regiunea Bazaltului dela Racoșul de Jos.

[1]) HAUER-STACHE: Geologie Siebenbürgens, 1863, pag. 294.

[2]) F. HERBICH: A Székelyföld föld. öslényt. leirása. (Földt. Int. évkönyv. v. 5, f. 2).

[3]) G. v. RATH: Das Sienitgebirge von Ditro. (Sitz.-Bericht. d. nied. Gesellschft. f. Nat. - u. Heilkunde. Bonn, 1876).

Institutul Geologic al României

recoltate, din materialul eliberat din masa bazaltului (și anume din zona centrală periferică a mamelonului bazaltic) prin lucrările de exploatare în cariera de piatră pentru pavaje și terasamente.

Referindu-ne la raporturile morfologice externe ale bazaltului dela Racoș, el formează o îngrămădire domală de aproape 1 km^2., având panta de desgolire paralelă cu țărmul drept al Oltului, străpungând în spre E-SE. formațiunea T u f u l u i d a c i t i c, iar în spre N-NW. steva marnelor gălbui miocenice (mediteraniane).

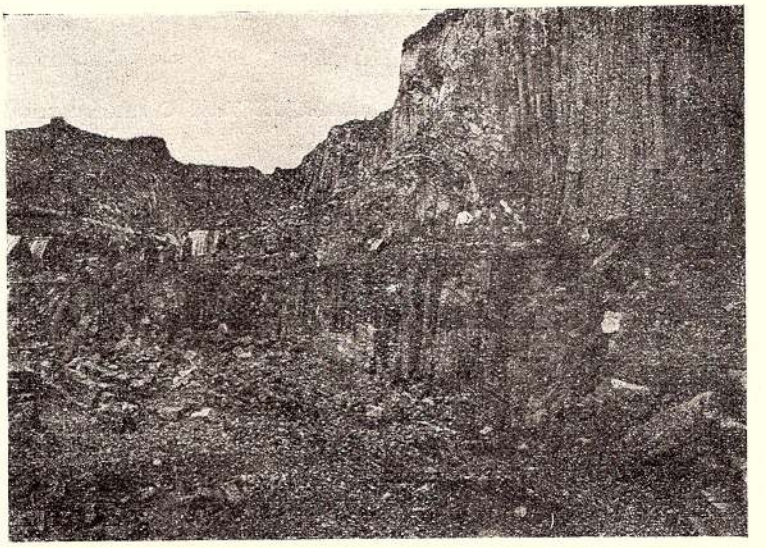


Fig. 4 *(Foto Instit. Mineralogie-Petrografie, Universitatea Cluj).*

Cariera de Bazalt prismatic cu separații foliacee-coccolitice, dela Racoșul de Jos.

Basalttagebau mit coccolitisch-blatterige Gesteinsarten von Racoșul de Jos.

Urmărind în pâretele de desgolire al mamelonului bazaltic din vrf. Heghieș (592 m.) succesiunea ca structură macroscopică a varietăților de bazalte din masa acestui mamelon, se constată că ea se prezintă în următoarea ordine de separare: la baza pâretelui, pe o înălțime aproximativ de 12 m., apar varietățile compacte-afanitice în separații de prisme poligonale de 3—6 m., lungime, separate în două etaje de suprapunere prin o diaclază orizontală. Deasupra acestei zone urmează o revărsare în bancuri orizontale de 2 m. grosime de bazalt cu separație f o l i a c e e - c o c c o l i t i c ă, acoperită în partea superioară a pâretelui cu blocuri de lavă cavernoasă-scoriacee.

In masa unora din aceste varietăți de bazalte, am remarcat incluziuni albe, în cuiburi amigdaloide-fracturate de dimensiune variată, până la mărimea unui măr.

Institutul Geologic al României

Analiza microscopică a diferitelor eșantioane recoltate din aceste varietăți de roce ne arată că ele prezintă în general următoarele caractere petrografice:

II. Bazaltele compacte

Macroscopic, apar în nuanțe brune-întunecate cu impatulări de granule galben-verzui de olivină, în cuiburi de 3—8 mm. mărime, unele eșantioane având în masa lor incluziuni exogene de cuarț, sub forma de nodule albe, fracturate, dela mărimea unui bob de mazăre până la mărimea unui măr.

Sub microscop în secțiune subțire varietățile de bazalte compacte, pre-

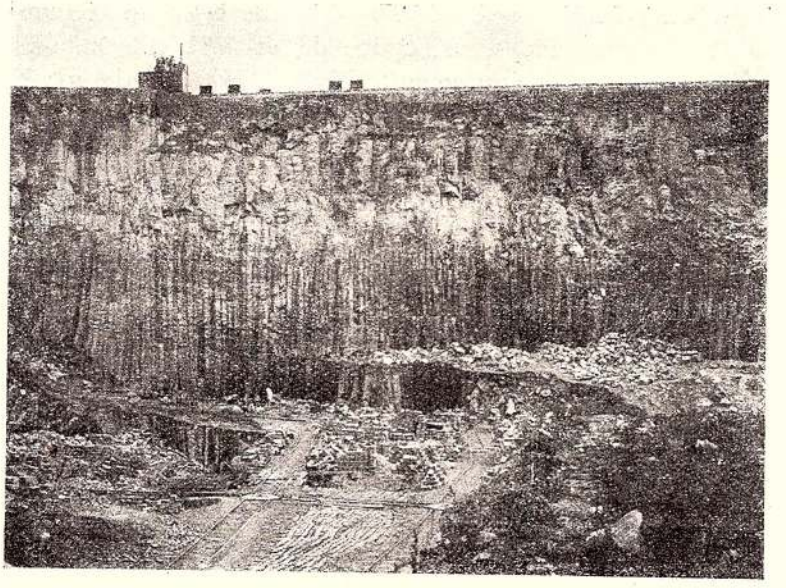


Fig. 5 *(Foto Instit. Minerologie-Petrografie, Universitatea Cluj).*

Zona centrală a Carierii de Bazalt dela Racoșul de Jos.

Die Zentralzone des bazaltischen Tagebaues von Racoșul de Jos.

zintă o masă fundamentală afanitică cu structură intersertală, fiind formată din întrețeseri felsitice de microlite prismatice de plagioclași, de 20μ—0.4 mm. lungime, predominând microlitele cu dimensiunea de 0.1—0.2 mm., maclate simplu și polisintetic după legea albitei, impatulate într'un substrat apolar foarte redus. Comportarea optică a microlitelor de plagioclași corespunde termenilor din seria labradorului bazic cu treceri spre seria bytownitului, având un caracter optic variat și

Institutul Geologic al României

următoarea valoare a extincțiunilor: în secțiuni ⊥ (a) (100) || M (010)=28—38°, iar în secțiuni ⊥ P (001) || M (010)=—6—-16°, cu un indice de refracție mai mare decât al balsamului de Canada.

Peste pasta fundamentală de microlite, se dispersează granulațiuni isometrice, uneori xenomorfe, în pete negre-opace de magnetită, de 20—80μ, rar când ating dimensiunea de 0.1 mm., întâlnindu-se în cantitate redusă și sub forma de opacit, în dâre negre prismatice de 0.1 mm. lungime, înglobate în pasta hialopilitică fundamentală. In masa fundamentală a secțiunii mai remarcăm încă numeroase granulațiuni de augită, în microlite de 20μ până la phenocristale idiomorfe-hipidiomorfe de 0.1—1.2 mm. lungime, cari alături cu granulele de olivină, formează elementul macroporfiric-melanocrat al acestor varietăți de roce.

Augita se întâlnește de regulă în cristale cu habit prismatic alungit cu terminațiune clinodomală, având o extincțiune de 0—4° în secțiuni ⊥ 100, iar în secțiuni ⊥ 010 || 100 o extincțiune de 42—48°, ridicându-se uneori până la 54°, cu un pleocroism atenuat: Ng | c=Np | a=verde gri; Nm |b= galben gri atenuat. In lumină convergentă secțiunile ⊥ C (001) prezintă o deschidere axială $\leq 60°$.

Majoritatea cristalelor de augită din conținutul secțiunii sunt pătrunse de crăpături neuniform orientate, prezentând extincțiune ondulatorie, având următoarea desvoltare de fețe: $\infty P\infty$ 100, $\bar{1}00$, $\infty P\infty$ 010, $0\bar{1}0$, ∞P 110, $1\bar{1}0$; iar în secțiunile octogonal-conturate ⊥ C (001) oP, reliefează liniile de clivaj || 110 și $1\bar{1}0$, marcând un unghiu diedru caracteristic de 88°. In masa granulelor de augită remarcăm ca incluziune, granulațiuni isometrice de magnetită și, în cantitate redusă, fațete vitroase și microlite baccilare de apatită.

Al doilea element macroporfiric al acestor roce, olivina, se întâlnește în microlite granulate de 20μ până la phenocristale idiomorfe-hipidiomorfe cu habit cristalografic prismatic alungit de 0.1—1.5 mm. lungime. De regulă sunt pătrunse de crăpături neuniform orientate, dealungul cărora precum și la periferia cristalelor, la majoritatea granulelor, se observă un început de alterare marcat prin o substanță galben-verzue în dâre de șiroire, având o structură acicular-fibroasă, uneori cu aspect de fulgi scămoșați, birefringenți, cu un caracter optic variat, comportându-se ca produse de serpentinizare, formate din chrysotil și antigorit. In masa granulelor de olivină remarcăm numeroase incluziuni de picotită, în microgranulațiuni brune-verzui cu contur patratic marcate la periferie prin o zonă opacă, precum și granulațiuni de magnetită, iar în cantitate redusă microlite de apatită (10—20μ) și fațete vitroase.

Pentru unele eșantioane din aceste bazalte, sunt caracteristice, *incluziunile de cuarț de origină exogenă*, până în prezent nemenționate în studiile petrografice, publicate asupra acestor varietăți de roce.

Institutul Geologic al României

Cuarțul din masa acestor incluziuni, se întâlnește în granule fracturate de 1—2 mm. mărime, cu pregnante alveole și escavațiuni de resorbție magmatică. El se întâlnește și în nodule albe-dure de mărimea unui bob de meiu, până la mărimea unui măr, formate din asociații granulare xenoblastice. Granulele de cuarț în majoritatea cazurilor au extincțiune ondulatorie, care alături de aspectul lor clastic-fracturat, se comportă sau ca un efect al presiunei desvoltate în timpul răcirii magmei bazaltice, însoțită de o remar-

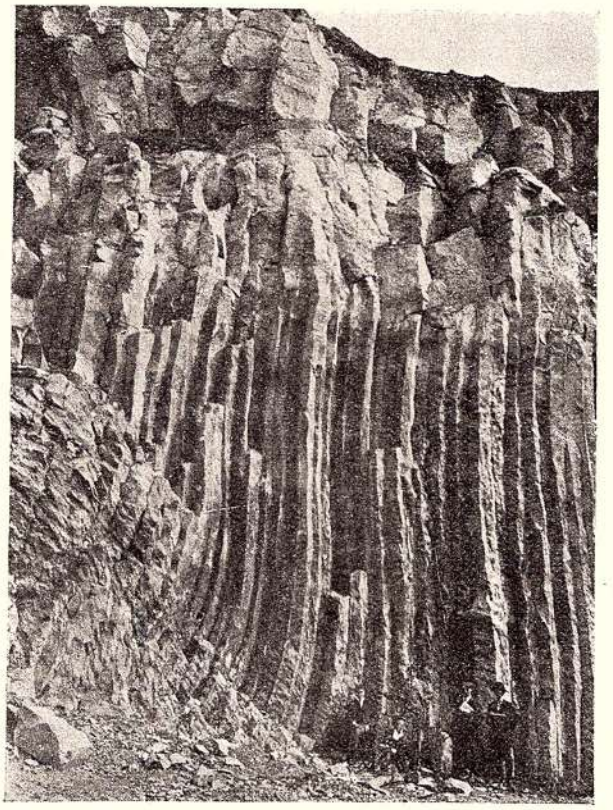


Fig. 6 *(Foto Instit. Mineralogie-Petrografie, Universitatea Cluj).*

Prizme de Bazalt cu incluziuni exogene de Cuarț, dela Racoșul de Jos.

Bazaltsäule mit exogenen Quarzeinschlüssen von Racoșul de Jos.

cabilă contracțiune de volum, sau că forma lor clastică corespunde habitusului original, avut înainte de înglobarea lor în masa bazaltului. La periferie incluziunile de cuarț sunt marcate prin o zonă de keliphyt, formată din microlite prismatice de piroxen, de 20—90μ, cu o extincțiune de 39—42^0, (diopsid), extincțiunea urcând uneori până la 45^0, fiind aranjate cu direcțiunea de alungire perpendicular pe suprafața de contact cu granulele de

Institutul Geologic al României

cuarț. Subliniem lipsa completă a granulelor de olivină din conținutul zonei keliphytice, fiind formată în întregime numai din microlite de piroxen (diopsid).

Mecanismul mineralogenetic al zonei keliphytice își găsește explicarea în condițiunile chimice ale mediului său de geneză. Cuarțul înglobat în masa încă fluidă și fierbinte a magmei bazaltice este resorbit periferic, provocând cel puțin în zona de contact cu masa bazaltului, prin aportul de aciditate (SiO_2), o variațiune în echilibrul chimic al magmei bazaltice, formând centre de cristalizare cu antrenări de curenți de difuziune, transformând ortosilicatul de fier și magneziu [$(FeMg)_2 SiO_4$] (olivina) — adus de curenții de difuziune — în metasilicat de fier și magneziu [$FeMg(SiO_3)_2$] (piroxen-diopsid), conform reacțiunii următoare:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3$$
$$Fe_2SiO_4 + SiO_2 = 2\,FeSiO_3$$

Echilibrul chimic al acestei reacții este totdeauna în funcțiune de un grad mai ridicat de temperatură. Reacția este reversibilă în funcțiune de concentrația în SiO_2 și este supusă legii fazelor și legii acțiunii maselor [1]). Punctul de fuziune al Cuarțului (SiO_2) este 1600°, iar al metasilicatului de Ca și Mg (diopsid) este 1391° [2]), [3]). Crescând conținutul de SiO_2, și paralel aportul de Ca și Mg, adus de curenții de difuziune, se produce o coborîre a punctului de fuziune [4]). Astfel, condițiunea de separare a diopsidului [$CaMg(SiO_3)_2$] între produsele zonei keliphytice, în cazul incluziunilor de cuarț din bazaltul dela Racoș, este dată considerând punctul său de fuziune de mai sus. De altă parte este cunoscut că la separația magmatică, în condițiuni de temperatură constantă, presiunea joacă un rol primordial. Presiunea ridicată condiționează separarea mineralelor cu volum molecular mic, iar presiunea redusă provoacă separarea mineralelor cu volum molecular mare [5]). Volumul molecular al amestecului isomorf din olivină este:

Forsterit (Mg_2SiO_4) 43.9 observat, și 45.4 calculat.

Fayalit (Fe_2SiO_4) 47.3 observat, și 51.8 calculat, iar volumul molecular al diopsidului [$CaMg(SiO_3)_2$] 68 observat, și 74.1 calculat [6]).

---

[1]) BAUR: Chemische Kosmographie, 1903.
ROBERT MARC: Chemische Gleichgewichtslehre. Jena, 1911.

[2]) J. H. L. VOGT: Die Silikatschmelzlösungen. Kristiana, 1903—1904, v. 1—2.

[3]) Punctul de fuziune al cuarțului, după W. HEMPEL și H. HERAUS, este între 1650°—1700° (v. Zeitschr. f. Elektrochimie, 1903, p. 43). Pentru punctul de fuziune al diopsidului, avem determinate următoarele valori: 1265° (v. C. DOELTER: Physikalisch-chemische Mineralogie, 1905, pag. 99); 1250°—1290°) DITTLER: Zeitschr. f. Anorg. Chem. Bd. 69. 1911, pag. 273); și 1375° (R. MARC: Chem. Gleichgewichtslehre, 1911, pag. 116).

[4]) J. H. L. VOGT: Op. cit. sub 2).

[5]) ALLEN-WRIGHT-CLEMENT: Amer. Journ. of. Science, vol. 22, pag. 385.

[6]) F. BECKE: Denkschriften d. Akad. d. Wissenschft. Bd. 75, 1913, pag. 26.

Institutul Geologic al României

In baza acestor date, între aceleași limite de temperatură, olivina se separă la o presiune mai mare, iar reducându-se presiunea, se separă piroxenul. Atât condițiunile de temperatură cu referință la punctul de fuziune, cât și condițiunile de presiune cu referință la volumul molecular, își găsesc expresiunea cea mai eclatantă din punct de vedere mineralogenetic, în cazul incluziunilor de cuarț din masa acestor bazalte. Cuarțul retopit periferic, presupune în momentul înglobării sale la masa fluidă și fierbinte a bazaltului, o durată relativ scurtă a temperaturii magmei bazaltice în jur de 1600°—1700°, găsindu-se în ascensiune spre suprafață și deci în stadiu de răcire continuă, neavând timpul și temperatura suficientă de a resorbì complet granulațiunile de cuarț înglobate în masa sa. In astfel de condițiuni, intervenind și o reducere de presiune, factorii fizici de separare ai piroxenului sunt realizați (temperatura și presiunea scăzută), provocând astfel individualizarea lui, — cu un punct de fuziune mai mic și cu un volum molecular mai mare, — între produsele zonei keliphytice.

Studiind la obiective mai puternice (7a,9) conținutul granulelor minerale din compoziția incluziunilor de cuarț, remarcăm ca incluziune în masa lor, numeroase fațete vitroase, microlite de apatită (15—36μ), și bule de gaz aranjate uneori în înșiruiri de margarite.

In literatura petrografică publicată asupra acestor varietăți de roce, nu se menționează de nici un cercetător prezența incluziunilor de cuarț în masa acestor bazalte [1]). Singur HERBICH [2]) amintește resturi și fragmente de tuf andesitic cuarțos în masa bazaltului scoriaceu din vrf. Turzon (609 m.) de lângă Mateiași, precum și incluziuni de cuarțit în masa bazaltului dela Cohalm în baza studiului de analiză microscopică a lui M. TOTH (v. op. cit., pag. 1, nota 3). Incluziuni analoage de cuarț se descriu în schimb în masa bazaltului dela Detunata din munții metalici Apuseni, cu un habit cristalografic bipiramidat, surii-violacee, în parte resorbite, fiind transformate într'o crustă friabilă netransparentă de compoziția unui silicat [3]). Originea incluziunilor din acest bazalt se atribue trachitelor cuarțoase (riolitelor) din domul vulcanic Cârnic și brecciei grezoase (fliș) din domul Cetate [ambele formațiuni, din apropierea imediată a Roșiei Montane], fiind înglobate în masa bazaltului sub forma de blocuri în timpul erupțiunii sale, și cari au fost digerate complet de magma fluidă a bazaltului, cu excepțiunea granulelor de cuarț, cari au suferit mai mult o resorbție periferică [4]), [5]).

In masa unei secțiuni făcute prin eșantioanele de bazalt dela Detunata (Eșant. No. 638, colecț. Inst. Mineralogic-Cluj) am remarcat la microscop

[1]) A. KOCH: Tertiarbildungen-Neogen, II, 1900, pag. 270.
[2]) F. HERBICH: A székelyföld földt.-öslényt. leirása, 1877, pag. 289.
[3]) J. SZABO: A bazaltok Quarzzárványa. M. Földt. Társ. Munkálatai, III, 1867, p. 142.
[4]) A. KOCH: Görcsöi közetvizsgálatok. M. tud. Akad. Értekez, II, 1871, pag. 15.
[5]) A. KOCH: Tertiarbildungen. . . pag. 265.

Institutul Geologic al României

o incluziune exogenă de 0.8 mm. dimensiune, formată dintr'un fragment de rocă eruptivă constituit dintr'o masă fundamentală microgranulară, individualizată în intreteserii de microlite de plagioclași cu microgranulațiuni de cuarț (10—40μ), draperizată cu diseminări de numeroase microgranulațiuni isometrice de magnetită (10—20μ). In această pastă de microlite sunt înglobate parțial cu o aderență în lungime două fenocristale idiomorfe prismatic-alungite de feldspați plagioclași, maclate polisintetic după l. albitei, cari se pătrund în cruce, având o dimensiune de 0.39—0.49 mm., remarcând în masa lor ca incluziune, câteva bastonașe microlitice de apatită (10μ), pete pigmentoase de opacit, bule de gaz și fațete vitroase. Individul mai bine desvoltat prezintă striațiuni de clivaj orientate în sensul alungirii || 010, cu o extincțiune de —21^0 (001 || 010), iar cel mai mic, striațiuni de clivaj transversale perpendiculare pe direcțiunea sa de alungire, || 001, cu o extincțiune ondulatorie de —5^0 la periferie și de +8^0 la interior, corespunzând deci unui a b r a d o r b a z i c, respectiv unui a n d e s i n cu deformațiuni mecanice' repercutate asupra elipsoidului optic.

Originea incluziunilor de cuarț din masa bazaltului dela Racoșul de jos, considerând tectonica formațiunilor geologice din această regiune, se poate explica cu suficiente date de probabilitate, atribuindu-se cuverturei tufului dacitic, care însoțește și acopere erupțiunile de bazalte în întreaga regiune din valea Oltului superior. Studiul microscopic al incluziunilor de cuarț, — bogate în incluziuni gazoase, vitroase și în microlite de apatită, — evidențiază originea lor vulcanică, deosebindu-se de infiltrațiunile hidrotermale petrosilicioase, de cele mai multe ori individualizate în sferolite radiar-fibroase optic negative, sau de infiltrațiunile diagenetice de silice coloidală, cari sub forma de infiltrațiuni secundare dealungul crăpăturilor din masa rocelor fizurate adeseori tapisează sau completează golul porozităților și al alveolelor produse în masa rocelor prin o degazeificare spontană.

Cuarțul vulcanic, ca incluziune exogenă, a putut ajunge în masa bazaltului prin înglobare din materialul detritic al tufului dacitic, de sub cuvertura căruia bazaltul apare chiar în această regiune. Grosimea actuală a tufului dacitic nu este încă cunoscută. Considerând însă gradul foarte avansat de cristalizare al bazaltului, putem presupune că în ascensiunea sa el nu a atins dintr'odată zona de strate dela suprafață, ci răcirea magmei bazaltice s'a făcut mai încet sub cuvertura unei steve de strate acoperitoare, cari ulterior fiind denudate, a ieșit la iveală masa bazaltului răcit și consolidat. Chiar din studiul distribuției geografice al bazaltelor din această regiune reiese că apariția lor la suprafață se înregistrează numai în câteva locuri sub forma de petece reduse, partea cea mai mare a aparițiilor de bazalte fiind mascată de un strat acoperitor fixat prin vegetație (pădure). In rezumat, masa fluidă a bazaltului ar fi înglobat în ascensiunea sa la suprafață, întâlnind zona formațiunii tufului dacitic, material din masa acestui tuf, digerându-l, cu

Institutul Geologic al României

excepțiunea granulelor clasturate de cuarț, pe cari le-a absorbit parțial numai și anume periferic. Separația endomagmatică a cuarțului în masa acestor bazalte, este exclusă, în baza particularităților de includere, descrise. Singur petrograful american DILLER [1]), a considerat incluziunile de cuarț din masa bazaltelor californiene, ca produse de separație endomagmatică, în mod eronat, dovedindu-se caracterul lor exogen [2]).

Incluziunile exogene de cuarț de forma unor nodule albe-dure până la dimensiunea unui măr, se comportă ca fragmente de c u a r ț i t, resorbite parțial de masa bazaltului. In ansamblu aceste nodule apar puternic fracturate, fiind constituite dintr'un mozaic de sfărămături de cuarț în faze variate de topire, unele având o orientare optică identică, comportându-se ca părți integrante ale unui fragment fracturat, întâlnind și asociații granulare cristalloblastice cu orientare optică variată, având un aspect identic cu al asociațiilor similare din masa cuarțitelor sau a unor granulite. Masa acestor nodule exogene de substanțe silicioase, dealungul fracturelor este transformată prin topire, într'o crustă apolară, surie-murdară, semitransparentă, individualizată în curenți și valuri de scurgere cu treceri succesive spre o fază fin-granulată, anisotropă, cu numeroase centre de cristalizare, cari la apropierea zonei de contact cu sfărămăturile de cuarț intacte, neretopite, trec într'un stadiu de cristalizare cu separații acicular-fibroase cu începuturi de aranjare sferolitică, marcând astfel o trecere continuativă, dela faza apolară net-vitroasă la faza de cristalizare. Origina acestor nodule-fragmente de natură cuarțitică, trebuie căutată în profunzime, în subasimentul regiunii de unde au fost înglobate în masa fluidă a bazaltului, proveniența unora dintre ele fiind probabilă și din materialul rocelor neocomiane peste a căror formațiune se reazimă, în această regiune, cuvertura tufului dacitic.

Studiul de analiză microscopică al eșantioanelor de tuf dacitic recoltate din zona de contact cu mamelonul bazaltic dela Racoș confirmă considerațiile noastre. Secțiunile făcute prin acest tuf, prezintă la microscop o masă fundamentală h i a l o p i l i t i c ă apolară, draperizată cu pete și dâre de șiroire formate din substanțe limonitoase rezultate din alterarea elementului melanocrat. In masa tufului remarcăm încă fragmente tabulare de plagioclași, maclate simplu și polisintetic după l. albitei, în asociare de ingemânare uneori cu lamele de maclă după l. periclinului, de 0.1—0.7 mm. mărime, având un indice de refracție și un caracter optic variat, cu o comportare optică corespunzând termenilor din seria o l i g o c l a s - a n d e s i n e i și a a n d e s i n e i, cu o valoare a extincțiunilor în secțiuni $\perp$ M (010) $\parallel$ P (001)= -1^0—-5^0. Intre componentele minerale ale tufului remarcăm și lamele sporadice, sinusoidale, de b i o t i t ă de 20μ—0.5 mm. lungime, dicroice:

[1]) J. S. DILLER: Amer. Journ. Jan. XXXIII, 1887, No. 193. 45.

[2]) ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie. Stuttgart, 1887, Bd. II, p. 738.

Institutul Geologic al României

Ng | c=Nm | b=brun întunecat; Np | a=galben atenuat. Remarcăm încă infiltrațiuni secundare de calcită și lamele de muscovită — rulate prin depozitare sincronică, între produsele minerale din masa tufului, — iar în cantitate redusă, granulațiuni isometrice de magnetită de 0.1—0.2 mm. Intâlnim în schimb foarte bogate și numeroase petece lamelare și dâre de scurgere de substanțe verzi cloritoase, precum și numeroase pete lenticulare de glauconită, împrumutând tufului chiar macroscopic o coloare verde-surie. Componentele minerale descrise, în ansamblu abià fac ca repartizare cantitativă, $^1/_3$ din conținutul mineral al secțiunii. Restul de $^2/_3$, este reprezentat prin granule clastice-xenomorfe de cuarț, majoritatea având extincțiune ondulatorie, întâlnindu-se și în asociații amigdaloide cristaloblastice. In masa granulelor de cuarț remarcăm numeroase incluziuni vitroase, unele având bule de gaz și bastonașe microlitice de apatită de 20—70μ, particularități comune și granulațiunilor de cuarț întâlnite ca incluziune în masa bazaltului. Identitatea habitusului cristalografic cât și a incluziunilor din masa granulelor de cuarț, în ambele cazuri, dovedește, identitatea de origine. Ca particularitate petrogenetică a tufului remarcăm calcifiarea și silicifierea lui parțială prin procese de diageneză.

Probele recoltate din stratul acoperitor al mamelonului bazaltic apar macroscopic albe-surii, dure-compacte, lipsite de orice friabilitate. Făcând abstracție de prezența câtorva granule cu reflexe aurii de pirită formate în mod diagenetic, între produsele de adhesiune argiloase ale acestor probe, în general ele se prezintă ca un tuf calcifiat, caracterul lor tufaceu evidențiindu-se și mai pregnant la analiza microscopică. In secțiune sub microscop prezintă o masă marnoasă-gălbue, tufacee, injectată cu infiltrațiuni secundare de calcită, peste care se diseminează granulațiuni de magnetită, pete lenticulare brune-gălbui de limonită, lamele prismatice de muscovită (0.1—1 mm.), substanțe verzi-gălbui cloritoase și dâre sau pete verzi intensive de glauconită. In masa probelor remarcăm încă fragmente tabulare de plagioclași, maclate polisintetic, câteva lamele sinusoidale de biotită și numeroase granule xenomorfe de cuarț, cu extincțiune ondulatorie, pline de incluziuni vitroase și în cantitate mai redusă, cu microlite baccilare de apatită (24—35μ). Proveniența acestor componente minerale o întâlnim între componentele similare din masa tufului dacitic, comportându-se ca produse detritice de asvârlire sau rulate în mod secundar prin transport, fiind cimentate diagenetic prin infiltrațiuni calcaroase, cari formează uneori zone întregi, în individualizări lepidoblastice de calcită, analoage celor din masa calcarelor marmoreene. In masa acestor probe remarcăm dealtfel și produse detritice (tufacee) din masa bazaltului, reprezentate prin granule de magnetită și prin câteva granule de olivină de 70μ—0.2 mm., unele orientate $\perp$ a (100) cu o deschidere axială $<60^0$, în lumină convergentă.

Institutul Geologic al României

In această regiune la S-E de mamelonul bazaltic dela Racoș, în malul drept al Oltului, paralel cu terasamentul căii ferate între Racoș și Agoștin, apar erupțiuni de porfire efusive, diabaze, gabrouri și porfirite, fiind în contact la nord cu calcarele triasice și jurasice, iar la est cu formațiunile cretacice. In masa porfirelor din această regiune se menționează incluziuni de cuarț cu aparențe de origine exogenă [1]).

III. Bazalt vesicular scoriaceu

Varietățile de această rocă cari se întâlnesc în partea superioară a domului bazaltic dela Racoș, în acoperișul varietăților compacte, în blocuri-bombe de diverse dimensiuni, macroscopic sunt brune întunecate formate dintr'o masă plină de porozități și goluri vesiculare de 1—10 mm. mărime, având uneori dimensiunea de 3 cm. La microscop în secțiune, prezintă aceeaș pastă intersertală, formată din întreteseri de microlite de plagioclași, ca și varietățile compacte, cu deosebirea că aceste varietăți sunt mai puțin cristalizate, cu element hialopilitic mai bogat în masa lor, microlitele de plagioclași având dimensiuni mai reduse. Totuș gradul de mineralizare al acestor varietăți este remarcabil, deși prin un proces de degazeificare concomitent unei reduceri de presiune, au fost lipsite în parte de agentul mineralizator principal, de gazele din magmă. Subliniem, ca o particularitate petrografică a acestor varietăți, marea desvoltare a cristalelor de olivină din compoziția lor minerală, atât ca dimensiune cât și ca repartizare cantitativă, însoțită de o considerabilă reducere a granulelor de augită, individualizate în cantitate mai mică, mai mult sub forma de microgranulațiuni diseminate între microlitele pastei fundamentale.

Această particularitate își găsește explicarea, în ordinea de succesiune — stabilită de LAGORIO și ROSENBUSCH [2]) — în care se separă olivina și piroxenul din compoziția magmelor vulcanice. Ortosilicații de Fe și Mg se separă înaintea metasilicaților metalelor corespunzătoare, și deci olivina se individualizează înaintea augitei. In compoziția minerală a varietăților de bazalte scoriacee, phenocristalele de olivină aparțin generațiunii intratelurice, deci stadiului când magma bazaltică nu era degazeificată, agenții mineralizatori contribuind astfel la individualizarea lor macrogranulară. Granulele de augită s'au separat ulterior, în stadiul când magma devenise efuzivă și când prin o

[1]) S. SZENTPÉTERY: A Persáni-hegység déli fel. mezozoik. erupt. közetei. Muz. Füz 1909, v. IV, No. 2.

[2]) A. LAGORIO: Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Tschermaks Mitth. Bd. VIII, 1887.

H. ROSENBUSCH: Über die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Tschermaks Mitth. Bd. XI, 1889.

Institutul Geologic al României

degazeificare în masă, fiind lipsite de acțiunea agenților mineralizatori a gazelor din magmă, s'au separat în cantitate mai redusă sub formă microgranulară. Granulele de olivină din compoziția acestor bazalte scoriacee, întâlnite în microgranulațiuni de 30μ până la phenocristale de aproape 2 mm. lungime, se remarcă prin un grad foarte avansat de serpentinizare, mascate uneori complet cu draperii fibroase de crysotil sau cu fulgi scămoșați de antigorit. Pe lângă componentele minerale descrise mai remarcăm în masa acestor varietăți de roce, granulațiuni isometrice de magnetită, bogate dispersiuni de opacit, granule cu contur patratic de picotită iar în golul alveolelor veziculare din masa secțiunii, fragmente și terminațiuni miarolitice de bastonașe de plagioclași și de prisme de olivină.

Altădată pereții interni ai veziculelor sunt tapisați cu infiltrațiuni secundare de calcită, cari se preling uneori — în dâre de șiroire sau sub forma de revărsări în petece lamelare — și peste masa fundamentală a secțiunii, dealungul crăpăturilor ce străbat masa granulelor minerale. In unele eșantioane dintre aceste varietăți de bazalt — remarcăm, paralel zonelor pătrunse de infiltrațiunile calcaroase, antrenări în curenți de scurgere, formate din microlite de paglioclazi, din granule de olivină și magnetită și din numeroase microlite de piroxen de 20—50μ, cu o extincțiune de 42—45^0 (diopsid-augită).

Direcția de scurgere a acestor curenți vizează de regulă golul unei alveole sau vezicule din masa secțiunii. Antrenarea lor se datorește forței de expansiune a gazelor în momentul eliberării lor din masa magmei bazaltice. Comparativ, varietățile de bazalte veziculare sunt cu mult mai mineralizate decât varietățile cavernoase-scoriacee, având un element apolar redus, iar microlitele de plagioclași din masa lor fundamentală, au o desvoltare analoagă microlitelor similare din masa varietăților compacte.

IV. Alte varietăți de bazalt

Pentru lămurirea condițiilor petrogenetice ale bazaltului dela Racoșul de jos, am studiat și câteva eșantioane din celelalte puncte ale regiunii cu bazalte, din valea Oltului superior, utilizând materialul depozitat în colecția petrografică a *Institutului de Mineralogie-Petrografie al Universității din Cluj*. Astfel: *Bazaltul dela Comăna*, formând punctul extrem de S-W al regiunii cu bazalte, macroscopic brun-întunecat, afanitic; sub microscop în secțiune prezintă o masă fundamentală hialopilitică apolară cu începuturi de cristalizare, formată din microlite fine-aciculare de plagioclazi dela 10—60μ. In masa fundamentală microlitele de plagioclași formează intreteseri intersertale, cu o comportare optică corespunzând termenilor din seria labradorului și a bytownitului, cu o desvoltare analoagă celor din bazaltul dela Racoș.

Institutul Geologic al României

Olivina și augita din compoziția acestor roce, se întâlnesc cu o desvoltare mai redusă decât elementele similare din bazaltul menționat, având însă aceleași particularități petrografice. Remarcăm în schimb o abundență a pigmentului negru-opacitic, impregnând întreagă masa fundamentală a secțiunii. Incluziuni exogone de cuarț întâlnim și în masa acestor bazalte, marcate prin caracteristica zonă keliphytică, formată din microlite de piroxen cu o dimensiune mai redusă (10—30μ). Cuarțul din aceste incluziuni, apare în asociații cristaloblastice, formate din granule xenomorfe cu extincțiune ondulatorie, de 20—0.1 mm. dimensiune. Incluziunile din masa granulelor de cuarț — formate din element vitros, bule de gaz și din microlite de apatită — le imprimă o origine identică cu a incluziunilor similare din bazaltul dela Racoș.

Bazaltul dela Fântâna, prezintă sub raportul gradului de mineralizare multă analogie cu bazaltul dela Racoș, având aceleași elemente minerale, separate în masa sa, cu aceeaș proporție cantitativă de repartizare, iar olivina acestui bazalt, având, acelaș grad de serpentinizare. Incluziuni exogene de cuarț nu am remarcat în masa acestui bazalt. Intâlnim în schimb zone keliphytice de piroxen, marcând golul unei alveole sau vezicule. Probabil că incluziunile de cuarț au suferit o resorbție completă sau că microlitele din zona keliphytică, au fost antrenate din pasta fundamentală a rocei, de forța de expansiune a gazelor eliberate prin degazeificare.

Bazaltul dela Hoghiz, prezintă un grad analog de mineralizare, atât varietățile compacte cât și varietățile vezicular-poroase. Remarcăm în schimb în masa acestui bazalt, procesul avansat de coroziune și resorbție magmatică al granulelor de olivină, marcat prin adânci alveole și escavațiuni periferice al cărora gol este tapisat cu granule de magnetită sau este umplut cu infiltrațiuni din masa fundamentală. Granulele de olivină și astădată prezintă acelaș stadiu avansat de serpentinizare. Remarcăm și incluziuni exogene de cuarț, aproape complet resorbite, cu caracteristica zonă marginală keliphytică, restul componentelor sale având, particularitățile cristalografice descrise.

In rezumat reținem următoarele concluziuni, ale studiului nostru comparativ, făcut asupra bazaltelor din valea Oltului superior:

Bazaltul dela Racoșul de Jos, se remarcă — dintre toate aparițiile analoage — prin cel mai avansat grad de mineralizare, sub raportul desvoltării ca dimensiune, a componentelor sale minerale.

O particularitate a bazaltului dela Racoș este repartizarea cantitativă în proporții aproape egale a componentelor sale principale: olivina și augita; în restul aparițiilor de bazalte se întâlnește o prevalare ca separație magmatică a olivinei și o reducere a augitei.

Institutul Geologic al României

Incluziunile exogene de cuarț sunt comune majorității bazaltelor din această regiune, având aceeaș proveniență și origine, în parte din materialul tufului dacitic, care însoțește aparițiile de bazalte, în întreaga regiune, în parte din materialul rocelor neocomiane (gresii, conglomerate) din profunzimea regiunii. Ca timp de erupțiune, aceste bazalte sunt considerate ca produsul unei singure erupțiuni, fără intermitențe, corespunzând intervalului dintre Levantinul inferior și Levantinul mediu [1]).

Cluj, 1925.

---

[1]) E. LÖRENTHEY: Értesitö, 1895, bd. 17, p. 198, 309.
A. KOCH: Tertiarbildungen, II, Neogenteile, 1900, p. 317.

Institutul Geologic al României

BEITRÄGE ZUM PETROGENETISCHEN STUDIUM DES BASALTES

MIT EXOGENISCHEN QUARZ-EINSCHLÜSSEN VON RACOȘUL DE JOS

Kurze Zusammenfassung

VON

DR. VICTOR N. LAȚIU

Das säulenförmig abgesonderte Basalt von Racoșul de Jos gestaltet eine domatische Anhäufung von 1 km²., mit einer geöffneten Neigung gleichlaufend mit dem rechten Ufer des Altflusses, durchbrechend von O-SO. die Formation der dazitischen Tuffe und von N-NW. die Schichtgruppe der miocänischen Mergeln.

Ähnliche Basalterscheinungen findet man längs einer 20 km. langen tektonischen Linie mit einer NE-SW.-lichen Richtung, in mehreren Orten in dem oberen Tale des Altflusses, beim: Hoghiz, Bogata Oltului, Fântâna, Lupșa und Comăna. Die Erscheinungszone der Basalte ist in seiner Länge überall von der dazitischen Tuffeformation begleitet.

Der Basaltstock von Racoșul de Jos gliedert sich in aphanitisch-säulenförmig abgesonderte Gesteinsvarietäten und in coccolitisch-blâtterige Gesteinsarten aus, bedeckt von löcherig-schlackigen Lawablöcken.

Die aphanitisch-massigen Basaltarten erscheinen makroskopisch dunkelschwarz. Unter dem Mikroskop, im Dünnschliff, zeigen sie ein intersertalophitisches Gefüge, körnig ausbildungsartig, fast vollkristalisiert mit reduziertem Glaselement, in der Grundmasse mit Ausscheidungen von leistenförmigen Plagioklas-Mikroliten (20μ—0.4 mm.) sich verknüpfend mit zahlreichen Olivin- und Augit-Körnchen (20μ—0.1 mm.). Die Plagioklasleisten aus dem Grundmasse besitzen eine optische Orientirung entsprechend der basischen Individuen der Plagioklasreihe und zwar den Labradorit und Bytownit Gliedern.

Zwischen seinen Mineralbestandteilen findet man Olivin- und Augit-Körner mit macroporphirischer Entwicklung (0.1—1.5 mm.), als grosse Einsprenglinge in der Grundmasse. Der Augit kommt vor in prismatischen Kristallen von der Kombination: $\infty P\infty$ 100 $\bar{1}00$, $\infty P\infty$ 010 $0\bar{1}0$, ∞P 110 $1\bar{1}0$,

Institutul Geologic al României

oP 001 00$\bar{1}$, mit einer Auslöschungsschiefe von 42°—48° manchmal bis 54°, mit schwachem Pleochroismus: Ng | c=Np | a=braun-grünlich, Nm | b=schwach-gelblich. Die Schnitte ⊥ C (001) zeigen im konvergenten Lichte einen Axenwinkel $\gtrless 60^0$.

Das Olivin kommt vor in prismatisch-wasserhellen Kristallen, welche oft von Klüften und Rissen mit beginnender Serpentinisierung durchzogen sind, in der Länge der Spaltrisse verwandelt im gelbgrünlichen Ausscheidungen von Crysotil und Antigorit mit faserig-flaumiger Struktur.

Als secundäre Mineralbestandteile erscheinen daneben noch reichlich isometrische Magnetitkörnchen (20—80μ) und Apatitnädelchen (10—20μ) in geringerer Menge, teils als Gemengteile in der Grundmasse, teils als Einschlüsse in der Masse der Augit- und Olivin-Körner. Die Olivin-körner besitzen noch einige Einschlüsse von Picotit in winzigen dunkelgrünen Oktaederchen.

Die löcherigen, porösen und schlackigen Basaltarten von Racoșul de Jos besitzen eine ähnliche Mineralzusammensetzung wie die der massigen Varietäten, abweichend nur durch die Dimension und die quantitative Repartierung ihrer einzelnen Bestandteile. Verhältnismässig sind die porös-blasigen Basaltarten mineralreicher und besser kristallisiert als die löcherig-schlackigen Varietäten, in der Folge der verschiedenen Entfernungsbedingungen der Mineralisateur-Gase aus dem effusiv-basaltische Magma.

In der Grundmasse beider Basaltarten, — entsprechend der Reihenfolge der Ausscheidungen in Eruptivgesteinen, — besitzen die Olivinkörner eine reichlichere und grössere Entwicklung als die der Augitkörner und durch diese Einzelheit unterscheiden sie sich von den massigen Basaltarten. Die blasig-schlackigen Basaltvarietäten sind noch reichlicher im staubförmig-schwarzem Opacit und längs der Klüfte und Spaltrisse sonst als Umhüllungen im Inneren der Blasen und Löcher, man findet noch reichliche sekundär — Einatmungen von Calcit, manchmal mit lepidoblastischer Struktur.

Die wichtigste Beschaffenheit aller Basaltarten sind die fremdexogenen Quarzeinschlüsse in ihrer Masse, deren Ursprung, man in dem Material der dazitischen Tuffe oder in dem Material der neocomischen Gesteine aus dem Untergrunde suchen muss, welche auch die Basalterscheinungen im ganzen oberen Tale des Altflusses begleitet. Die exogenen Quarzeinschlüsse sind clastikförmig, von einer Keliphytzone umhüllt, aus zahlreichen winzigen (20—40μ) Piroxenmikroliten (Diopsid) gestaltet, mit ihrer Längsrichtung senkrecht auf die Kontaktzone mit den Quarzeinschlüssen. Ihre Entstehung erklärt sich durch folgende Reaktion:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3$$
$$Fe_2SiO_4 + SiO_2 = 2FeSiO_3$$

Institutul Geologic al României

welcher chemisches Gleichgewicht von Massenwirkung und Phasen-Regel bedingt ist [1]). Durch dieselbe Reaktion erklärt sich auch der Mangel der Olivin-körner zwischen den Bestandteilen der Keliphytzone, gebildet nur aus Piroxensäulenchen. Der SiO_2 Apport — in der Grundmasse des Basaltes von den Quarzeinschlüssen gebracht, — verwirklicht nur die Ausscheidung der Piroxenmikroliten.

Die Grösse der exogenen Quarzeinschlüsse wechselt (1 mm.—5 cm.) von der Grösse eines Pisolits bis zu der eines Obstes. Die exogenischen Quarzeinschlüsse — als eine allgemeine Erscheinung — findet man in der Grundmasse aller Basalte in dem oberen Tale des Altflusses, besitzend denselben Ursprung, dessen Vorkommnis in der petrograpischen Literatur bis heutigen Tags nicht erwähnt ist.

Ähnliche Quarzeinschlüsse kommen noch in der Grundmasse des Basaltes von Detunata, bei Roşia im Siebenbürgischen Erzgebirge vor [2]).

Die Eruptionszeit der Basalterscheinungen in dem oberen Tale des Altflusses entspricht dem Intervalle zwischen der unteren und mittleren Levantinperiode [3]).

---

[1]) BAUR: Chemische Kosmographie, 1903.
ROBERT MARC: Chemische Gleichgewichtslehre. Jena, 1911.

[2]) I. SZABÓ: A bazaltok Quárzzárványa. M. Földt. Társ. Munk. III, 1867, p. 142.
A. KOCH: Görcsöi közetvizsgálatok. M. tud. Akad. Értek. II, 1871, p. 15.

[3]) E. LÖRENTHEY: Értesitö. 1895 bd. 17. p. 198, 309.
A. KOCH: Tertiarbildungen. II. Noegenteile. 1900. p. 317.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EXPLICAREA MICROFOTOGRAFIILOR
VARIETĂȚILOR DE BAZALT DELA RACOȘUL DE JOS

DE

Dr. VICTOR N. LAȚIU

TABLA I

Fig. 1. Bazalt compact cu phenocristale de olivină (gri-fracturate) și augită (albe) înglobate într'o masă fundamentală formată din intreteseri intersertale de bastonașe albe de plagioclași. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt mit Olivin und Augit-Einsprenglingen (weiss-grau) in einer Grundmasse mit leistenförmigen Plagioklas-Ausscheidungen, vom Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Fig. 2. Bazalt vezicular cu phenocristale de olivină (gri-fracturate) și augită (albe) în massa fundamentală cu goluri (negre). Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 50 ori.

Blasiger Basalt mit Blasen (schwarz) und mit Olivin und Augit-Einsprenglingen von Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 50-mal.

Fig. 3. Bazalt scoriaceu cu caverne (negre) și cu infiltrațiuni secundare de calcită (albe). Racoșul de Jos. In lumină polarizată. Nicolii +, mărit de 23 ori.

Schlackiger Basalt mit sekundären Einatmungen vom Calcit, v. Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Fig. 4. Bazalt cavernos cu o cavernă (neagră) tivită cu infiltrațiuni (albe) de calcită. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 50 ori.

Löcheriger Basalt mit Einatmungen von Calcit. Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 50-mal.

Fig. 5. Bazalt compact cu o incluziune exogenă de cuarț (albă-fracturată) cu o zonă periferică de keliphyt format din microlite (albe) de piroxen. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt mit exogenen Quarzeinschlüssen, von einer Keliphytzone umhüllt. Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Fig. 6. Bazalt compact cu două incluziuni exogene de cuarț (albe) cu o zonă periferică de keliphyt. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt mit zwei exogenen Quarzeinschlüssen, von einer Keliphytzone umhüllt. Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

TABLA II

Fig. 7. Bazalt compact cu o incluziune exogenă de cuarț (albă-fracturată) cu urme de coroziune și resorbție magmatică. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 50 ori.

Institutul Geologic al României

Massiger Basalt mit magmatisch korrodierten, exogenen Quarzeinschlüssen. Im polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 50-mal.

Fig. 8. Keliphyt format din microlite (albe) de piroxen conturând o incluziune exogenă de cuarț în masa Bazaltului compact. Racoșul de Jos. In lumină polarizată, Nicoli +, mărit de 50 ori.

Keliphyt, aus winzigen Piroxenmikroliten gebildet, in der Grundmasse des Basaltes von Racoșul de Jos. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 50-mal.

Fig. 9. Bazalt compact cu o incluziune exogenă de cuarț (albă-fracturată) dela Detunata, Munții Metalici Apuseni. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt mit exogenen Quarzeinschlüssen von Detunata. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Fig. 10. Bazalt compact cu incluziuni exogene de cuarț cu escavațiuni de coroziune și resorbție magmatică. Detunata, Munții Metalici Apuseni. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt von Detunata mit exogenen Quarzeinschlüssen. Munții Metalici Apuseni. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Fig. 11. Bazalt compact cu o incluziune exogenă formată dintr'un fragment de rocă eruptivă cu două cristale prismatice de Plagioclași. Detunata. Munții Metalici Apuseni. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 23 ori.

Massiger Basalt von Detunata mit einem fremden Einschluss aus einem Fragment von Eruptivgesteinen. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 23-mal.

Institutul Geologic al României



Fig. 1

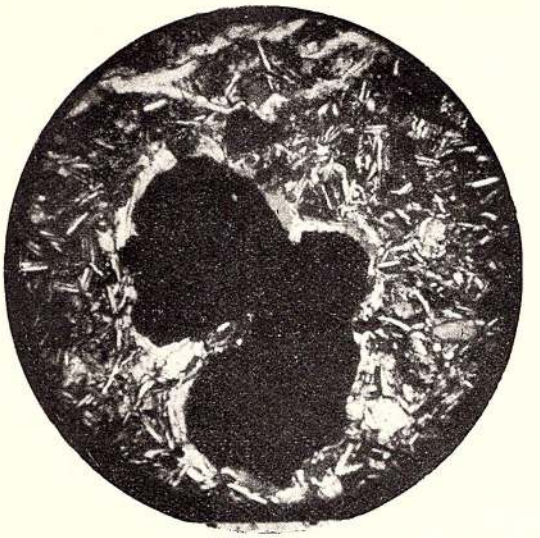


Fig. 4

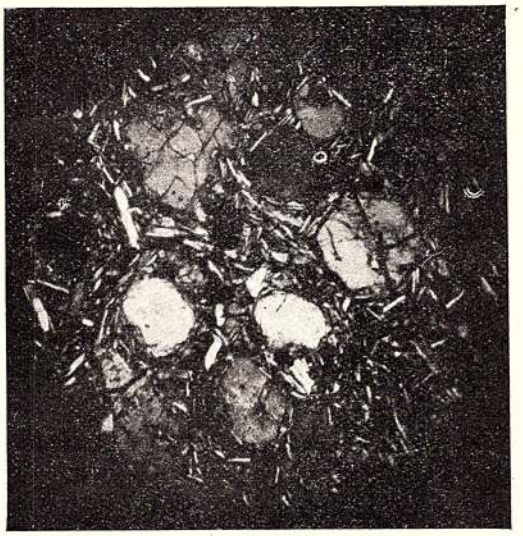


Fig. 2

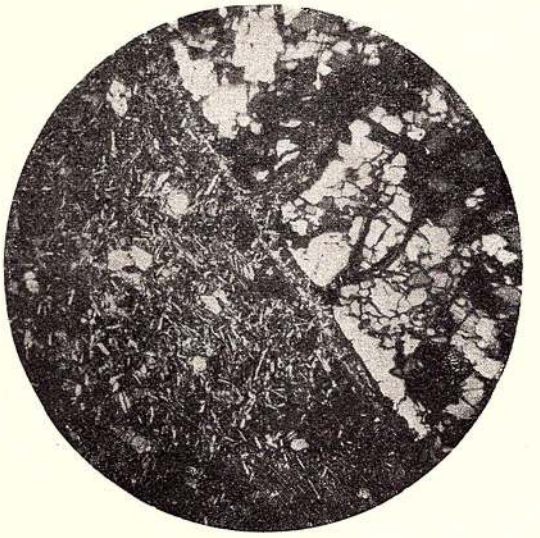


Fig. 5



Fig. 3



Fig. 6

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Fig. 7

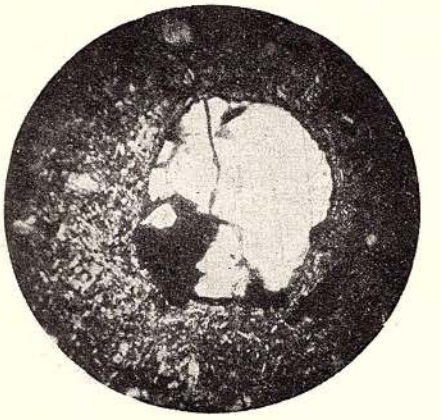


Fig. 9

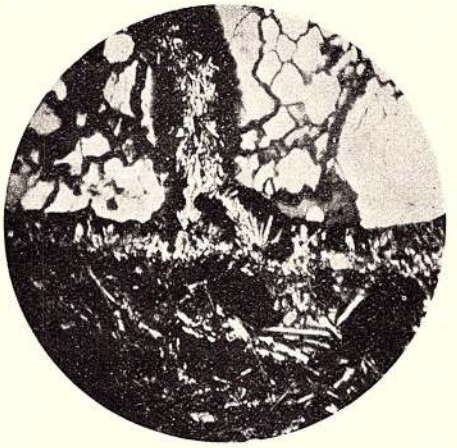


Fig. 8



Fig. 10



Fig. 11

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚIUNI
LA
STUDIUL MICROGENETIC AL MINEREURILOR DE FER DELA GHELAR
(JUD. HUNEDOARA)

DE

Dr. VICTOR N. LAȚIU

I. Situația zăcămintelor de fer și geologia regiunii

Zăcământul cu minereuri de fer dela Ghelar (jud. Hunedoara) se prezintă ca un produs de metasomatoză epigenetică și ca un fragment din complexul unei regiuni bogate în zăcăminte lenticulare cu minereuri de fer. Distribuția lor atinge o suprafață de aproximativ 40×70 kmp. având o orientare NE-SW, și fiind limitată la NE de cursul Streiului iar la SW de apele Timișului. Această regiune aparține unității tectonice denumite «Poiana Ruscă», și cuprinde teritoriile localităților: Teliucul de jos, Plopca, Ghelar, Ruda, Alun, Valea Dobrii, Lunca, Cerna și Ruschița.

Basimentul întregii regiuni este format din masa — uneori puternic plisată — a Șisturilor cristaline, în sinclinalele cărora se intercalează într'o succesiune adânc frământată, puternice massive de calcar dolomitic. Vârsta devoniană a acestor massive de calcar dolomitic — din insuficiență de date paleontologice — este problematică [1]), presupusă din observarea, că massa calcarului dolomitic, formează un complex puternic frământat, în alternanțe repetate cu formațiunea superioară a șisturilor filitice sericitizate. Formațiunea «Calcarului dolomitic», în profunzime, este constituită dintr'o massă albă, recristalizată, de calcar pur, trecând în spre suprafață, în zonele mai superioare, într'o massă fin granulată, alburiu-surie, de calcar dolomitic.

Masa de șisturi cristaline, în profunzimea ei, este străbătută, în întreaga regiune cu minereuri de fer, de puternice lacolite granitice, uneori cu străpungeri și iviri chiar la suprafață (granititul dela Băuțar-Criva la 15 km. spre sud de Ghelar), cari au provocat sau au completat metamorfismul șisturilor cristaline.

---

[1]) HALAVÁTS J.: M. K. Földt. Int. 1900 évi jelent. Bpest. 1902, p. 84.

Institutul Geologic al României

Zona minereurilor de fer din masa Calcarului dolomitic dela Ghelar are o desvoltare în lungime de 2.5 km. și reprezintă o suprafață de 1.533.957 m.p. [1]), în mare parte exploatată, exploatarea în prezent concentrându-se asupra zăcământului principal.

Zăcământul principal dela Ghelar se prezintă în forma unei lentile puternice în masa calcarului dolomitic, având ca pat o masă de calcar pur, cuprinsă în șisturile filitice sericitizate (Fig. 1).

Zăcământul are o desvoltare maximă în lungime de 740 m., cu o grosime de 174 m. și este explorat prin cinci galerii orizontale pe o înălțime — în planul unei secțiuni transversale — de 104 m., cu o diferență de nivel dela suprafața reliefului, de 21 m. (v. Papp, op. cit., p. 413).

Varietățile de minereuri, individualizate în masa acestui zăcământ — din profunzime în spre suprafață — se succedează în următoarea ordine: a n k e r i t a, s i d e r o z a, m a g n e t i t a și l i m o n i t a; minereul din urmă, ca

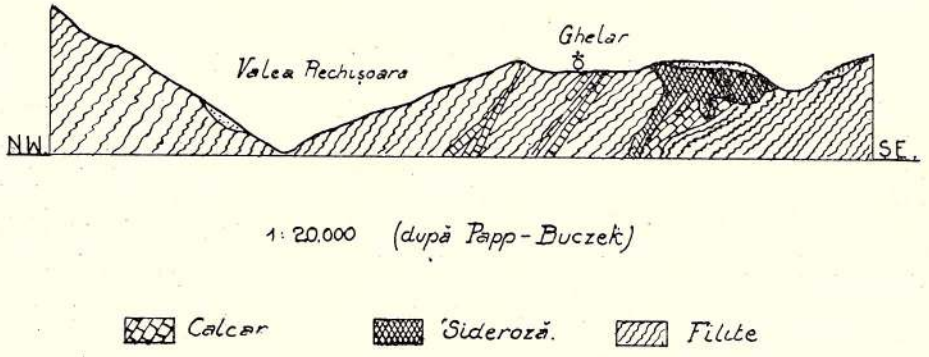


Fig. 1
Secțiune prin zăcământul cu minereuri de fer dela Ghelar

produs de hidratare secundară, se prezintă la suprafață ca «Pălărie de fer», caracteristică.

Dintre minereurile menționate, ankerita din profunzimea zăcământului se intercalează, geneticește, prin intermediul unei zone de calcar ankeritic, între masa calcarului dolomitic — cu treceri în adâncime în calcar pur, — și între zona puternic desvoltată a minereului de sideroză în parte impregnat cu granulațiuni de magnetită, care trece în spre suprafață într'o masă bine desvoltată, formată din minereu de limonită. Minereurile de sideroză apar uneori impregnate sau draperizate cu incrustațiuni granulare de pirită și calcopirită, iar varietățile brune de sideroză, pe lângă substanțe manganoase (piroluzită și manganit) conțin în masa lor și dispersiuni de grafit, ca produs de precipitare rezultat din emanațiile mofetice provenite

[1]) PAPP C.: A magy. bir. vasérc és köszénkészlete. Bpest. 1915, p. 413.

Institutul Geologic al României

din profunzime. Ca minerale secundare în asociație cu minereurile de fer, se înregistrează încă geode cu cristale de calcită, agregate lamelare de baritină și draperii incrustante de malachită.

II. Geneza minereurilor de fer

Minereurile de fer dela Ghelar, din punct de vedere mineralogenetic, se comportă ca produse de transformare metasomatică — epigenetică a calcarului dolomitic depozitat pe masa multiplisată a șisturilor filitice. Intrusiunile lacolitice granitice ulterioare formațiunii acestor șisturi, însoțite de emanații și eșiri hidrotermale ferohidrocarbonatate, au provocat în parte recristalizarea în marmoră a acestor calcare, transformându-le prin metasomatoză epigenetică în minereu de siderozā. Se știe, că la astfel de transformări, în condițiuni similare, se pretează mai bine calcarele și dolomitele.

Amestecul isomorf de CO_3Ca și CO_3Mg, cu o variație în densitate de 2,55—2,85 — în funcțiune de variația proporției moleculare a CO_3Mg într'o soluțiune cu $Cl\,NH_4$ și la o presiune mai mare, se desintegrează dejà la 90° scindându-se în componentele sale [1]). Prezența deci a $Cl\,NH_4$ în conținutul emanațiilor pneumatolitice-hidatogene [2]), alături de $CO_3\,(NH_4)_2$, sub forma de fumerole acide cu salmiac [3]), provoacă mobilizarea în transformări chimice a amestecului isomorf: CO_3Ca. CO_3Mg, denumit calcar dolomitic.

In general rocele carbonatate și în special calcarele și dolomitele, sunt susceptibile de transformări chimice sub acțiunea fenomenelor pneumatolitice-hidatogene, în faza fluidă, comportându-se ca niște filtre de absorbție față de soluțiunile de SiO_2 de origine magmatică, singenetic însoțite de soluțiuni hidrotermale de Al, Fe, Mn, etc. [4]). Astfel, prin procese epigenetice hidrotermale de natură postvulcanică, masa fingranulară a calcarelor dolomitice, prin reacțiuni de dublă descompunere, poate fi transformată în siderozā (CO_3Fe). Geneza metasomatică a minereurilor de siderozā și magnetită WEINSCHENCK [5]) o conexează cu injectările de pegmatite și aplite, iar SCHAFARZIK [6]) atribuie transformarea metasomatică a calcarelor dolomitice

[1]) LINCK G.: Monatsbericht. d. Deutsch. Geol. Gesellschft. 1909, p. 230. DIESEL W.: Zeitschr. f. krystall. 1911, p. 250, v. 49. GRÜNBERG K.: Zeitschr. f. anorg. Chem. 1913, v. 80, p. 337.

[2]) WOLFF F.: Vulkanismus. Stuttgart, 1914, p. 72—107. BRUN A.: Recherches sur l'Exhalaison volcanique. Genf. 1911.

[3]) ERDMANNSDÖRFFER O. H.: Grundlagen d. Petrographie. Stuttgart, 1924, p. 90.

[4]) BOEKE H. E-EITEL W.: Grundlag. d. physik-chem. Petrographie, 1923, p. 528.

[5]) WEINSCHENCK E.: Grundzüge d. Gesteinskunde, II, Freiburg, 1905, p. 274, 315.

[6]) SCHAFARZIK F.: Gyalár környékének földt. viszonyai. A. M. K. Földt. Int. évi jelentése 1908-ról. Bpest. 1910, p. 58—66.

Institutul Geologic al României

în sideroză și a siderozei în magnetită acțiunii postvulcanice a intrusiunii laccolitelor granitice și în special apofizelor lor aplitice, remarcând chiar prezența filoanelor aplitice în masa filitelor sericitoase dela Ghelar precum și în masa rocelor înconjurătoare a zăcămintelor de sideroză limonitizată.

BAUMGÄRTEL [1]), bazat pe observațiile făcute asupra condițiunilor de geneză ale siderozei din zăcămintele similare dela Hüttenberg, consideră injectările din masa minereurilor de fer dela Ghelar, ca filoane aplitice, analoage H ä l l e f l i n t e i și nu Cuarțitelor cum au fost considerate, având o struc-

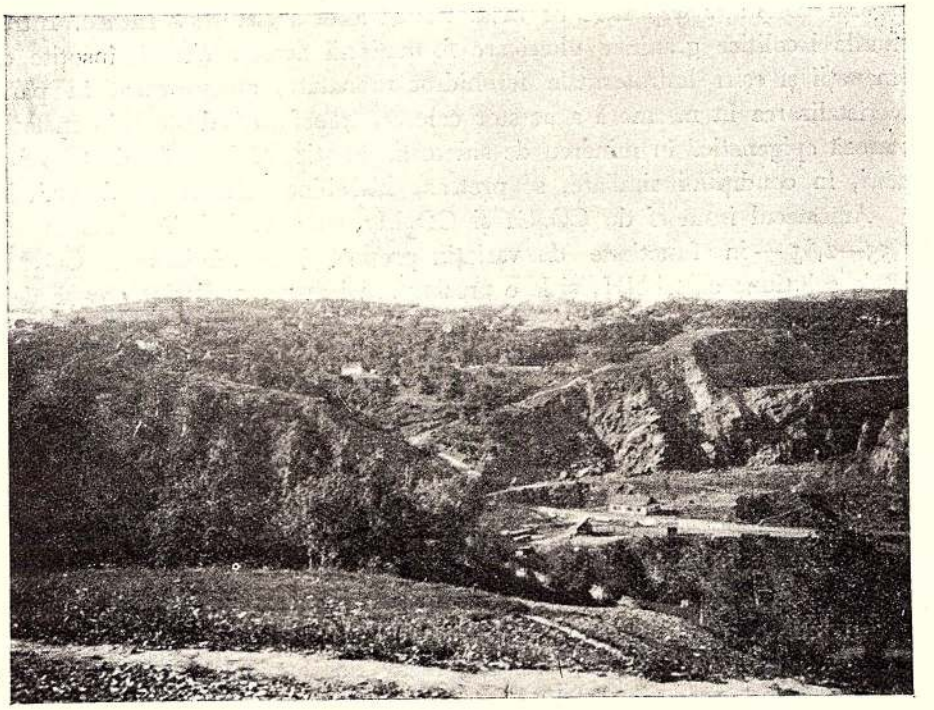


Fig. 2 *(Foto colecț. Instit. de Mineralogie-Petrografie al Universității din Cluj.*

Ghelar — Vedere generală
Ghelar — Generalansicht

tură stratificată fiind formate din agregate microgranulare de ortoclas, cuarț, zircon și din lamele de o mica cu coloare deschisă, în parte propilitizată sau caolinizată.

Principalele minerale ale zăcămintelor metasomatice-epigenetice, formate din reacțiuni de dublă descompunere între $(CO_3)_2$ Ca. Mg și soluțiunile hi-

[1]) BAUMGÄRTEL B.: Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichs-Anst. v. 52, 1902, p. 243.

Institutul Geologic al României

drotermale, formează adeseori parageneze cu pirita și calcopirita, având ca minerale sterile (de gangă) o serie de carbonați. Cvarțifiarea, piritizarea și calcopiritizarea acestor minereuri, în mod primar sau secundar, este un fenomen foarte frecvent, comportându-se ca o particularitate mineralogenetică observată în general la majoritatea minereurilor de fer din zăcăminte formate prin procese metasomatice de infiltrațiune și prin impregnarea cu soluțiuni hidrotermale [1]). După BEYSCHLAG, KRUSCH și VOGT (op. cit. nota 1, p. 279), în interpretarea mecanismului chimic ce se desprinde din condițiunile de geneză observate în studiul diferitelor zăcăminte cu minereuri de fer, minereurile de sideroză din masa acestor zăcăminte se separă din soluțiuni hidrocarbonatate, precipitându-se din starea metastabilă bicarbonatată $[(CO_3)_2H_2Fe]$ în zonele mai superioare din scoarță, în urma unei reduceri de presiune, în forma stabilă de carbonat (CO_3Fe) cu eliberare de CO_2, conform reacțiunii următoare: $(CO_3)_2H_2Fe = CO_3Fe + CO_2 + H_2O$.

Prin transformări metasomatice secundare — însumate în procese de oxidare și de hidratare — sideroza se poate transformă în limonită, conform reacțiunii următoare: $4CO_3Fe + 3H_2O + O_2 = 2Fe_2O_3 . 3H_2O + CO_2$ [2]).

In ambele reacțiuni se desvoltă CO_2 ,care în soluțiune apoasă este un factor solubilizant principal al calcarului (CO_2Ca), chiar la o presiune redusă. La o presiune de 5 atm. devine ușor solubil și CO_3Mg. Astfel, între limitele de presiune 1—5 atm., ambii carbonați, sub forma de calcar dolomitic, devin solubili în ape carbonatate, susceptibili deci de a intră în mod secundar în reacțiuni de transformare și de dublă descompunere [3]). Hidratarea și oxidarea în mod secundar a siderozei din masa zăcămintelor de fier progresează dela suprafața zăcămintelor în spre profunzimea lor. Cu ocaziunea acestor transformări secundare substanța manganoasă din masa minereurilor de sideroză se individualizează aparte de oxizii și hidrații de fier, sub forma de minerale amorfe (psilomela, wad) în faza de hidrogeluri, sau sub forma cristalizată (pirolusită, manganit) [4]).

Prin fenomene de metamorfism dinamic sideroza se poate transformă în magnetită [5]), în sensul următoarei reacțiuni: $3CO_3Fe = Fe_3O_4 + 2CO_2 + CO$. Magnetita în schimb, în mediu oxidant la o temperatură de 500°, se transformă în hematită: $2Fe_3O_4 + O\ 3Fe_2O_3$, reacțiune reversibilă deasupra temperaturii de 1200°. In baza datelor stabilite în mod experimental prin cercetările lui SOSMANN și HOSTETTER [6]), sistemul binar Fe_2O_3—FeO, se comportă ca

[1]) BEYSCHLAG F., KRUSCH P., VOGT J. L.: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine nach Form, Inhalt u. Entstehung. Stuttgart, II, 1913, p. 279.

[2]) KRUSCH P.: Primäre u. metasomatische Prozesse auf Erzlagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geologie. 1910, p. 165—180.

[3]) SKEATS E. K.: Amer. Journ. of. Sc. v. 45, 1918, p. 185—200.

[4]) BEYSCHLAG-VOGT-KRUSCH: Op. cit., p. 283.

[5]) BERGEAT A.: Die Erzlagerstätten. Leipzig, 1904, p. 165.

[6]) BOEKE-EITEL: Grundlag. d. physik-chem. Petrographie. Berlin, 1923, p. 203—205.

Institutul Geologic al României

o soluțiune solidă de Fe_3O_4 în Fe_2O_3. La temperatura de 1200°, curba presiunii de disociare indicată de isoterma presiunii de concentrație variază cu compoziția chimică a fazei solide, care la un conținut de 31,03% FeO, prezintă o presiune minimă de disociare a oxigenului, realizându-se astfel stabilitatea formei Fe_3O_4 (magnetitei) deasupra acestei temperaturi. Căldura desvoltată în metamorfismul de contact din natură, provoacă cu o intensitate mai mare și pe o scară mai întinsă, transformarea limonitei și a hematitei în magnetită, cu eliberare de oxigen [1]).

In baza acestor considerațiuni schițate în lumina datelor de literatură cuprinse în diferitele studii și cercetări făcute asupra diferitelor zăcăminte metasomatice de minereuri de fer, pentru lămurirea mai amănunțită a mecanismului mineralogenetic al minereurilor de fer din zăcământul dela Ghelar și în general și al celorlalte zăcăminte similare din Poiana-Ruscă, am luat în studiu de analiză microscopică varietățile principale de minereuri din zăcământul dela Ghelar, recoltate de noi în vara anului 1927, până în prezent lipsind un astfel de studiu.

Literatura publicată până în prezent asupra acestor minereuri, se ocupă mai mult cu problemele în legătură cu raporturile geologice și tectonice ale acestor zăcăminte [2]), cu datele de analiză chimică ale acestor minereuri [3]), cu istoricul exploatării lor [4]), precum și cu problemele economice-miniere ale zăcămintelor din această regiune. O valoroasă lucrare de sinteză asupra acestor zăcăminte, cât și asupra tuturor zăcămintelor de fer din Ardeal și Banat, în extensiunea unei bogate monografii, este lucrarea lui PAPP C. (A magyar birodalom vasérc és köszénkészlete. Budapest. 1915), în care se sintetizează, atât cercetările sale proprii cât și întreaga literatură publicată asupra acestor minereuri. Această monografie este totuș lipsită de un studiu de analiză microscopică al minereurilor de fer.

III. Studiul microscopic și microgenetic al minereurilor de fer din zăcământul dela Ghelar

Pentru studiul microscopic al acestor minereuri, care mi-a dat posibilitatea de a lămuri câteva particularități noui în legătură cu geneza lor, cu struc-

[1]) BECK R.: Die Lehre v. d. Erzlagerstätten, I, 1909, p. 167.

[2]) STUR D.: Bericht über geol. Übersichtsaufnahme d. süd-westl. Siebenbürgen. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. XIII, 1863, p. 41—42. POSEPNY F.: Über das Eisenstein-Vorkommen von Gyalár in Siebenbürgen. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1871, p. 39—40. HALAVÁTS J.: Hátszeg-Szászváros-Vajdahunyad környékének geol. alkotása. A magy. orv. és. term. vizsgálok XXXII gyül. munkálatai, 1903, p. 1—33.

[3]) C. V. HAUER: Arbeiten im chem. Laborat. d. k. k. Geol. Reichsanst. Jahrb. 1865, p. 172.

[4]) TÉGLÁS G.: A Vajdahunyad vidéki vasbányászat legrégibb emlékeiröl. Földt. Közl. 1895, p. 354—357. LATINAK G.: A Vajdahunyad magy. kir. vasgyár és tartozékai. Bányászat. és. Kohászati Lapok. 1916, v. 48, p. 1—151.

Institutul Geologic al României

tura lor și cu stabilirea fazelor de desfășurare a mecanismului lor microgenetic, în continuă transformare și în prezent, am analizat din punct de vedere macroscopic, microscopic și metalografic, următoarele varietăți de minereuri: s i d e r o z ă b r u n ă, s i d e r o z ă a l b u r i e d e s c h i s ă, s i d e r o z ă î n t r a n s f o r m a r e î n l i m o n i t ă, s i d e r o z ă m a g n e t i t i f e r ă și l i m o n i t ă.

In lumina acestor date de analiză microscopică, principalele varietăți de minereuri de fer din zăcământul dela Ghelar prezintă următoarele particularități mineralogice:

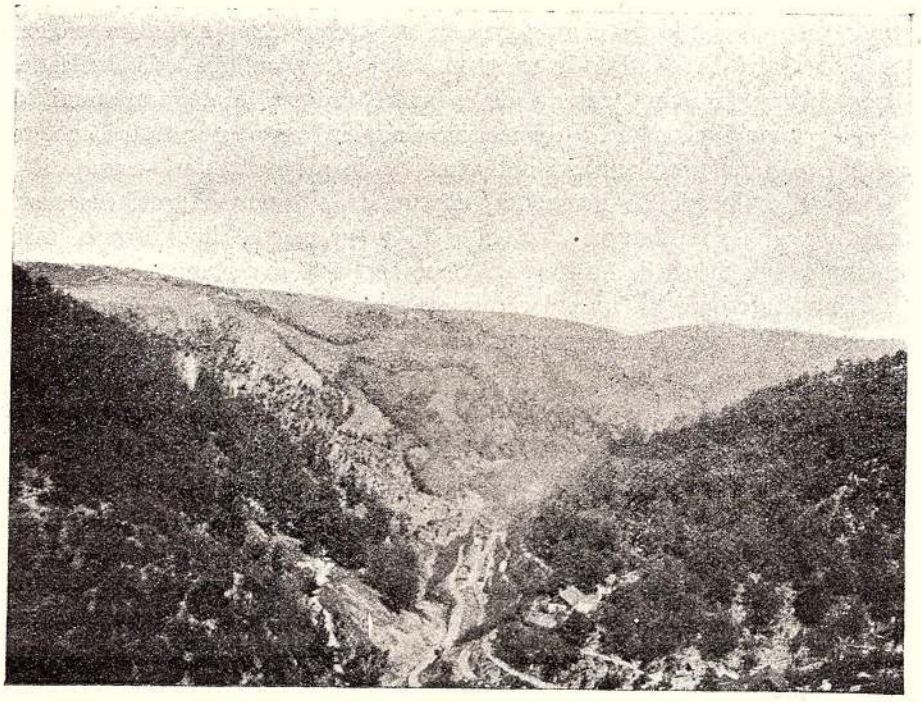


Fig. 3 *(Foto colecț. Instit. de Mineralogie-Petrografie al Universității din Cluj).*

Valea Rechișoara — Vedere generală, dela Ghelar înspre N. E.
Rechisoara-Tal, N-E-tliche Generalansicht

1. Varietățile de sideroză brună (Ghelar. secț. No. 1) macroscopic apar în nuanțe brune-surii, având o structură microgranulară, compactă, cu aderențe argiloase, uneori fiind tapisate cu draperii microgranulare de pirită cu reflexe aurii. Cu acizii minerali fac efervescență numai la cald, având o densitate (18°) de 3,79—4,00.

Sub microscop, în secțiune subțire, prezintă o structură g r a n o b l a s t i c ă - m i c r o g r a n u l a r ă, formată din granulațiuni h i p i d i o m o r f e-

Institutul Geologic al României

alotriomorfe de sideroză cu o dimensiune variată de 10μ—0.5 mm., majoritatea granulelor reliefând două direcțiuni de clivaj după $10\bar{1}1$ (+R). In lumină convergentă, pe lângă o grosime în secțiune de 10—20μ, apar în colori de interferență roze-alburii, de ordinul superior. Masa granulelor de sideroză în parte este clară, transparentă, în parte surie-murdară plină de incluziuni fingranulate de substanțe ferolimonitoase, porodinice, cari în dâre și fâșii scămoșate tapisează și crăpăturile din masa granulelor de sideroză fracturate. In conținutul mineral al acestor minereuri remarcăm încă numeroase granulațiuni xenomorfe de cuarț (20μ—0.1 mm.), cu extincțiune ondulatorie, având o repartizare cantitativă neuniformă în conținutul minereului. Granulațiunile de cuarț formează intreteseri microgranulare cu granulele de sideroză, întâlnindu-se și în asociații granulitice cristaloblastice, antrenate în masa unor curenți de injectare, formați din granulațiuni de 40μ—0.3 mm. dimensiune. In compoziția minerală a acestor eșantioane, remarcăm și granulațiuni, uneori isodiametrice de magnetită (20—130μ).

Alteori, pulberea de magnetită, alături de substanțele grafitoase, sub forma de opacit, impregnează în dâre lungi, parțial limonitizate, masa minereului sub forma de infiltrațiuni ce se continuă și dealungul crăpăturilor din câmpul secțiunii, în traseul cărora se evidențiază dealtfel și începuturile procesului de limonitizare metasomatică al acestor minereuri.

2. Varietățile de sideroză alburie (Ghelar. secț. No. 4) macroscopic apar în nuanțe sure-alburii, granular-compacte, cu aderențe brune-gălbui limonitoase. Cu acizii minerali face efervescență numai la cald, pe cale umedă dau reacțiunile cationului feros și feric, având o densitate (18°) de 3,57.

La microscop, în secțiune subțire, prezintă o masă fundamentală granoblastică, formată din granule de sideroză de 10μ—0.5 mm. crăpate sau cu clivaj romboedric, având aceleași particularități ca și granulele minerale identice, din masa varietăților brune de sideroză. Subliniem în schimb conținutul bogat în granulațiuni alotriomorfe de cuarț, al acestor varietăți de sideroză. Cuarțul se întâlnește diseminat în masa secțiunii, în granule de 40μ—0.3 mm., sau sub forma unor filoane granoblastice injectate, antrenând în masa curentului lor numeroase granulațiuni de sideroză, întâlnite chiar ca incluziune în masa unora dintre granulele de cuarț. Astfel, procesul de infiltrațiune silicioasă hidrotermală din conținutul minereului de sideroză, în cazul din urmă, a avut loc ulterior procesului de geneză metasomatică al acestor minereuri. In masa curentului filoanelor de cuarț remarcăm flocoane și dâre brune-gălbui de substanțe ferolimonitoase, granulațiuni de magnetită (în granulațiuni isometrice 20μ—0.130 mm.) diseminate și în masa fundamentală a secțiunii, precum și șnururi pigmentoase de opacit. Infiltrațiunile silicioase din masa acestor

Institutul Geologic al României

varietăți de sideroză, se remarcă mai mult dealungul fizurelor și a crăpăturilor din masa lor fundamentală, infiltrându-se parțial și în textura lor internă.

3. Varietățile de sideroză în transformare în limonită (Ghelar. secț. No. 5, 5a) macroscopic și microscopic prezintă particularitățile mineralogice descrise la varietățile de sideroză anterioare. Remarcăm astădată procesul de imonitizare al siderozei, manifestându-se sub forma de dâre brune-gălbni, anastomozate, împâslind spațiile dintre granulele de sideroză. Limonitizarea granulelor de desideroză începe dela pe- riferie avansând în spre centrul



Fig. 4 *(Foto colecț. Inst. de Mineralogie-Petrografie al Universității din Cluj).*

Zăcământul cu minereuri de fer de la Ghelar. — Exploatare la suprafață

Die Eisenerzlagerstätte von Ghelar — in Tagebauen ausgebeutet

masei lor. Adeseori centrele și zonele de limonitizare sunt însoțite de infiltrațiuni silicioase, individualizate în întreteseri granoblastice de cuarț. Astfel, procesul de infiltrațiune silicioasă hidrotermală, în cazul din urmă, a avut loc în același timp cu procesul de limonitizare al acestor varietăți de sideroză, ambele procese devenind con-

Institutul Geologic al României

comitente, însumându-se în efecte ale acțiunilor metasomatice, hidrotermale. In mare parte limonitizarea minereurilor de sideroză se manifestează și independent de procesu de silicifiare, comportându-se ca un proces de metasomatoză secundară, dinamizat prin acțiuni de hidratare.

In masa aureolelor și a zonelor de limonitizare remarcăm uneori individualizări granulare sau pigmentoase (40—65μ) roșii-cărămizii de hematită, altădată dâre gălbui de göthită. In compoziția minerală a acestor varietăți de sideroză remarcăm încă substanțe manganoase (piroluzită, manganit), altădată flocoane și dâre opace, fingranulate, de substanțe grafitoase. Unele eșantioane de sideroză în transformare în limonită (secț. No. 3), cu o densitate (18^0) de 3,73., prezintă și urme de metamorfism dinamic având o structură cataclastică, formată din dâre și fâșii negre, feromanganoase, în alternanțe rubanate cu granulațiuni de sideroză fracturate. In masa minereurilor de sideroză complet limonitizate remarcăm uneori pachete lamelare verzui-dicroice de biotită cloritizată, înglobate în masa curenților injectați, formați din infiltrațiuni silicioase, sau chiar ca incluziune în masa granulelor de cuarț, fiind uneori tapisate cu dâre brune-gălbui de substanțe ferolimonitoase. In lumina acestei particularități, se evidențiază și mai mult efectul acțiunilor hidrotermale din profunzime în mecanismul mineralogenetic al acestor minereuri, eșind totodată în evidență originea lor granititică de proveniență postvulcanică.

4. Varietățile de sideroză magnetitiferă (galeria Wagner-Ghelar. secț. No. 9—14) macroscopic, apar în nuanțe alburii-surii, granulare compacte, cu impatulări bogate, formate din numeroase granule negreopace de magnetită, având o desvoltare maximă de 4 mm. La lupă (12×) dejà se evidențiază forma lor cristalografică cu habit octaedric (111), fiind diseminate în pasta unui filon de cuarț injectat, cu infiltrațiuni adânci în masa minereului de sideroză, având o grosime variabilă de 2—4 mm.—2 cm. Masa filonului este semitransparentă, sticloasă, formată din granule de cuarț, cu diseminări de granule hexaedrice (100) cu striațiuni piritoedrice ($\pm$ 120) de pirită, cu reflexe galben-aurii. Examinând cu binocularul Greenugh și la microscopul metalografic câteva probe din varietățile de sideroză magnetitifere, am remarcat concreșteri, incrustațiuni și asociații paragenetice intime de granule de magnetită cu granule de pirită. Alteori în masa granulelor de magnetită, cu casură concoidală, fracturate sau șlefuite, remarcăm fragmente și zone centrale de pirită, înglobate prin o individualizare a magnetitei, ulterioară genezei granulațiunilor de pirită.

Institutul Geologic al României

Remarcăm și incrustațiuni de calcopirită pe granule de magnetită, sau chiar concreșteri ale ambelor minerale. Calcopirita, prezintă uneori zone verzi de carbonatare, fiind transformată parțial în malachită; alteori formeaze concreșteri micropegmatitice cu granulațiuni de pirită și pseudomorfoze chiar, după granulațiunile de pirită. Numeroase granule de magnetită să întâlnesc impatulate într'o pastă zaharoidă-gălbue, formată din sideroză pură. Granulele de magnetită izolate din masa minereului sunt paramagnetice, la analiza pirognostică și pe cale umedă, unele arată urme de titan. Minereul are o densitate (18^0)—3,62—3,70. In secțiune subțire sub microscop, apare format dintr'o masă fundamentală granoblastică formată din întrețeseri granulare idiomorfe-alotriomorfe de sideroză (20μ—0.5 mm.).

In această masă remarcăm numeroase diseminări de granule negre-opace de magnetită, în microgranulațiuni de 20—80μ, întrețesute cu granulațiunile de sideroză, până la macrogranule fenocristaline de 0.1—1 mm. dimensiune. In general predomine granulele de magnetită cu dimensiunea de 0.5—0.8 mm., fiind marcate prin conture geometrice pregnant delimitate, isometrice-isodiametrice: 0.131 × 0.133 mm., patratice, trigonale sau paralelogramice-pseudoromboidale cu o dimensiune minimă de 39 × 52μ, și cu o desvoltare maximă de 1.102 × 0.806 mm. In complexul acestor forme, multe având unghiuri diedre caracteristice formelor din sistemul trigonal, remarcăm și forme îngemânate după 111, cu un habit cristalografic pseudoromboidal. Majoritatea granulelor de magnetită — în secțiune — apar variat orientate, prezintând deformațiuni și iregularități de creștere ale formei cristalografice-octaedrice, altădată un habit cristalografic dodecaedric-romboidal (110).

Geneza granulelor de magnetită este în intimă conexiune cu prezența injectărilor aplitice din masa acestor minereuri, comportându-se în parte, ca produse perimagmatice-pneumatolitice, iar în parte, ca produse apomagmatice-hidrotermale. Granulele de magnetită cu desvoltare fenocristalină, în contact cu masa minereului de sideroză sau diseminate chiar în masa de sideroză pură, din punct de vedere genetic, se comportă ca produse prin metamorfism de contact caustic. Filoanele aplitice din masa minereului de sideroză s'au injectat în stadiul de soluțiuni magmatice, de topituri, consolidându-se în însăși masa minereului, transformat dejà în sideroză prin metasomatoză hidrotermală, fiind deci în stadiul susceptibil de a provocà metamorfoza minereului de sideroză prin contact caustic, desintegrându-l conform ecuațiunii următoare: $3CO_3Fe = Fe_3O_4 + 2CO_2 + CO$. Aceste considerațiuni reies din însăși compoziția și structura minerală a filoanelor aplitice injectate, cari în secțiune la microscop, apar formate din intrețeseri granoblastice, individualizate în granule xenomorfe, de c u a r ț, unele având extincțiune ondulatorie, în masa cărora remarcăm numeroase și bogate incluziuni gazoase, microlite baccilare de a p a t i t ă (20—30μ), iar în cantitate

Institutul Geologic al României

minimă, în mod sporadic, câte un microlit prismatic de zircon (8—20μ) cu o aureolă periferică policroică.

In compoziția minerală a acestor filoane — în intimă asociație paragenetică cu granulațiunile de cuarț — remarcăm încă numeroase lamele, cu striațiuni longitudinale, de biotită (0.1—0.6 mm.), parțial cloritizate, dicroice: Ng /c—Nm/ b=verde; Np /a=verde-gălbui, având o birefringență minimă: Nm—Np=0.003225). In masa lamelelor de biotită remarcăm incluziuni aciculare de sillimanită, microlite baccilare de apatită și microgranulațiuni de magnetită. Unele dintre lamelele de biotită, sunt complet cloritizate, fiind transformate în clinoclor (clorită), întâlnind și numeroase stilete lamelare (0.1—0.8 mm.) integre nealterate, de biotită, cu o absorbție luminoasă, dicroică, caracteristică: Ng /c=Nm/ b=brun-ciocolat; Np /a=gălbui-atenuat.

Cloritizarea biotitei se comportă ca efect al acțiunilor pneumatolitice-hidatogene, corespunzând unui început de propilitizare. Unele dintre lamelele și stiletele lamelare de biotită, integre sau cloritizate, se întâlnesc în intimă asociație paragenetică cu granulele de magnetită, în aderențe periferice, în contact direct cu una sau cu mai multe dintre fețele cari formează conturul geometric al granulelor de magnetită, întâlnindu-se diseminate și în masa fundamentală, fin-granulată, a minereului de sideroză pură. In masa acestor asociații paragenetice de magnetită și biotită, remarcăm uneori individualizări granoblastice cu clivaj romboedric ($10\bar{1}1$) sau cu striațiuni lamelare de îngemânare polisintetică după ($01\bar{1}2$), de calcită, în granoblaste de 0.1—0.8 mm., întâlnite sub forma de intreteseri granulare și în masa fundamentală a minereului de sideroză, sau diseminate între granulele de cuarț din masa filoanelor aplitice injectate. Dimensiunea acestor filoane este variabilă în secțiune, întâlnindu-se în curenți injectați, granoblastici, de 0.130—4 mm. grosime. Injectarea lor este însoțită de un complex de agenți mineralizatori, cari au contribuit la desăvârșirea mecanismului lor mineralogenetic. De regulă substanța silicioasă a acestor filoane, individualizată în granule xenomorfe de cuarț, însoțește conturul unora dintre granulele de magnetită, uneori înglobându-le complet în masa sa. In masa unora dintre granulele de magnetită, înglobate în masă de sideroză pură, remarcăm uneori zone centrale, fragmente și granulațiuni dispersate în mod neuniform de sideroză, netransformată încă în întregime în magnetită, procesul de magnetitizare înaintând astfel, dela periferia granulelor de sideroză în spre centrul masei lor. Substanța magnetitiferă se întâlnește și în curenți de șiroire, sub formă de dâre negre-opacitice, antrenând în masa lor granulațiuni de sideroză, uneori granulațiuni de pirită cu reflexe aurii, sau continuându-se în forma unor anastomoze reticulare în jurul granulațiunilor de sideroză.

Institutul Geologic al României

Detaliile mecanismului de silicifiare al acestor minereuri se evidențiază mai bine din studiul de analiză microscopică al eșantioanelor de limonită, brune-gălbui (secț. No. 10), draperizate cu incrustațiuni de pirită și a cărora masă este injectată cu filoane aplitice cuarțoase de 1 mm.—10 cm. grosime. Aceste filoane au un aspect hialin-sticlos cuarțitic și sunt marcate la suprafața de contact cu masa minereului de limonită, prin o zonă opacă, sticloasă, cu reflexe metalice. Sub microscop în secțiune subțire, masa acestor filoane injectate în minereul de limonită, prezintă o textură granoblastică macro-cristalină, formată din granule xenomorfe de Cuarț

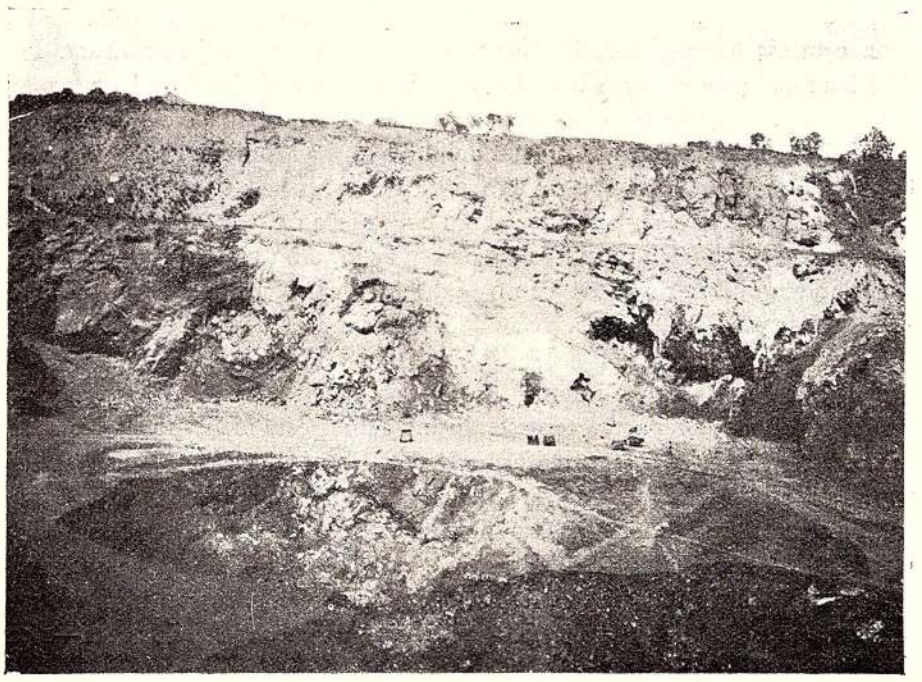


Fig. 5 *(Foto. colecț. Inst. de Mineralogie-Petrografie al Universității din Cluj).*

Exploatarea în carieră a zăcământului de fer dela Ghelar (jud. Hunedoara)
Die Eisenerzlagerstätte von Ghelar — in Tagebauen ausgebeutet

de 1—10 mm. dimensiune, întâlnindu-se și granulațiuni cataclastice de Cuarț cu extincțiune ondulatorie, având o dimensiune mai redusă de 80μ—0.5 mm. In general, granulele de Cuarț din masa filoanelor injectate se întâlnesc în secțiuni puternic inclinate pe axa optică, majoritatea lor prezentând în conoscop un singur braț din crucea de extincțiune a figurii de interferență alteori o torsiune est-vestică de 56°, între același braț de extincțiune prezentat de două granule învecinate. Mai rar se întâlnesc și granule de Cuarț cari

Institutul Geologic al României

prezintă două brațe din crucea de extincțiune, orientate N-S respectiv E-W, având deci o figură de interferență puternic descentrată. In masa granulelor de Cuarț, cu obiective mai puternice (7a,9), remarcăm numeroase incluziuni gazoase și vitroase, sub formă de margarite și bacculite, cum și fine dispersiuni opacitice, de porodine. Altădată remarcăm numeroase și bogate incluziuni de substanțe ferolimonitoase și feromanganoase în masa curentului de scurgere al filoanelor injectate, sub formă de granulațiuni, de flocoane și dâre anastomozate, formate din granulațiuni de magnetită și sideroză (0.1—0.2 mm.), din pete de limonită și ferrit (hematită) și din substațen manganoase. Substanțele ferolimonitoase menționate se comportă și astădată ca produse de transformare metasomatică a siderozei, majoritatea având în zona centrală a masei lor, fragmente de sideroză, încă nelimonitizată. Inglobarea acestor substanțe în masa filoanelor aplitice, presupune, o dată anterioară, a procesului de genează metasomatică secundară al minereurilor de limonită față de procesul de injectare. In mecanismul procesului de limonitizare, de altă parte, remarcăm uneori un sincronism, între hematitizarea și limonitizarea siderozei, alteori procesul de hematitizare se arată ca fiind succedat de procesul de limonitizare.

5. Minereurile de limonită (Ghelar secț. No. 2), macroscopic microgranulare, compacte, teroase, brune-gălbui-cărămizii, uneori formând incrustațiuni concreționate, reniforme, radiar-fibroase catifelate, altădată cu o suprafață glisată neagră-matt sau lucioasă, fiind draperizate cu sferule roșii cărămizii de ferrit (hematită) sau diseminate cu cristale romboedrice de calcită (1—2 mm.) în agregate lamelare. In masa unora dintre eșantioanele de limonită remarcăm, gecde de 5×8 cm. dimensiune, pereții cărora sunt tapisați cu agregate lamelare de calcită, în cristale romboedrice de 1 mm—1 cm. dimensiune.

La microscop în secțiune subțire, minereurile de limonită, apar formate dintr'o masă fundamentală brună-neagră, opacă, diseminată cu numeroase granule tabulare, anisotrope, roșii-cărămizii de hematită cu o desvoltare microlitică de 5—40μ, întâlnită și în dâre și flocoane pigmentoase sau chiar în granulațiuni isometrice de 0.1—0.130 mm. dimensiune. In masa acestor minereuri remarcăm și astădată, numeroase granulațiuni xenomorfe de Cuarț (20μ—0.4 mm.), în asociații microgranulitice cristaloblastice, în masa cărora se evidențiază antrenări în dâre gălbui-ciocolate de substanțe ferolimonitoase. Remarcăm și nodule cataclistice de Cuarț cu zone lenticulare pigmentoase roșii-cărămizii, formate din pulbere de ferrit. Impregnarea cu silice a minereurilor de limonită, în compoziția cărora întâlnim și granule isometrice și isodiametrice de magnetită 20μ—0.3 mm.), nu este

Institutul Geologic al României

uniformă. Mai bogat silicificate și uniform impregnate cu Cuarț, apar eșantioanele de minereu, denumit în limbajul minier, cu numirea de «Quanț», fiind considerat în mod eronat ca un silicat de fer. Minereul are o densitate (18^0)= 3,39—3,62. In masa acestei varietăți de minereu, remarcăm infiltrațiuni bogate de substanțe silicioase, individualizate în granulațiuni de Cuarț, antrenând în masa curentului lor, numeroase fâșii de substanțe ferolimonitoase. Comportarea sa la microscop, corespunde unei varietăți de minereu de limonită, parțial hematitizat, fiind complet impregnat cu infiltrațiuni silicioase hidrotermale, cari au provocat cuarțifierea sa. Majoritatea granulelor de cuarț din masa acestui minereu, conține ca incluziune numeroase microlite aciculare (10—20μ) de s i l l i m a n i t ă, sau margarite cu dispoziție zonară. O mare parte a granulelor de Cuarț, la obiective mai puternice (7a,9), evidențiază o structură zonară, de-o simetrie perfectă, analoagă figurilor de coroziune evidențiabile cu acid FH, cu o orientare paralelă fețelor de prismă ($10\bar{1}0$) respectiv fețelor de romboedru ($10\bar{1}1$), observată încă la unele ametiste și la Cuarțul din masa calcarelor cu *Stringocephalus* dela Suttrop [1]).

CONCLUZIUNI

Din studiul de analiză microscopică al minereurilor de fer dela Ghelar în rezumat, reținem următoarele concluziuni:

a) Minereurile de sideroză — în ansamblul varietăților lor — se comportă ca produse din transformarea calcarului dolomitic prin acțiuni de metasomatoză epigenetică-postvulcanică, în intimă conexiune cu manifestările aplitice-hidrotermale ale unei magme granititice din profunzimea lor. Filoanele aplitice din masa acestor minereuri s'au injectat la intervale succesive, și după transformarea minereurilor de sideroză în limonită, prin procese de metasomatoză secundară, sub forma de infiltrațiuni silicioase hidrotermale manifestate în cuarțifierea acestor minereuri, provocând o variație a densității lor.

b) Varietățile de sideroză brună, mai puțin silicifiate, au o densitate — determinată la 18^0 cu balanța Schwarz-Jolly — aproape normală de 3,79—4,00. Varietățile de sideroză, alburie-deschisă, mai mult silificiate, au o valoare a densității, inferioară celei normale, cu o variație de 3,30—3,57 (18^0), în funcțiune de cantitatea variată de SiO_2.

Minereurile de sideroză în transformare în limonită, parțial silicifiate, au o valoare a densității (18^0) de 3.73, reprezentând limita inferioară a densității caracteristice siderozei pure.

---

[1]) H. ROSENBUSCH: Mikroskopische Physiographie der petrograpisch wichtigen Mineralien. Stuttgart. 1927, p. 177.

Institutul Geologic al României

Minereurile de siderozǎ magnetitifere, silicifiate, au o densitate (18^0) de 3,62—3,70, inferioară valorii medii a densității caracteristice siderozei și magnetitei pure.

Impregnarea cu silice a minereurilor de limonită încă nu este uniformă, prezentând deci după gradul de silicifiare, o variație a densității lor, de (18^0) 3,39—3,78.

c) In conținutul mineral al filoanelor aplitice, injectate în masa acestor minereuri, remarcăm procesul avansat de p r o p i l i t i z a r e, ca efect al acțiunilor pneumatolitice hidrotermale. Individualizarea cantitativă a biotitei în compoziția lor minerală, evidențiază caracterul lor g r a n i t i t i c, cu o proveniență din profunzime.

d) Injectarea filoanelor aplitice este însoțită de un complex de agenți mineralizatori, contribuind la individualizarea particularităților mineralogenetice, însumate în paragenezele de magnetită, pirită și calcopirită, în concreșterile micropegmatitice ale piritei cu calcopirita, și în pseudomorfozele de calcopirită după granulațiunile de pirită.

e) Granulele de magnetită, octaedrice, rombododecaedrice și pseudorombboidale, în conexiune mineralogenetică cu injectările aplitice, se comportă, în parte, ca produse perimagmatice-pneumatolitice, în parte, ca produse apomagmatice-hidrotermale și în parte, ca produse prin metamorfism de contact caustic, din materialul minereurilor de siderozǎ.

Cluj, 12 Iulie 1928.

Institutul Geologic al României

BEITRÄGE ZUM MIKROGENETISCHEN STUDIUM DER EISENERZEN VON GHELAR

(DISTRICT HUNEDOARA SIEBENBÜRGEN)

VON

Dr. VICTOR LAŢIU

Die Eisenerzlagerstätten von Ghelar verhalten sich wie ein Fragment aus einem Komplex von Erzlagerstätten mit einer weitverbreiteten Ausdehnung von ungefähr 40×70 km. mit einer Orientierung von NO—SW., in mehreren Orten im sogenannten *Poiana-Rusca* Gebirgen, — mit epigenetisch-charakteristischen Erscheinungsformen.

Die Eisenerzlagerstätten von Ghelar treten innerhalb einer Masse von feinkörnigem, dolomitischem Kalkstein als Untergrunde auf, in der Form einer Einlagerung in serizitös-phyllitischen Schiefern. Die Eisenerzlagerstätten sind durch Verdrängung, mit empordringenden Thermen des dolomitischen Kalkes als Wirkungen epigenetischer-postvulkanischer Natur eines Granit — Massivs aus dem Untergrunde —, enstanden. Ihr ursprüngliches Erz, der Spatheisenstein mit Übergängen in untersten Horizonten in Braunspath (Ankerit) als Übergangszone in reinem Kalkstein, oberflächlich unter der Wirkung der Atmosphärilien, ist durch sekundäre metasomatische Prozesse, in Brauneisenerze umgewandelt.

Der gewaltige Erzstock von Ghelar ist mit aplitischen Gängen von granititischer Natur durchsetzt. Ähnliche Erzlagerstätten-Vorkommnisse findet man im Erzberg bei Hüttenberg mit einem analogen Ursprunge [1]).

Die Literatur-Angaben der Eisenerzlagerstätten von Ghelar, befassen sich bis heutigen Tags nur mit ihren geologisch-tektonischen [2]), chemischen [3]),

---

[1]) BAUMGÄRTEL B.: Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. d. k. k. Geol. Reich-Anst. Bd. 52. 1902, p. 243.

[2]) STUR D.: Bericht über geol. Übersichtsaufnahme d. süd-westl. Siebenbürgen. Jahrb. d. k. k. Geol. R.-Anst. XIII, 1863, p. 41—42. POSEPNY F.: Über das Eisenstein-Vorkommen von Gyálár in Siebenbürgen. Verhandl. d. k. k. Geol. R.-Anst. 1871, p. 39—40. HALAVATS J.: Hátszeg-SzászvárosVajdahunyad környékének geol. alkotása. A magy. orv. és term. vizsg. XXXII gyül. munkálatai, 1903, p. 1—33.

[3]) C. VON HAUER: Arbeiten im chem. Laborat. d. k. k. Geol. R.-Anst. Jahrb. 1865, p. 172.

Institutul Geologic al României

und mit ihren grubenbau-landwirtschaftlichen [1]) Aufgaben. Eine wertvolle Synthese über diese Vorkommnisse und im allgemeinen über die ganzen Eisenerzlagerstätten Siebenbürgens, hat Prof. C. PAPP bearbeitet [2]).

Es fehlt aber — bis in der Gegenwart — ihr mikroskopisches Studium.

Das mikroskopische Studium über die einzelnen Eisenerzen aus den Lagerstätten von Ghelar hat mir die Möglichkeit gegeben, um ihre mikrogenetischen Beschaffenheiten zu bestimmen und die Resultate dieser Untersuchungen auf folgende Weise zusammenzufassen:

Die Spatheisensteinerze von Ghelar verhalten sich als metasomatisch produzierte Bildungenvon epigenetisch-postvulkanischer Natur durch die Umwandlung des feinkörnig-dolomitischen Kalksteins unter Mitwirkung hidrothermaler Manifestationen einer g r a n i t i t i s c h e Magma aus ihrem Untergrunde.

Die aplitischen Gänge sind in ihrer Masse — auf sukzessive Weise — in Form einiger siliziösen-hidrothermalen Lösungen von verschiedener Viskosität durchsetzt, — und zwar noch nach ihrer Umwandlung durch sekundäre metasomatische Prozesse in Brauneisenerze —, verwirklicht durch Verkieselung einer Variation ihres spezifischen Gewichtes, und zwar:

Die bräunlichen weniger verkieselten Spatheisenstein-Varietäten besitzen ein spez. Gew. von 3, 79—4,00(18°). Die weisslichen, in grösserer Menge verkieselten Varietäten, besitzen ein spez. Gew. von 3,30—3,57 (18°). Die Spatheisensteinerze mit Umwandlungen im Brauneisenerze besitzen ein spez. Gew. von 3,73 (18°), und die silizifierten magnetithaltigen Spatheisenerze mit einem spez. Gew. von 3,62—3,70 (18°). Die ungleichförmig verkieselten Brauneisenerze zeigen ein spez. Gew. von 3,39—3,78 (18°) vor.

Im Mineralbestande der durchgesetzten aplitischen Gänge sondern sich in grösserer Menge Biotit-Blättchen in propilisiertem Zustande, als Effekt der pneumatolitisch-hidrothermalen Wirkungen, aus.

Die Injektion der aplitischen Gänge in der Grundmasse der Eisenerzen von Ghelar ist begleitet von einem Komplex von mineralbildenden Agenten, deren Vorhandensein sich in den paragenetischen Mineralbildungen von Magnetit, von Pyrit und von Chalkopyrit erkennen lässt. Das letzte Mineral findet man in mikropegmatitischen Verwachsungen mit Pyrit oder in pseudomorphosen nach Pyrit-Körner vor.

Die Magnetit-Körner mit verschiedenen kristallographischen Orientierungen — im Dünnschliff — von einem oktaedrisch-rombododekaedrisch und

---

[1]) TEGLAS G.: A Vajdahunyad vidéki vasbányászat ... Föld. Közl. 1895, p. 354. LATINAK G.: A Vajdahunyad m. k. vasgyár és tartozékai. Bányász. Kohászati Lap. 1916, bd. 48. p. 1—151.

[2]) PAPP C.: A magy. bir. vasére és köszénkészlete. Bpest. 1915.

Institutul Geologic al României

pseudoromboidalischen Habitus — im mineralogischem Zusammenhang mit den durchsetzten aplitischen Gängen — verhalten sich, teils als perimagmatisch-pneumatolitische, teils als apomagmatische-hidrothermale Bildungen, teils als kontaktmetamorphische Bildungen aus dem Material der Spatheisensteinerze unter Mitwirkung der Injektion der aplitischen Gänge.

Cluj, 12 Julie 1928.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EXPLICAREA MICROFOTOGRAFIILOR MINEREURILOR DE FER DELA GHELAR

TABLA III

Fig. 1. Magnetită în granule variat orientate din massa unui filon aplitic propilitizat, injectat în massa minereului de sideroză dela Ghelar (j. Hunedoara). In lumină naturală, mărit de 20 ori.

Magnetit-Körner mit verschiedener Orientierung in der Masse eines aplitischen Ganges im Spatheisenstein von Ghelar (Kom. Hunedoara). Im gewöhnlichen Lichte. Vergrösserung, 20-mal.

Fig. 2. Magnetită în granule variat orientate din masa minereului de sideroză dela Ghelar. In lumină naturală, mărit de 22 ori.

Magnetit-Körner mit verschiedener kristallographischen Orientierung im Spatheisenstein von Ghelar. Im gewöhnlichen Lichte. Vergrösserung, 22-mal.

Fig. 3. Magnetită în granule antrenate în masa unui filon aplitic injectat în minereurile de sideroză dela Ghelar. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 20 ori.

Magnetit-Körner in der Masse eines aplitischen Ganges im Spatheisenstein von Ghelar. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 20-mal.

Fig. 4. Minereu de sideroză magnetitifer injectat cu filoane de aplit. Ghelar. In lumină naturală, mărit de 22 ori.

Spatheisenstein, magnetithaltig, mit aplitischen Gängen durchsetzt. Ghelar. Im gewöhnlichen Lichte. Vergrösserung, 22-mal.

Fig. 5. Minereu de sideroză injectat cu filoane de aplit cu granule de magnetită. Ghelar. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 20 ori.

Spatheisenstein mit magnetithaltig-aplitischen Gängen durchsetzt. Ghelar. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 20-mal.

Fig. 6. Minereu de sideroză în transformare în limonită (zonele negre-opace). Ghelar. In lumină naturală, mărit de 22 ori.

Spatheisenstein mit Umwandlung im Brauneisenerze (schwarz). Ghelar. Im gewöhnlichen Lichte. Vergrösserung, 22-mal.

TABLA IV

Fig. 7. Fragment dintr'un filon aplitic din masa minereului de limonită silicifiat dela Ghelar. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 22 ori.

Aplitischen Gang-Fragment im silifizifierten Brauneisenerze durchsetzt. Ghelar. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 22-mal.

Fig. 8. Fragment dintr'un filon aplitic macrogranoblastic cu incluziuni de limonită (neagră-opacă). Ghelar. In lumină polarizată, Nicolii +, mărită de 22 ori.

Institutul Geologic al României

Aplitischen Gang - Fragment, grobkörnerartig, mit Limoniteinschlüssen (schwarz). Ghelar. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 22-mal.

Fig. 9. Minereu de limonită silicifiat (Quarț). Ghelar. In lumină naturală, mărit de 22 ori.

Brauneisenerz, silizifiert (Quarz). Ghelar. Im gewöhnlichen Lichte. Vergrösserung, 22-mal.

Fig. 10. Minereu de siderozăă magnetitiferă injectat cu filoane de aplit. Ghelar. In lumină polarizată, Nicolii +, mărit de 22 ori.

Magnetit-haltiger Spatheisenstein mit aplitischen Gängen durchsetzt. Ghelar. Im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Vergrösserung, 22-mal.

Institutul Geologic al României

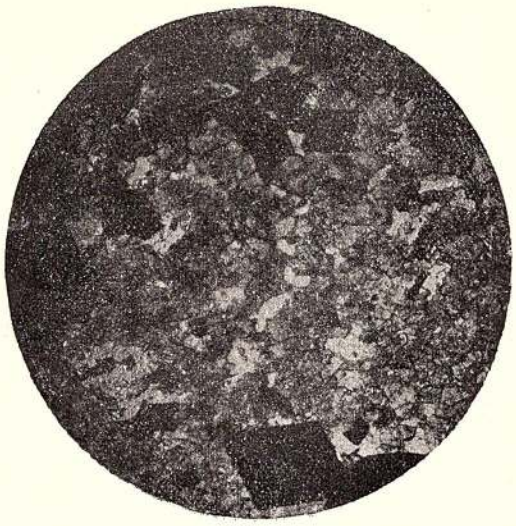


Fig. 1

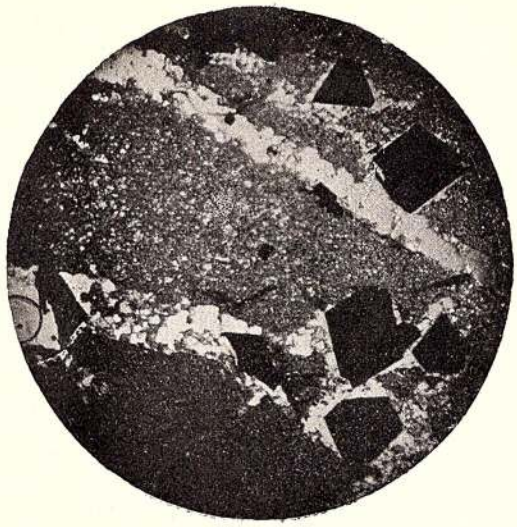


Fig. 4

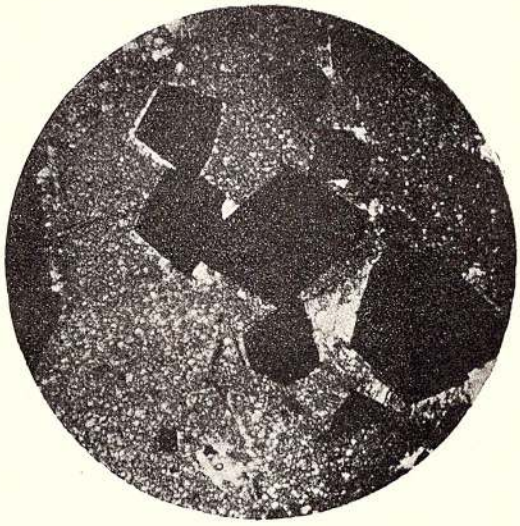


Fig. 2

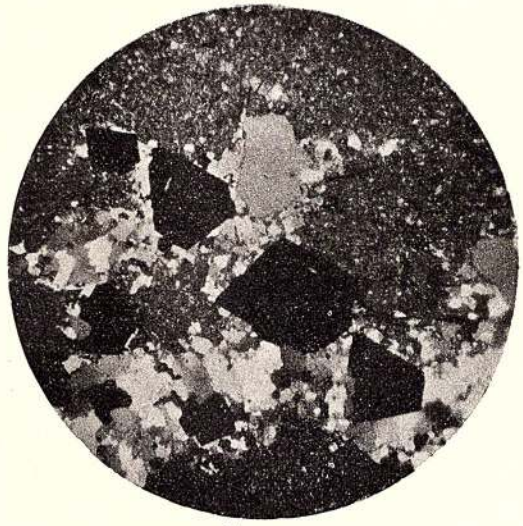


Fig. 5

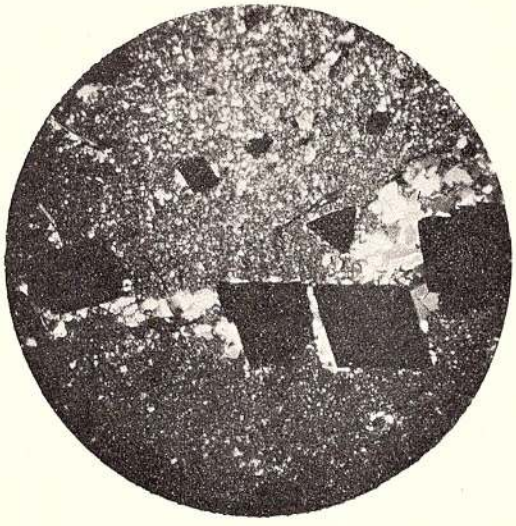


Fig. 3

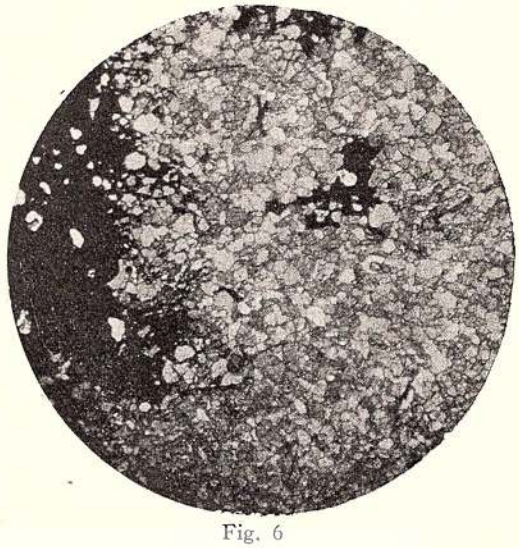


Fig. 6

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

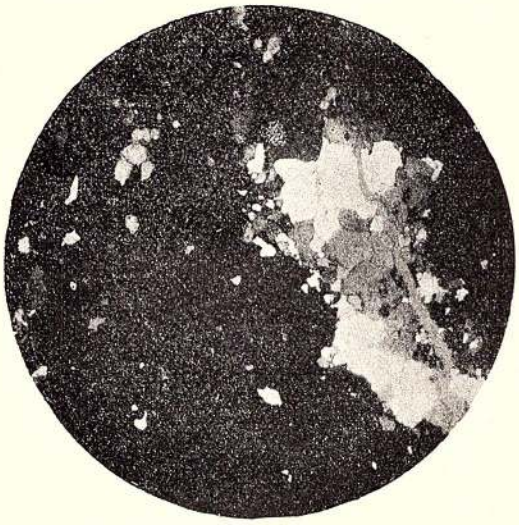


Fig. 7



Fig. 9

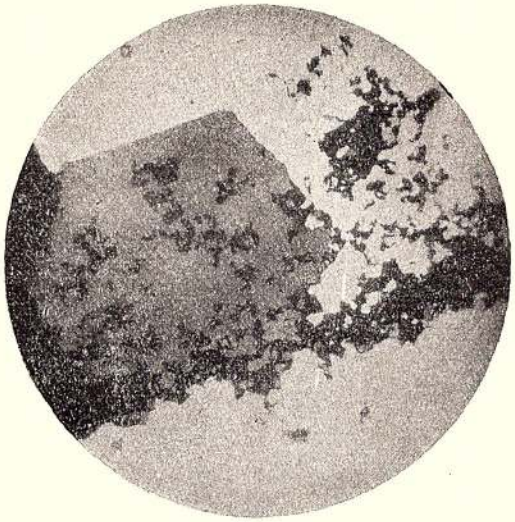


Fig. 8

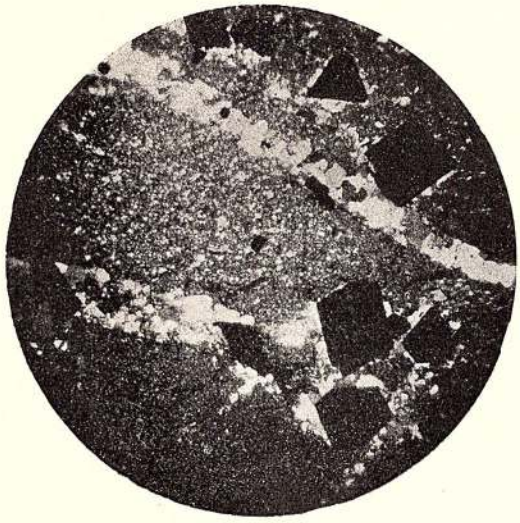


Fig. 10

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RADIOACTIVITÉ DES SOURCES D'EAU DE ROUMANIE. II.

PAR

G. S. ATHANASIU

Avec les appareils et la méthode utilisée antérieurement [1]) j'ai continué les mesures sur la radioactivité des sources d'eau de Roumanie.

Durant l'été 1927 je me suis occupé des sources thermales des Bains d'Hercule, de Călan et de Geoagiu de Jos et de quelques sources d'eau douce de la Vallée du Jiu.

BAINS D'HERCULE [2])

Les sources que j'ai analysées dans cette station thermale sont énumérées dans les tableaux I, II, III et IV.

Au point de vue géologique on peut considérer la présence du massif granitique de la région comme essentielle pour expliquer l'origine de la radioactivité des sources. La carte de SCHAFARZIK [3]) et les coupes de I. P. VOITESTI [4]) font ressortir clairement le rapport des sources chaudes avec le massif de granite. En tenant compte de ces conditions géologiques je trouve commode de grouper les sources de la manière suivante:

I) Sources du Sud de la station dont le contact avec le granite reste problématique. Ces sources sont faiblement radioactives.

II) Sources du Nord de la station dont le contact avec le granite est prouvé par les études géologiques [4]). Ces sources sont radioactives.

---

[1]) G. ATHANASIU: Radioactivité de quelques sources. . *An. Inst. Geolog. Vol. XII. Bucarest 1927.*

[2]) Voir aussi: G. ATHANASIU: *Comptes Rendus de l'Acad. Sc. Paris*, t. 185, p. 944, 1927.

[3]) F. SCHAFARZIK: Carte Géologique des environs de Mehadia et des Bains d'Hercule. *Földtani Közlöny* , XXXIII, 9, 1903.

[4]) I. P. VOITESTI: Étude géologique sur les sources minérales des bains d'Hercule. *Annales des Mines Roum.* t. 4, 1921.

Institutul Geologic al României

III) Sources de la région de «Sept sources» (4 km. au N. de la station) qu'on peut subdiviser en deux groupes:

a) Sources de la rive gauche de la Cerna et

b) Sources dela rive droite de la Cerna.

Le contact de ces sources avec le granite est évident et les sources *b* sont *très radioactives*.

I. Sources du Sud.

TABLEAU I

SOURCE	Date 1927	Débit en litres par minute	Température	Radioactivité m. μ. c. pour 1 l d'eau
Baia de Ochi	1. VIII	9,36	55°,5 C.	0,425
»	14. VIII	—	55°,5	0,423
Regina Maria	1. VIII	326,76	52°,2	0,42
»	14. VIII	—	52°,4	0,33
Iosif	2. VIII	19,50	50°	0,335
Baia de picioare	15. VIII	—	46°	0,29
Baia veche	8. VIII	—	38°	0,252
Elisabeta [1])	12. VIII	60 (?)	53°	0,24

On voit que la radioactivité de ces sources est faible. On peut remarquer que la radioactivité est d'autant plus grande que la source est plus chaude; la source Elisabeta fait exception à cette règle à cause du doute qui reste sur la valeur exacte de sa radioactivité.

II. Source du Nord

TABLEAU II

SOURCE	Date 1927	Débit en litres par minute	Température	Radioactivité en m. μ. c.	Moyenne
Hygea	29. VII	12,55	42° 1 C.	5,20	
»	30. VII	12,55	42°,1	5,25	4,64
»	6. VIII	11,32	41°,8	3,97	
»	8. VIII	10,97	41°,8	4,17	
Ileana	30. VII	305,2 (?)	44°,4	1,73	
»	2. VIII	—	44°,2	1,62	1,58
»	6. VIII	—	44°,2	1,40	
Dragalina	12. VIII	31,47	30°,2	1,47	1,49
»	»	—	30°,2	1,52	
Hercule	29. VII		46°.6	1,22	
»	30. VII		47°,0	1,17	
»	6. VIII		47°,6	0,98	1,09
»	8. VIII		47°,5	1,04	
»	11. VIII		47°,8	1,05	

[1]) Cette source étant très mal captée, l'eau a été prise dans de mauvaises conditions; la radioactivité à l'émergence doit être un peu plus grande que celle que j'ai mesurée.

Institutul Geologic al României

Ces sources sont donc beaucoup plus radioactives que les sources I ce qui s'explique par leur contact avec le massif de granite. En même temps ces sources montrent, comme l'indique le tableau II, des variations de leur radioactivité ainsi que de la température et du débit.

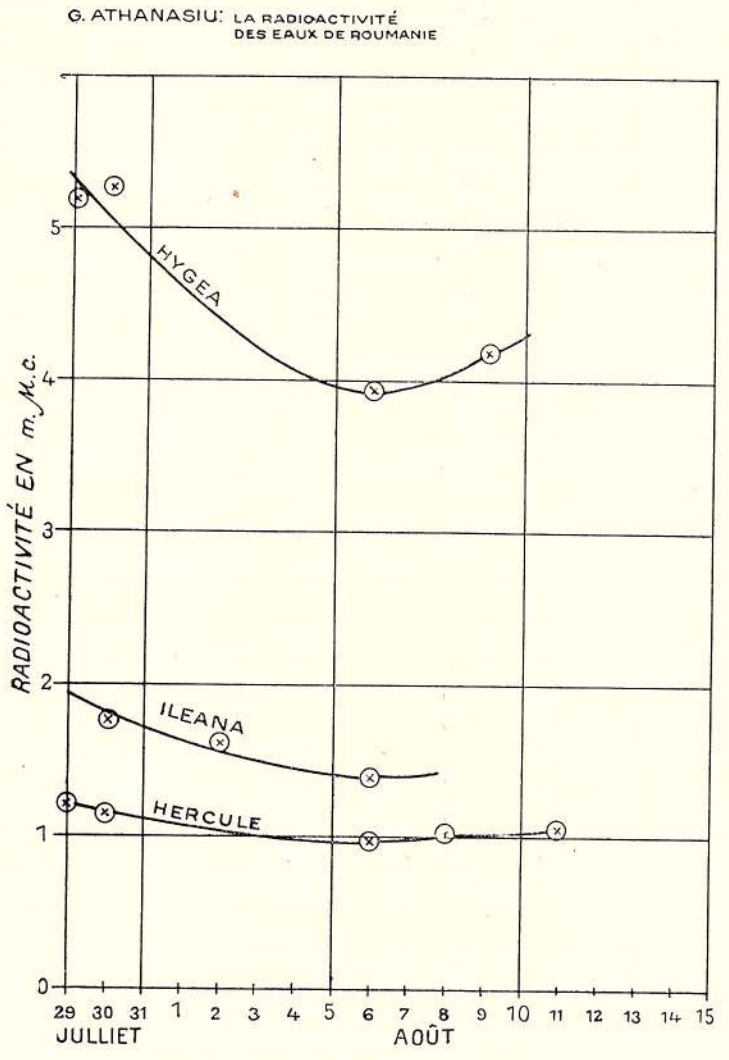


Fig. 1

La fig. 1 donne les variations de la radioactivité durant la période des mesures (29 juillet—12 août) et fait ressortir un minimum de la radioactivité vers le 6 août. Seulement des mesures régulières, durant une longue période de temps, pourraient nous fixer sur les écarts maximums de la radioacti-

Institutul Geologic al României

vité. Des mesures régulières de la température de la source Hercule montrent que, le printemps, durant la fonte des neiges la température de cette source descend jusqu'à 20° C. ce qui entraine sans doute aussi une variation de la radioactivité; mais les mesures faites sur les sources Hygea et Hercules paraîssent indiquer déjà que la variation de la radioactivité et celle de la température ne se trouvent pas dans un rapport simple [1]).

III. Région de «Sept Sources».

a) Sources de la rive gauche. Un premier groupe de sources jaillit par les fissures de la paroi de granite qui forme le talus de la route venant des Bains d'Hercule à 4 km. env. au Nord de la station.

J'ai analysé ici les deux sources les plus abondantes. La première (source No. 2) se trouve à 2 m. env. au-dessus du niveau de la Cerna et la deuxième (source No. 3) à 1 m. seulement au dessus du niveau de la rivière. La source No. 3 est la plus abondante.

Deux autres sources (No. 4 et No. 5) se trouvent une vingtaine de mètres plus loin et l'eau chaude paraît arriver verticalement, par les fissures des roches granitiques à moins de 1 m. au dessus du niveau de la rivière.

Aucune de ces sources n'est captée. L'analyse chimique de l'eau n'est pas encore faite.

Le résultat des mesures est donné dans le tableau III. Le débit des sources est évalué approximativement.

TABLEAU III

SOURCE	Date 1927	Débit en litres-minute	Température	Radioactivité en m. μ. c.	Moyenne
No. 3	31. VII	60 (?)	43°,0 C	2,44	2,38
»	13. VIII	»	43°,2	2,32	
No. 2	31. VII	20 (?)	43°,3	2,34	2,27
»	13. VIII	»	43°,2	2,21	
No. 4	31. VII	5	43°,2	2,50	2,50
No. 5	7. VIII	10	44°,6	2,10	2,10

Le tableau montre que toutes ces sources ont à peu près la même radioactivité (moyenne 2,32 m. μ. c.) et la même température de 43° C. env. Ceci permet de considérer toutes ces sources comme des ramifications (près de la surface) d'une même source principale.

b) Sources de la rive droite. Les sources de la rive droite se trouvent à moins de 200 m. en amont des sources précédentes. J'ai numé-

[1]) Les mesures antérieures de la radioactivité de ces mêmes sources, faites par G. WESZELSZKY et par LOISEL ET MICHAILESCU sont citées dans mon précédent travail. *An. Inst. Geol. al Rom.*, vol. XII, 1927, p. 6—7.

Institutul Geologic al României

roté ces sources de 1 à 5 dans le sens dans lequel on les rencontre quand on remonte la rivière; elles s'échelonnent sur une distance d'une quarantaine de mètres.

Les sources No. 1 et No. 2 se trouvent à 50 cm. env. au-dessus du niveau habituel de la rivière. La première de ces sources est peu abondante; la deuxième est, par contre, très abondante et j'ai évalué approximativement son débit à 120—180 litres-minute.

La source No. 3 est perpétuellement couverte par l'eau de la Cerna. La source No. 4 émerge des roches à 1 m. env. au-dessus du niveau de la rivière. Enfin la source No. 5 est au même niveau (50 cm. env.) que les sources No. 1 et No. 2.

A part les sources énumérées, on trouve au même endroit quelques autres écoulements d'eau chaude, de peu d'importance. Aucune des sources énumérées n'est pas captée; leur analyse chimique n'est pas faite.

J'ai mesuré la radioactivité des sources No. 1, No. 2, No. 4 et No. 5. Les sources No. 2, No. 4 et No. 5 ont été mesurées trois fois en des jours différents et les nombres ainsi obtenus sont très concordants comme le montre le tableau qui suit (tab. IV).

Le débit à été évalué approximativement.

TABLEAU IV

SOURCE	Date 1927	Débit en litres-minute	Température	Radioactivité en m. μ. c.	Moyenne
No. 2	3. VIII	120—180 (?)	55° C.	21,6	
»	5. VIII		55°,5	21,7	22,18
»	7. VIII		55°,5	23,25	
No. 5	3. VIII	30—60 (?)	47°,	21,9	
»	5. VIII		46°,5	21,45	21,60
»	9. VIII		46°,5	21,45	
No. 4	3. VIII	60 (?)	50°	18,40	
»	5. VIII		49°	17,05	17,99
»	9. VIII		50°,6	18,54	
No. 1	9. VIII	6—9	46°	7,05	7,05

On voit que ces sources sont très radioactives, très chaudes et assez abondantes. Ce sont les sources les plus radioactives que j'ai analysé jusqu'à présent en Roumanie. Comme je l'ai dit ailleurs [1]) il serait désirable qu'elles soient captées et utilisées dans des buts médicaux.

[1]) G. ATHANASIU: C. R. loc. cit.

Institutul Geologic al României

Analyse du gaz de la «Grotte à vapeurs».

Les chiffres obtenus ont été corrigés pour la pression de 760 mm. et la température de 0° C. J'ai obtenu ainsi pour deux mesures consécutives faites le 4 août 1927:

0,62 et 0,57 m. μ. c. pour 1 litre de gaz.

c'est-à-dire une faible radioactivité (moyenne 0,59 m. μ. c.).

Eaux douces. Les eaux douces que j'ai analysées aux Bains d'Hercule présentent une radioactivité insignifiante.

Ainsi j'ai trouvé pour la source «Templul lui Lazăr» 0,018 m. μ. c.; pour la source abondante qu'on rencontre sur la route à 500 m. au Sud de 7 sources, rive gauche: 0,061 m. μ. c. Enfin l'eau de la canalisation d'eau potable de la station à montrée une radioactivité presque *nulle*. Cette eau est captée dans les montagnes calcaires de Domogled.

CĂLAN

L'eau utilisée pour les bains provient d'une source chaude (28°,2 C). très primitivement captée dans un grand bassin creusé dans la roche.

Deux mesures consécutives faites le 27 août 1928 m'ont donné en moyenne une radioactivité de 0,48 m. μ. c. au litre.

GEOAGIU DE JOS

Dans cette station on trouve un grand nombre de sources thermales (26°—32° C) répandues sur une assez faible étendue. Les eaux thermales ont déposé ici des quantités considérables de tuf calcaire qui couvre, en grande partie, le flanc Sud de la vallée des sources.

Outre les sources désignées par un nom propre, qui sont captées et utilisées, on trouve d'autres sources non captées dont j'ai analysé aussi quelques-unes. Ces sources sont désignées par les lettres A, B, E et D; elles ont la situation suivante:

La source A se trouve sur la rive droite de la rivière, entre cette rivière et la villa Ana. On rencontre la source B à 30 m. env. plus bas en descendant la rivière, près de la route.

Les source E et D sont, elles aussi, sur la rive droite de la rivière à une distance de quelques mètres de la façe NE. de la maison contenant les bains Diana, Constanța, Victoria et Minerva. J'ai désigné par E la source qui est plus près de la maison mentionnée. La source «Baia Părăsită», un peu isolée des autres sources au Sud de la station, est elle aussi une source non captée.

Institutul Geologic al României

A cause de la mauvaise captation des sources je n'ai pu mesurer exactement leur débit. Les chiffres contenus dans la troisième colonne du tableau V permettront pourtant de se faire une idée sur le débit approximatif des sources de Geoagiu. Le tableau V résume les mesures de radioactivité.

TABLEAU V

SOURCE	Date 1927	Débit approximat. en litres-minute	Température	Radioactivité en m. μ. c.	Moyenne
Tămăduirei	30. VII	6—7	30°,3 C	3,60	
»	1. VIII	—	—	3,67	3,51
»	3. VIII	—	30°,2	3,26	
A	31. VII	19	28°,	1,90	1,89
»	3. VIII	—	28°	1,89	
D	31. VII	5,3	28°,5	1,69	1,69
Baia Părăsită	2. VIII	90—120 (?)	26°	1,80	1,68
»	1. VIII	—	26°	1,57	
E	2. VIII	13 (?)	29°,2	1,60	1,60
B	31. VII	38 (?)	28°,8	1,55	1,55
Diana	30. VII	200	30°,4	0,77	0,78
»	1. VIII	—	30°,2	0,80	
Constanța	2. VIII	27	30°,2	0,68	0,68
Minerva	2. VIII	168	29°,8	0,67	0,67
Rozalia	30. VII	—	30°,6	0,19	0,19
S. artésienne	29. VII	380 (?)	32°	0,17	0,17
Font. d'eau douce près de l'Hôtel	3. VIII	—	15°	0,45	0,45

On voit que la radioactivité des sources de Geoagiu est appréciable, notamment celle de la source «Tămăduirea» avec 3,51 m. μ. c. La source «Baia Părăsită» avec 1,68 m. μ. c. est intéressante par son grand débit. La source artésienne, obtenue par un forrage à 65 m. de profondeur, est, comme on le voit, la plus chaude et la plus abondante mais sa radioactivité est faible: 0,17 m. μ. c. au litre.

EAUX DOUCES DE LA VALLÉE DU JIU

Vu le massif important de granites de la Vallée du Jiu [1]) on pouvait s'attendre a trouver dans cette région des sources radioactives. Cette supposition a été confirmée par les mesures que j'ai faites (été 1927). La carte No. 1 permet de situer les sources analysées et donne en même temps le croquis géologique de la région d'après le travail de M. L. MRAZEC [2]).

Quatre groupes de sources ont été analysées dans cette région:

I) 3 sources situées dans le défilé du Jiu au millieu du massif granitique,

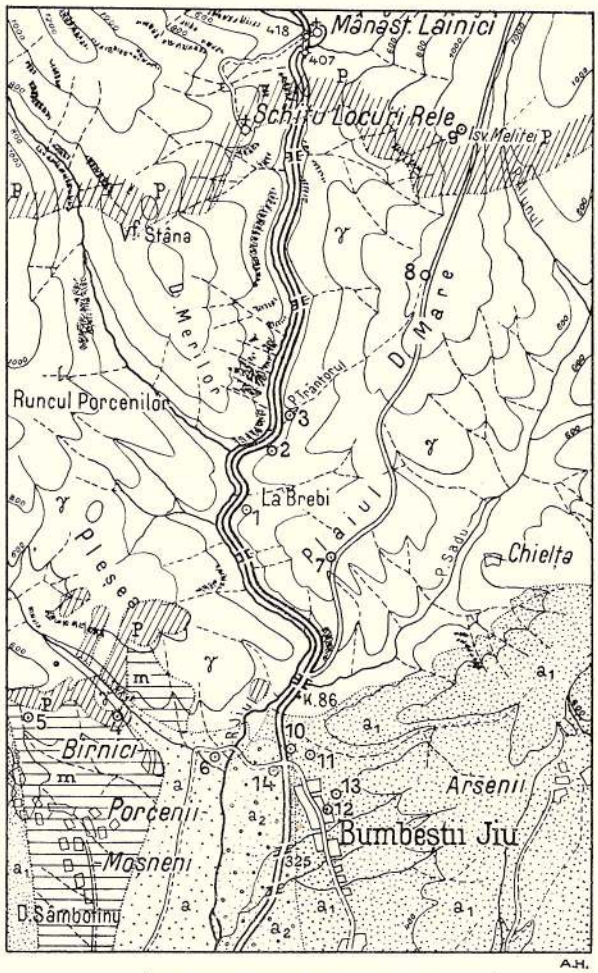
[1]) L. MRAZEC: Cercetări geologice din vara 1897, I. Partea de E. a munților Vulcan.

[2]) L. MRAZEC: Contribution à l'histoire de la Vallée du Jiu. *Bull. Soc. Sc. de Bucarest*, An. VIII, 1899.

Institutul Geologic al României

G. ATHANASIU: LA RADIOACTIVITÉ DES EAUX DE ROUMANIE

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION BUMBEȘTI-LAINICI D'APRÈS L. Mrazec



Échelle de 1:100.000

0 1 2 3 4 5 Km.

Légende

- a — Alluvions modernes
- a_2 — Deuxième terrasse
- a_1 — Première terrasse
- m — Marnes, argiles et grès pontiens
- p — Conglomérats, grès quarzeux, schistes charboneux; Formation de Schela
- γ — Granite

Sources analysées:

1 La Brebi
2 Km. 89.65
3 Cantonul Merilor
4 Ciocârlău
5 La Rugină
6 Sub Culmi
7 Fânt. Plaiului
8 Fânt. Trântorului
9 Fânt. Meliței
10 Km. 85
11 Fânt. Ardeoiului
12 Fânt. Roman Matei
13 Fânt Lăzureni
14 Source mal captée

Fig. 2

Institutul Geologic al României

II) 3 sources du village de Porceni,

III) 3 sources sur le montagne Dealu Mare dont deux se trouvent dans le massif granitique, et

IV) 5 sources du village de Bumbești sur les terrasses du Jiu.

I. *Dans le défilé du Jiu* j'ai analysé les sources:

1. La Brebi (Leurzoaia) située au km. 88,7. Cette source jaillit directement d'un filon de pegmatite; elle possède une radioactivité notable.

2. La source du km. 89,65 sort du granite; elle est aussi assez radioactive.

3. Cantonul Merilor (km. 90,25, granite). La source est captée dans une fosse protégée par un couvercle en planches.

Suit le résultat des mesures .Tab. VI.

TABLEAU VI

SOURCE	Date 1927	Débit en litres-minute	Température	Radioactivité m. μ. c.	Moyenne
1 La Brebi	21. VIII	3,2	14° C [1])	9,85	10,23
»	23. VIII	»	»	10,40	
»	25. VIII	»	»	10,45	
2 Km. 89,65	21. VIII	—	13°	3,53	3,53
3 Cant. Merilor	21. VIII	—	—	0,72	0,72

A remarquer la grande radioactivité de la source «La Brebi».

II. *à Porceni*

4. Source «Ciocârlău», à la limite N. du village; l'eau sort d'une colline de granite couverte en partie par les grès quartzeux de la formation de Schela. La source est très primitivement captée. Radioactivité notable.

5. La Rugină. L'eau sort des éboulis bordant le flanc Sud de la montagne granitique Gornițălul, elle est légèrement minéralisée (dépôt caractéristique du fer). On trouve ici 2 sources; j'ai analysé l'eau de la source Ouest.

6. Sub Culmi. Puits situé au S-E du village sur la terrasse inférieure du Jiu. Voir tableau VII.

TABLEAU VII

SOURCE	Date 1927	Débit en litres-minute	Température	Radioactivité en m. μ. c.	Moyenne
4 Ciocârlău	25. VIII	6,4	14° C [1])	7,22	7,26
»	25. VIII	»	»	7,30	
5 La Rugină	22. VIII	—	12°	2,70	2,7
6 Sub Culmi	22. VIII	—	13°	1,5	1,5

[1]) Température extérieure 20° C.

Institutul Geologic al României

A remarquer la grande radioactivité de la source «Ciocârlău».

III. *Sur la montagne Dealul Mare.*

7. Fântâna Plaiului et 8. Fântâna Meliței sont des sources sortant du granite. 9. L'eau de Fântâna Trântorului sort des roches sédimentaires métamorphosées à la limite N. du granite.

TABLEAU VIII

SOURCE	Date	Température	Radioactivité en m. μ. c.
9 Fânt. Trântorului	20. VIII	10° C	1,76
8 Ft. Meliței	20. VIII	11°	1,43
7 Ft. Plaiului	20. VIII	15°	0,99

Température extérieure 20° C.

IV. *A Bumbești.*

Sur la terrasse supérieure du Jiu.

10. Km. 85 de la route nationale, source de faible débit.

11. Fântâna Ardeoiului. Puits de très faible profondeur, dans le lit de Pârâul Ardeoiului.

12. Fântâna Roman Matei, puits de 7 m. de profondeur.

13. Fântâna dela Lăzureni, puits de 13 m. de profondeur.

14. Source superficielle *mal captée* et de faible débit près de l'intersection de la route nationale avec la route qui mène à Novaci.

TABLEAU IX

SOURCE	Date 1927	Température	Radioactivité en m. μ. c.
10 Km. 85	23. VIII	—	1,60
11 Ft. Ardeoiului	24. VIII	12°,5 C	1,51
12 Ft. Roman Matei	24. VIII	12°	0,51
13 Ft. Lăzureni	24. VIII	10°,6	0,48
14 Source mal captée	23. VIII	—	0,073

Température extérieure 20° C.

En résumé on trouve dans le massif granitique de la Vallée du Jiu des sources possédant une radioactivité notable. La source la plus radioactive

Institutul Geologic al României

«La Brebi» possède une radioactivité comparable à celle de la source la plus radioactive de Măgura: environ 10 m. μ. c. [1]).

La radioactivité des sources des terasses du Jiu: Sub Culmi, Ft. Ardeoiului, Km. 85, peut être comparée à celle des sources des terasses du Someș et du Căpușul.

CONCLUSION

Dans ce travail j'ai mesuré la radioactivité de 48 sources d'eau et d'une source de vapeurs.

Les plus radioactives de ces sources sont consignées dans le tableau X avec indication de la roche traversée par l'eau.

TABLEAU X

	SOURCE	Qualité [2])	Roche	Radioactivité en m. μ. c.
B. Hercul.	Sept Sources. Rive Droite	T	Granite	22,18
V. Jiu	La Brebi	D	Pegmatite	10,23
V. Jiu	Ciocârlău	D	Granite et form. de Schela	7,26
B. Hercul.	Hygea	T	Granite	4,64
	Geoagiu. Tămăd.	T	?	3,51
Val. Jiu	Km. 89,65	D	Granite	3,53
Val. Jiu	La Rugină	M	Granite (?)	2,70
B. Herc.	Sept Sources. R. Gauche	T	Granite	2,30

On voit que les sources ayant traversé le granite et la pegmatite sont les plus radioactives. Cette conclusion est en accord avec celle tirée des mesures contenues dans mon premier mémoire.

---

[1]) G. ATHANASIU: loc. cit., p. 30.

[2]) T = thermole, D = eau douce, M = minérale.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

I. STRATIGRAFIA BASINULUI INFERIOR AL TROTUȘULUI.

II. *ELEPHAS MERIDIONALIS* DIN PLIOCENUL SUPERIOR DELA PRALEA-CĂIUȚI (Distr. Bacău)

DE

SAVA ATHANASIU și D. M. PREDA

INTRODUCERE

Cu ocaziunea exploatării unui zăcământ de lignit dela fundul părăului Pralea din satul Pralea, comuna Căiuț, districtul Bacău, s'au găsit în 1924, atât în stratul de lignit, cât și în stratele argiloase și nisipoase din patul și din acoperișul lui, numeroase resturi de mamifere printre cari am putut recunoaște: *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros cf. etruscus* și *Cervus*. Foarte interesant este modul de prezentare al resturilor de *Elephas meridionalis* în zăcământul de lignit străbătut de galeria de exploatare. In partea superioară, spre tavanul galeriei s'au găsit cele două defense situate orizontal și cam la 1 m. depărtare una de alta. Una din defense a putut fi scoasă, iar cealaltă a rămas provizoriu în păretele lateral al galeriei. Cam la 1 m. mai jos, sub defense, s'au găsit câteva măsele, iar în patul galeriei mai multe oase cari nu s'au putut conservà.

Aspectul măselelor arată sigur că ele au aparținut la unul și acelaș animal înaintat în vârstă. Rezultă deci că animalul a murit în picioare chiar în locul unde s'au găsit resturile lui, fiind înnomolit în turbiera din care a provenit zăcământul de lignit dela Pralea.

Cea mai mare parte din material ni-a fost pus la dispoziție de societatea «Subsolul» care a exploatat lignitul dela Pralea. D-l inspector silvic VĂIDEANU a avut amabilitatea de a ne împrumutà una din măsele pentru studiu. Alte câteva resturi provenite din acelaș zăcământ le datorim d-lui O. PROTESCU, geolog-șef la Institutul geologic.

Pentru a ne da seamă mai deaproape de poziținea stratigrafică a stratelor pliocene cu lignit, în cari s'au găsit resturile menționate, vom da o privire generală asupra constituției geologice a basenului inferior al Trotușului.

Institutul Geologic al României

I

Privire stratigrafică asupra basinului inferior al Trotuşului.

Basinul inferior al Trotuşului la sud-est de Oneşti până la Adjud, este constituit din depozite pliocene fluviolacustre şi din terase cuaternare. Succesiunea acestor depozite este dată în tabela alăturată:

Aluvial	Terasa inferioară, 10—15 m. deasupra albiei actuale.
Pleistocen superior	Terase mijlocii din petrişuri acoperite de loess, cu *Elephas primigenius*, 50—120 m. deasupra nivelului actual.
Pleistocen inferior	Terasa superioară din petrişuri roşcate, aşezate discordant peste Levantin; au o grosime de 100—200 m. şi se ridică peste 450 m. deasupra şesului actual. Discordanţă.
Levantin superior	Petrişuri, nisipuri şi conglomerate, cel puţin 400 m. grosime. La partea inferioară intercalaţii de argilă, nisipuri şi un strat de lignit cu *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros cf. etruscus*
Levantin inferior	Argile bituminoase de 100 m. grosime, cu intercalaţiuni de lignit la Pralea. (Părăul lui Vodă). Petrişurile şi nisipurile cu *Mastodon arvernensis* dela Copăceşti şi Ruginesti. Ar corespunde cu stratele cu *Elephas planifrons* din Oltenia.
Dacian Pontian	Argile, marne şi nisipuri cu *Helix*, *Planorbis*, *Limnaeus*, aproape 100 m. grosime. Lignit în basenul Caşinului, pe păr. Haloş.
Meotian	Argile, marne, nisipuri cu: *Unio*, *Congeria Hydrobia*, *Helix*. Strate subţiri de lignit. Intercalaţii de grezii şi marne cu *Mactra subcaspia* şi de tufuri andezitice. Ar corespunde stratelor cu lignit din basenul dela Comăneşti cu *Rhinoceros* cf. *Schleiermacheri* şi cu grezii andezitice. Dislocaţia subcarpatică.
Miocen	Mediteran. Grezii, marne, cu gyps şi tuf dacitic. Intens cutat.

Institutul Geologic al României

Pliocenul este reprezentat în bazenul inferior al Trotușului prin o succesiune foarte puternică de depozite, perfect concordante, astfel că nu avem nici un indiciu sigur de vreo lacună stratigrafică între diferitele etaje. Stratele sunt aproape orizontale, cu ondulațiuni slabe și ar formà două bolți anticlinale largi, cu direcția NNE-SSV. Unul din aceste anticlinale trece la răsărit de Căiuț dealungul părăului Pralea, iar altul prin dreptul Adjudului.

Din cauza lipsei de fosile și a uniformității faciesului, nu se poate face o repartizare a depozitelor între diferitele etaje ale Pliocenului decât pe considerațiuni stratigrafice și pe baza câtorva resturi de mamifere.

Depozitele meoțiane apar în dreptul confluenței Tazlăului cu Trotușul la satele Slobozia Mielului și Rîpele de pe versantul nord-est. Ele sunt formate din argile, marne și nisipuri cu fosile de apă dulce, ca: *Unio*, *Congeria*, *Hydrobia*, *Helix*, *Planorbis*. Cuprind și intercalațiuni de grezii și marne de apă salmastră cu *Mactra subcaspia*, *M. Ososkovi* și *M. Venjukovi*, precum și intercalațiuni de strate subțiri de cărbuni și de tufuri și cenușe andesitice [1]).

Depozitele meoțiane apar aici pe linia de dislocație care separă regiunea miocenă subcarpatică, puternic cutată, de regiunea pliocenă, din partea de sud a Moldovei, cu stratele aproape orizontale.

Deasupra Meoțianului urmează concordant o succesiune puternică de argile, marne și nisipuri, care se urmărește fără întrerupere în malul Trotușului până în dreptul satelor Heltiu și Căiuț. Stratele au înclinare slabă spre ESE, care descrește treptat până în dreptul comunei Căiuț, unde stratele devin întâiu orizontale și apoi formează o largă boltă anticlinală orientată în direcția NNE-SSV și care ar corespunde aproape cu valea părăului Pralea, mic afluent pe partea dreaptă a Trotușului lângă Căiuț.

Fosile caracteristice cari să ne permită separarea etajelor Pliocenului de deasupra Meoțianului nu se întâlnesc, ci numai forme indiferente de *Helix*, *Planorbis*, *Limnaeus*, impresiuni de plante și iviri puțin însemnate de lignit. Este însă foarte probabil ca partea inferioară a acestei succesiuni argiloasă și nisipoasă, așezată concordant peste Meoțian, să aparție la Ponțian.

Pe versantul de sud-vest al Trotușului, în apropiere de Căiuț, și anume la satul Pralea, pe părăul Ursoaia, unde se află lignitul exploatat (Fig. 1), succesiunea stratelor pliocene superioare, este următoarea:

La partea inferioară se întâlnește un orizont de argile bituminoase, puternic de aproape 100 m., cu intercalațiuni de cărbuni, care ar fi probabil echivalent cu orizontul de argile negre cu cărbuni și cu stratele cu *Helix* dela baza Levantinului din Muntenia. Această concluziune ar fi sprijinită și pe faptul că în basenul Cașinului, pe părăul Haloș, în argilele cu *Helix* și la un nivel mult mai jos decât baza Levantinului dela fundul părăului Pralea,

[1]) D. M. PREDA: Regiunea Colinelor subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. Anuarul Inst. geol. Vol. VII, 1915.

Institutul Geologic al României

se întâlnește un lignit copt, cam de tipul lignitelor din Dacianul din Oltenia și Muntenia.

Deasupra orizontului argilo-cărbunos, pe care l-am considerat ca ori-

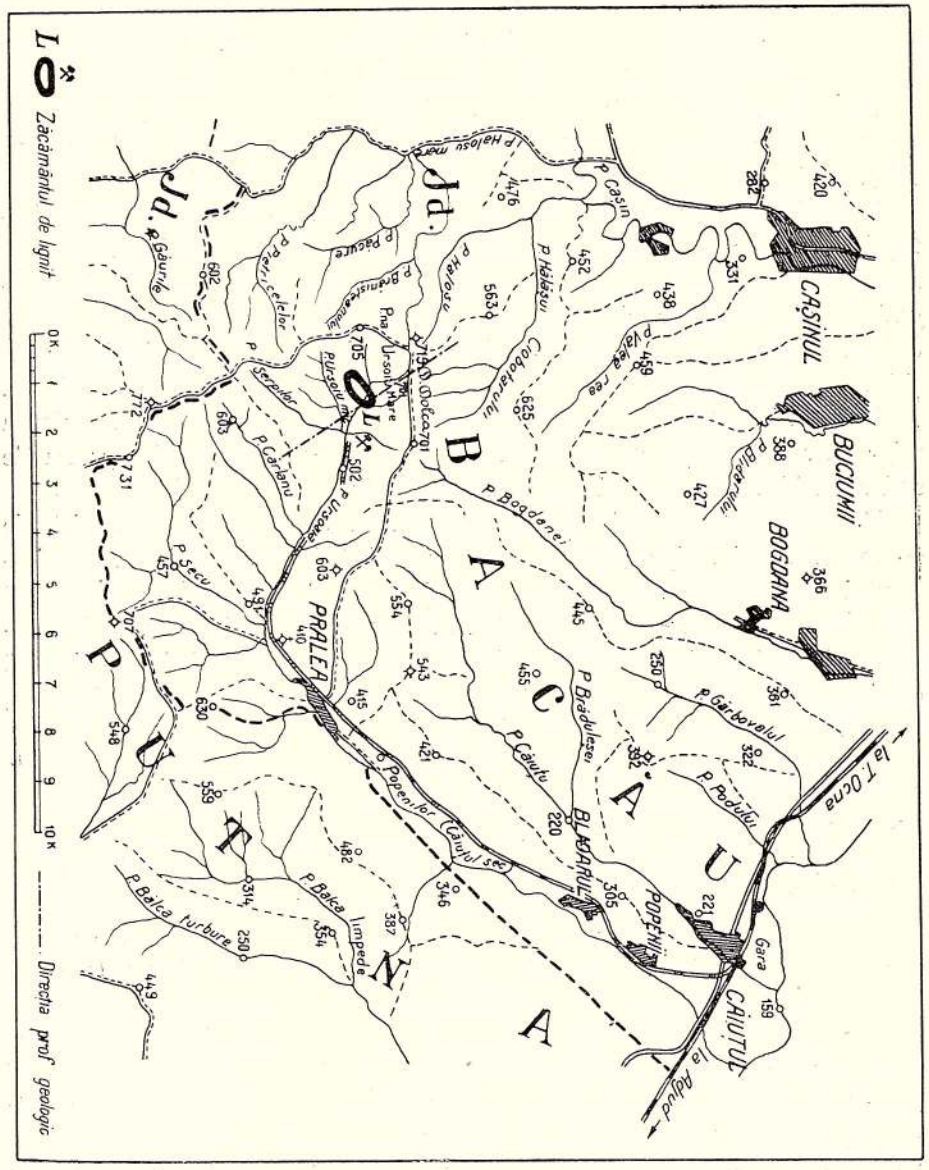


Fig. 1
Regiunea dela Pralea cu zăcământul de lignit.

zontul de bază al Levantinului, urmează concordant o succesiune puternică de cel puțin 400 m., din pietrișuri și conglomerate, cari alternează cu

Institutul Geologic al României

nisipuri cu stratificația torențială și cu intercalațiuni puternice de argile spre partea inferioară (Fig. 2). Cam în treimea inferioară a acestei succesiuni de pietrișuri și nisipuri se întâlnește stratul de lignit exploatat de Societatea «Subsolul» și în care s'au găsit resturile de *Elephas meridionalis*. Stratul de lignit are forma caracteristică lenticulară, cu o grosime de peste 3 m. la mijloc. El pare a se fi format într'o turbieră, ceeace dealtfel concordă cu modul de așezare al resturilor de *Elephas meridionalis* în acest strat de lignit.

Din considerațiuni stratigrafice am puteà considerà partea inferioară a succesiunii de pietrișuri, nisipuri și argile, cari cuprind stratul de lignit cu *Elephas meridionalis*, ca corespunzând la partea inferioară a Levantinului superior din Oltenia.

Pietrișurile și nisipurile dela partea superioară cari constituesc D. Dolca (701 m.) ar corespunde Levantinului superior, care aici este constituit în

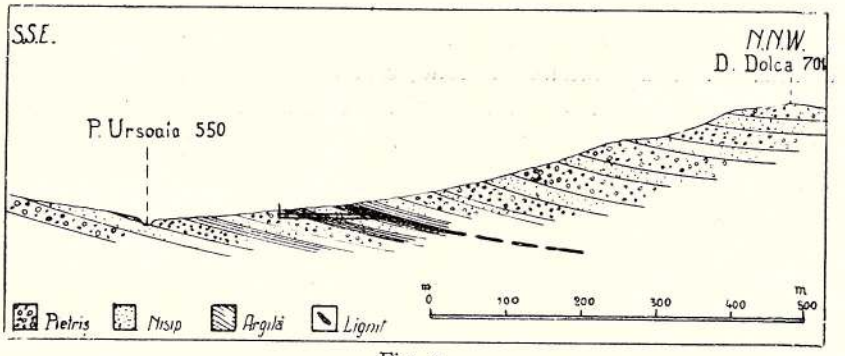


Fig. 2
Secțiune în Levantinul superior dela fundul păr. Pralea. In stratul de lignit. *Elephas meridionalis*.

întregime din depozite torențiale, fără urme de fosile. Elementele conglomeratelor sunt: cuarțite, micașisturi, gneis, roce verzi, calcare mesozoice ș. a. In pietrișuri s'a găsit și un tetracoralier.

Spre sud-est de Pralea, pe partea dreaptă a văii Trotușului, la satul Copăcești, sunt deschise pe o mare grosime pietrișuri și nisipuri levantine, peste cari se așează discordant pietrișurile terasei superioare cuaternare, care constitue platoul dintre valea Trotușului și Valea Domositei. Din partea inferioară a pietrișurilor levantine dela Copăcești se cunoaște o falcă superioară de *Mastodon arvernensis* [1]), ceeace ar indicà orizontul inferior al Levantinului.

In malul drept al Trotușului din fața Adjudului, sunt deschise nisipuri și pietrișuri puternice de 40—50 m., cu stratificație torențială. In aceste

[1]) SAVA ATHANASIU: Asupra prezenței lui *Mastodon arvernensis* în pietrișurile dela Copăcești.

Dările de seamă ale ședințelor Institutului Geologic al României. Vol. VII 1915, pag. 5—10.

Institutul Geologic al României

nisipuri sunt intercalate, mai ales la partea inferioară, câteva strate de o argilă vânătă cu *Helix*, *Planorbis* şi fragmente de *Unio*. Din partea mijlocie a nisipurilor se cunoaşte o defensă de *Mastodon aevernensis*, deci ele aparţin la Levantinul inferior ca şi pietrişurile dela Copăceşti menţionate mai sus. Aceste strate levantine au aici o înclinare slabă spre sudest, pe când mai în susul văii, în dreptul Copăceştilor, ele se înclină spre nordvest. Avem deci de-aface cu un al doilea anticlinal larg al stratelor levantine. Sunt ultimele cute pliocene cari se sting spre regiunea de şes din partea de sud a Moldovei.

Nisipurile şi pietrişurile cu *Mastodon arvernensis* arată la partea superioară o suprafaţă de eroziune prin care sunt despărţite de pietrişurile terasei superioare cuaternare acoperite de loess. Levantinul superior, pe care l-am văzut foarte desvoltat la Pralea, a fost aici în mare parte erodat.

Cuaternarul este reprezentat prin pietrişuri fluviatile foarte desvoltate în valea Trotuşului, constituind mai multe terase.

Depozitele terasei cuaternare celei mai vechi sunt aşezate pe o suprafaţă de denudaţiune a depozitelor pliocene, cari au fost spălate pe o grosime de cel puţin 500 m., dacă socotim înălţimea terasei celei mai superioare faţă de altitudinea văii actuale a Trotuşului.

Se pot distinge 4 terase cuaternare:

Terasa cea mai superioară este reprezentată pe partea stângă a basenului Trotuşului, în Culmea Trotuşului, începând din dreptul comunei Jăvreni (Dealu Bobeica 611 m.), până în dreptul comunei Coţofăneşti (Dealu Ciortolom 525 m.).

Pietrişurile acestei terase sunt constituite din roce verzi, asemenea cu acele din conglomeratele din Flişul carpatic, din Miocen şi din Levantin. Rocele sunt intens alterate şi au o coloare roşietică. Această terasă nu este acoperită de loess ori de lehm, cari au fost spălate.

Grosimea pietrişurilor terasei superioare este cuprinsă între 100 şi 200 m.; au stratificaţia caracteristică torenţială şi se razimă pe o suprafaţă de denudaţiune. Ele sunt mai noui decât pietrişurile levantine, provin în cea mai mare parte din remaniarea acestora şi trebuesc deci considerate de vârsta Pleistocenului inferior.

Înălţimea acestei terase deasupra albiei actuale a Trotuşului trece în unele locuri peste 450 m., iar baza ei se află cam la 200—250 m. deasupra acestei albii.

Pe partea dreaptă a basenului Trotuşului terasa cea mai superioară este reprezentată prin pietrişurile cari constituesc dealurile înalte acoperite de păduri, dintre fundul văii Pralea şi Copăceşti, cum sunt dealurile dela Bălca (330 m.) şi dealul Boga (325 m.) dela Copăceşti, cari se ridică cu aproape 200 m. deasupra albiei actuale a Trotuşului.

Pe versantul stâng al Trotuşului în Com. Jăvreni, pe păr. Recea, s'au găsit *Elephas meridionalis, forma evoluată*, care denotă sfârşitul Pliocenului şi începutul Cuaternarului.

Institutul Geologic al României

Terase mijlocii. Sunt terasele situate la nivele deosebite, inferioare terasei superioare și deasupra terasei celei mai inferioare. Se pot deosebì în această grupă cel puțin 2 terase: una care se ridică până la 120 m. și alta situată între 50—70 m., deasupra patului actual. Aceasta din urmă este foarte desvoltată în suprafață și se poate urmărì mai ales pe partea dreaptă a văii Trotușului, fiind pretutindeni acoperită de loess.

Din aceste terase mijlocii se cunosc resturi de *Elephas primigenius* dela Bălca (păr. Adânc), pe partea dreaptă, ceeace fixează vârsta acestor terase la Pleistocenul superior.

Terasa inferioară, se ridică până la 10—15 m. deasupra patului actual al Trotușului, este cea mai desvoltată și pe ea se află așezate satele Onești, Rădiana, Căiuț, Coțofănești, Urechești și Adjud.

Având în vedere raportul de înălțime față de celelalte terase, această terasă trebuie considerată de vârsta aluvială sau holocenă.

Din cele spuse rezultă că istoria geologică a basinului inferior al Trotușului s'ar puteà rezumà astfel:

In toată durata Pliocenului avem de-aface aproape exclusiv numai cu depozite de apă dulce, lacustre și fluviatile. O schimbare de facies, de scurtă durată, intervine numai în Meoțian prin intercalarea unui facies salmastru.

Regimul lacustru care a domnit în basenul inferior al Trotușului dela începutul Pliocenului, încetează cu începutul Levantinului și este înlocuit prin un regim fluviatil care persistă în tot timpul Levantinului și se continuă cu intensitate și mai mare în Cuaternar.

Desvoltarea mare ce o iau pietrișurile fluviatile în Levantin ne arată că după Dacian a intervenit o schimbare pronunțată în nivelul de bază al râurilor cari se vărsau în lacul pliocen dinspre nord-vest, adică dinspre Carpați. Delte torențiale puternice au înpotmolit treptat lacul levantin, care s'a retras spre sud și sud-vest, în spre regiunea șesului actual din partea de sud a Moldovei.

Schimbarea nivelului de bază a fost provocată mai mult prin o ridicare în regiunea carpatică și subcarpatică, decât prin o scufundare în regiunea de șes.

In mlaștinile rămase pe urma lacului pliocen, în fazele de liniște a activității râurilor, s'au desvoltat turbierele puțin întinse din cari au luat naștere zăcămintele de lignit din această regiune.

Imprejurimile acestor turbiere, acoperite de o vegetație bogată, erau populate de Elefanți, Rinoceri, Cerbi și alte mamifere, ale cărora resturi ni s'au păstrat în parte în zăcămintele de lignit.

II

Elephas meridionalis Nesti din lignitul levantin dela Pralea-Căiuți.

Resturile de cari dispunem sunt 3 măsele și un fragment de defensă, provenind dela acelaș individ.

Institutul Geologic al României

Ultimul molar superior M_3 drept (Tab. V, Fig. 1) are 7 lame conservate, lipsind 5—6 lame dela partea anterioară. Starea de uzare este foarte înaintată şi suprafaţa de mestecare, cu totul plană, este îngustată la partea posterioară unde se termină prin un talon rotunzit. Nu se observă la extremitatea posterioară nici o urmă de alipire de un molar posterior deaceea nu-l putem considerà ca M_2. Faţa externă arată o convexitate slabă, pe când faţa internă este aproape plană. Lungimea părţii conservate (7 lame+talonul) este de 14 cm., la cari adăugându-se 8—10 cm. pentru lamele dela partea anterioară cari lipsesc, am aveà lungimea totală a lui M_3 de 22—24 cm. Lărgimea maximă (lama a 5-a şi a 6-a) este de 95 mm.

Numărul lamelor pe o lungime de 10 cm. a suprafeţei de mestecare, adică *fregvenţa laminară*, este de 5. Lamele cele mai desvoltate au lărgimea de 15—17 mm., iar spaţiile interlamelare au lărgimea medie de 10 mm. Smalţul puţin gros (1—2 mm.) prezintă încreţituri fine, în general superficiale şi nu se observă *sinusuri loxodonte*, adică încreţituri mediane pronunţate de smalţ.

Prima lamă, pusă în evidenţă prin erosiune la extremitatea posterioară, este reprezentată prin 5 rondele; a doua lamă tot din 5 rondele, dintre cari cea mediană este mai lungită transversal; a 3-a, a 4-a şi a 5-a lamă sunt formate din câte 3 insule alipite, dintre cari cele din axa măselei mai desvoltate. A 6-a şi a 7-a lamă, şi probabil şi celelalte dela partea anterioară cari lipsesc, au suprafaţa de erosiune în formă de bande puţin mai lărgite în axa măselei.

Fiindcă măseaua este crăpată oblic se poate observà secţiunea lamelor în întregime. Cuta de smalţ cea mai lungă este de 82 mm., iar lamele sunt oblice, fiind plecate îndărăt.

Înălţimea maximă a coroanei deasupra rădăcinei este de 3,5 cm., deci măseaua este de tipul *brachyodont*. Rădăcina este conservată pe o înălţime de vreo 7 cm. sub coroană.

Ultimul molar M_3 inferior drept (Tab. V, Fig. 2), prezintă numai 5 lame conservate pe o lungime de 10 cm.; fregvenţa laminară este deci de 5, ca şi la molarul precedent. La partea posterioară rotunzită se observă alte 2 lame neatinse de erosiune, dintre cari cea posterioară mult mai scurtă (călcâiul); ambele sunt constituite din câte 6 tubercule sau digitaţiuni. Starea de uzare şi aspectul general exact ca la exemplarul precedent, deci ambele provin dela acelaş individ.

Prima lamă erodată dela partea posterioară este reprezentată prin 6 digitaţiuni (4 rondele), a doua prin 5 rondele, a treia prin 4 insule ovale, a patra prin 3 insule separate, dintre cari cea din mijloc mai mare şi mai neregulată.

In fine, lama a 5-a prezintă o suprafaţă de erosiune continuă, cu un mic sinus de smalţ la partea posterioară şi la mijloc. Increţiturile fine de smalţ nu ating toată grosimea stratului.

Înălţimea maximă a coroanei ar fi 2,5 cm., iar înălţimea rădăcinei la partea posterioară cam de 10 cm.

Institutul Geologic al României

Sava Athanasiu, *Elephas meridionalis* din lignitul pliocen dela Pralea-Căiuţi, Bacău

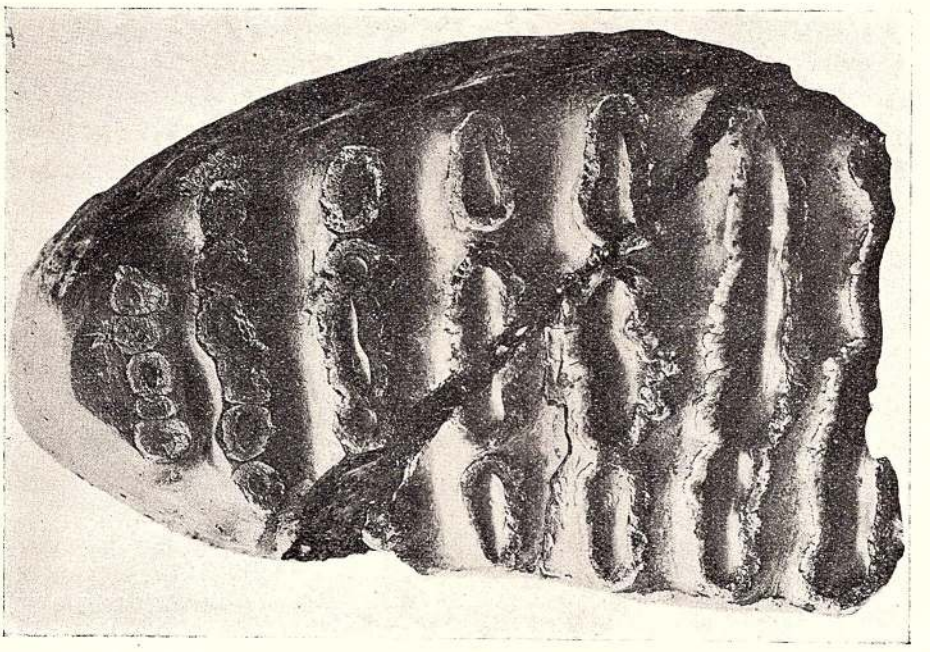


Fig. 1. — Ultimul molar superior drept M_3.

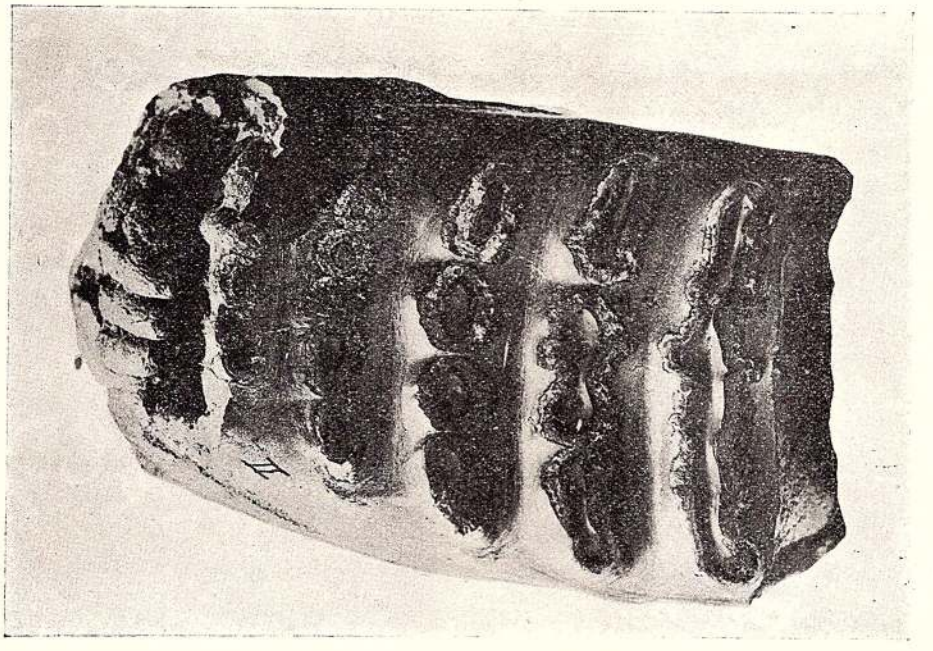


Fig. 2. — Ultimul molar inferior drept M_3.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Ultimul molar M_3 inferior stâng (Tab. VI, Fig. 3), prezintă 4 lame conservate pe o lungime a suprafeței de mestecare de 8 cm. Are aspectul și caracterele aproape exact ca ale exemplarului precedent. O mică porțiune din osul fălcii inferioare este încă conservat.

O lamă completă de molar (Tab. VI, Fig. 4), provenind tot din zăcământul de lignit dela Pralea, prezintă o slabă concavitate la partea anterioară, are înălțimea de 95 mm., lărgimea la partea inferioară de 85 mm., iar la extremitatea superioară, largă de 50 mm. prezintă 7 rondele de erosiune. O cută de smalț la extremitatea inferioară, desparte lama în 2 jumătăți aproape simetrice. Grosimea lamei este de 10—15 mm., iar grosimea stratului de smalț este cam de 2 mm.

Această lamă de molar inferior are înfățișarea aproape identică cu lama de *Elephas meridionalis* figurată de SABBA ȘTEFANESCU [1]).

Defensa este reprezentată prin un fragment cuprins în lignit, lung de 20 cm., cu secțiunea eliptică, având diametrele de 16 și 13 cm. Fildeșul dispus în paturi concentrice de coloare albicioasă. Un fragment mai mare a rămas în lignitul din păretele galeriei.

* * *

Tot din stratele de lignit dela Pralea și din acelaș zăcământ cu *El. meridionalis*, provin și următoarele resturi:

Rhinoceros cf. etruscus FALCONER, reprezentat prin un fragment din mandibula dreaptă, un fragment mai mic din mandibula stângă și 2 molari inferiori.

Fragmentul de mandibulă dreaptă, lung de 20 cm., reprezintă partea din dărăt a ramurei orizontale și începutul ramurei ascendent. Pe bordul alveolar nu sunt păstrate decât rădăcinile ultimului și penultimului molar, rupte dela baza coroanei. Ultimul molar ar aveà lungimea cam de 4 cm. Înălțimea ramurei orizontale a mandibulei sub ultimul molar este de 95 mm., iar lărgimea osului sub ultimii 2 molari este de 50—55 mm.

Fața externă a mandibulei prezintă la partea posterioară, sub ramura ascendentă, o depresiune largă cu suprafața mai puțin netedă decât în restul osului, și care arată locul de inserțiune musculară.

Fața inferioară, cât este păstrată pe lungimea de 20 cm., nu prezintă nici o convexitate cât de slabă, ci se continuă în linie dreaptă.

Această mandibulă se aseamănă cel mai mult cu mandibula de *Rhinoceros etruscus* din Pliocenul din nordul Italiei, figurată de FALCONER [2]). Ea a aparținut probabil la un individ tânăr.

---

[1]) SABBA ȘTEFANESCU: Sur l'organisation des molaires et sur la phylogenie des elephants et des mastodontes. Pl. 8. 1928.

[2] FALCONER: Paleontological memoirs and notes. London 1868. Vol. II. Pl. XXVII, (fig. 2), pag. 358.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Sava Athanasiu, *Elephas meridionalis* din lignitul pliocen dela Pralea-Căiuți, Bacău

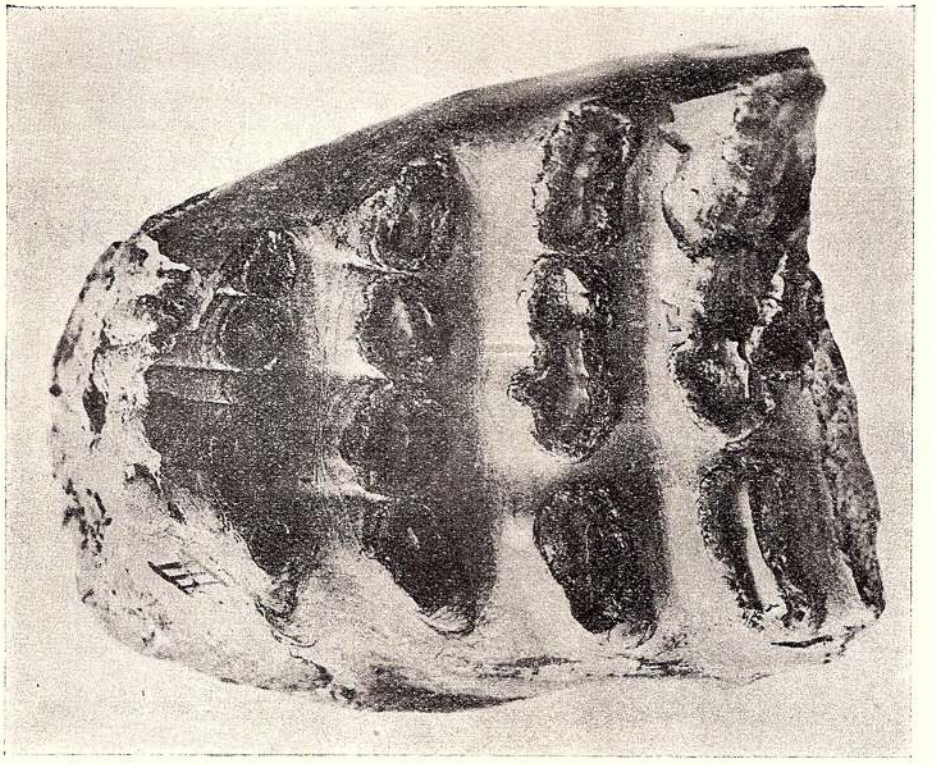


Fig. 3. — Ultimul molar inferior stîng M_3.

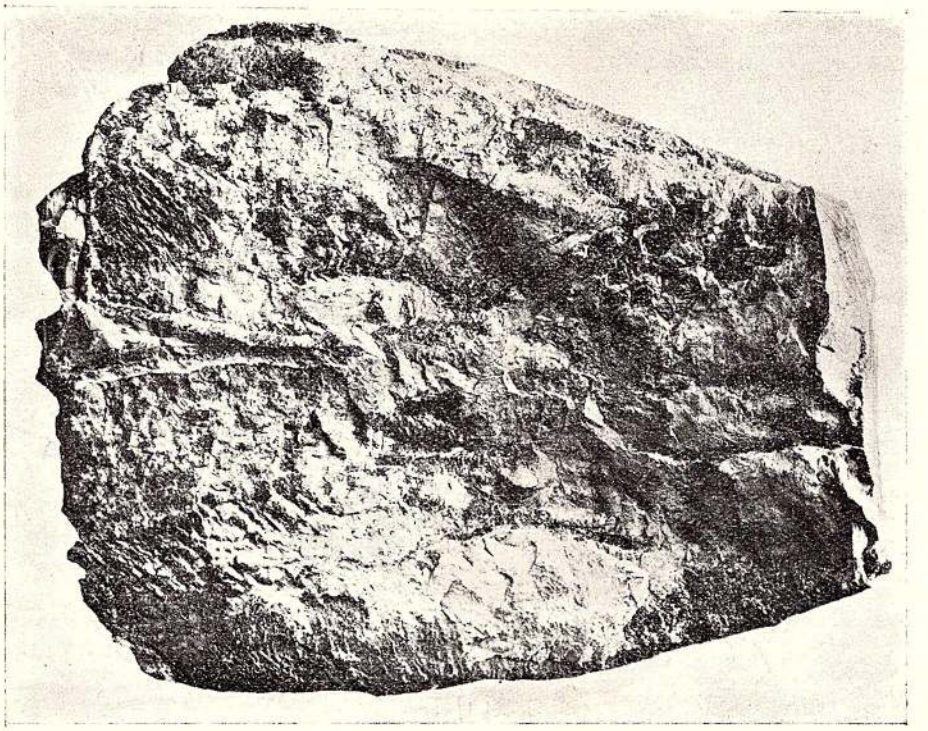


Fig. 4. — O lama de El. meridionalis, văzută pe fața anterioară puțin concavă. La partea inferioară silonul radical cu cuta de smalț.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Molarii inferiori sunt penultimul m_2 și ultimul m_3 dela partea stângă, aparținând foarte probabil la un individ mai înaintat în vârstă de *Rh. etruscus*.

Penultimul molar are lungimea de 50 mm. și lărgimea la lobul anterior de 30 mm. Ultimul molar prezintă abiă un început de erosiune, are lungimea de 48 mm. și lărgimea lobului posterior la baza coroanei de 35 mm.

Cervus este reprezentat prin un fragment de corn, prin fragmente de oase dela membre și prin fragmente de molari. Aceste resturi nu permit o determinare specifică.

Caracterele descrise la molarii Elefantului dela Pralea, și în special fregvența laminară de 5, concordă cu caracterele descrise de DEPÈRET și MAYET [1]) la *mutațiunea tip* sau forma normală de *Elephas meridionalis*, care, asociat cu *Rh. etruscus* caracterizează etajul Villafranchien, adică Pliocenul superior din Europa de vest, pe când *mutațiunea evoluată*, cu fregvența laminară 5,5 ar caracteriză etajul Saint-Prestien sau sfârșitul Pliocenului.

Ținând seamă de grosimea extraordinară a pietrișurilor, nisipurilor și conglomeratelor de deasupra stratelor de lignit cu *El. meridionalis* (cel puțin 400 m.) am fi înclinați să considerăm aceste strate ca fiind mai vechi decât Levantinul, adică de vârsta Dacianului. Prezența lui *Elephas meridionalis*, forma normală, și a lui *Rhinoceros etruscus* ne arată însă vârsta Levantinului superior.

Din nisipurile feruginoase de pe țărmul limanului Kuialnik de lângă Odesa, MARIE PAVLOV [2]) a descris câțiva molari de *Elephas meridionalis* dintre cari unii, cu fregvență laminară de 5, se apropie mult de molarii dela Pralea.

Aceste nisipuri se reazemă direct pe Meotic și sunt considerate de SINZOV ca pliocene superioare, iar SOCOLOW și ANDRUSSOW le consideră mai vechi.

Orizontul inferior al Levantinului din România ar fi caracterizat prin prezența lui *Elephas meridionalis* mutațiunea archaică și a lui *Elephas planifrons*, asociate cu *Mastodon arvernensis* și *Mast. Borsoni* [3]).

---

[1]) CH. DEPÈRET et L. MAYET: Les Eléphants pliocènes. Annales de l'Université de Lyon. 1923, pag. 157, 198 și 204.

[2]) MARIE PAVLOW: Les éléphants fossiles de la Russie. Pag. 25—27. Pl. I, fig. 19—22. Moscou 1910.

[3]) SAVA ATHANASIU: *Elephas planifrons* FALCONER dans le Pliocène supérieur de Roumanie. Anuarul Inst. Geol. al României. Vol. XI, 1925.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

SUR LA PRÉSENCE D'*ELEPHAS MERIDIONALIS* NESTI DANS LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR DE PRALEA-CĂIUȚI (DISTR. BACĂU)

PAR

SAVA ATHANASIU et DAVID PREDA

RÉSUMÉ

I

L'exploitation d'un gisement de lignite situé sur le versant droit du bassin inférieur du Trotuș, dans le ruisseau de Pralea, village de Căiuți, district de Bacău, a mis à jour en 1924 plusieurs restes de mammifères parmi lesquels on a pu déterminer *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros* cf. *etruscus* et *Cervus*. Ces restes ont été recueillis dans la couche de lignite et dans les couches argileuses et sablonneuses qui forment le mur et le toit du gisement.

Les restes d'*Elephas meridionalis* proviennent du gisement de lignite même, traversé par la galerie d'exploitation. A la partie supérieure des parois de la galerie on a trouvé, à une distance d'environ un mètre, les deux défenses en position horizontale. Un mètre plus bas, sous les défenses, on a trouvé quelques molaires; dans la partie inférieure de la galerie on a découvert plusieurs os qui n'ont pu être conservés. L'aspect des molaires indique qu'elles proviennent d'un même animal, âgé.

Il ressort de la disposition des restes que l'animal est mort sur place enlisé dans la tourbière dont provient le gisement de lignite.

La région traversée par le cours inférieur du Trotuș, au Sud-Est de Onești, est constituée de dépôts pliocènes fluvio-lacustres et de terrasses quaternaires. Leur succession stratigraphique est indiquée dans le tableau de la page 2.

Le Pliocène est formé d'une série extrêmement puissante de conglomérats, graviers, sables et argiles à intercalations de lignite. Les couches sont presque horizontales et parfaitement concordantes de sorte que nous ne possédons nul indice sur l'existence de lacunes stratigraphiques dans la série des étages pliocènes.

Institutul Geologic al României

Le manque de fossiles, d'une part, et l'uniformité du faciès, d'autre part, ne permettent pas d'horizonter les dépôts; on est obligé de recourir à des considérations d'ordre stratigraphique ou de tenir compte de quelques restes isolés de Mammifères.

Guidés par ces critériums, nous avons considéré comme appartenant au Levantin supérieur, c'est-à-dire à la partie la plus élevée du Pliocène, tous les dépôts de graviers et sables à intercalations de lignite et argiles qui se trouvent à l'origine de la P r a l e a (fig. 1 et 2) et dans lesquels on a trouvé les restes d'*Elephas meridionalis*.

Durant une grande partie du Pliocène (étages Méotien, Pontien et Dacien), le bassin supérieur du Trotuș se trouva sous un régime lacustre; ce n'est qu'au début du Levantin que ce régime est remplacé par un régime fluviatile qui s'accentue au Pléistocène.

Le grand développement que prennent les graviers fluviatiles dans le Levantin met en évidence le fait qu'après le Dacien intervient un changement prononcé dans le niveau de la base des rivières qui, venant du Nord-Ouest, c'est-à-dire des Carpates, se jetaient dans le lac pliocène.

De puissants deltas torrentiels finissent par envahir le lac levantin qui se retire successivement vers le Sud et le Sud-Est, dans la plaine actuelle de la Moldavie méridionale. Ce changement de niveau de base était provoqué plutôt par un soulèvement des régions carpatiques que par l'affaisement des régions basses de la plaine.

Dans les marais qui restèrent sur l'emplacement du lac pliocène, lorsque l'activité des rivières fut réduite, se sont développées les tourbières, restreintes d'ailleurs, où l'on doit chercher l'origine des gisements de lignite de cette région.

Le voisinage de ces tourbières, envahies par une riche végétation sous un climat relativement chaud et humide, était peuplé d'Éléphants, Rhinocéros, Cerfs et autres Mammifères dont les restes se sont conservés dans les gisements de lignite et les autres dépôts fluvio-lacustres».

II

Elephas meridionalis est représenté par trois molaires incomplètes provenant du même individu; elles accusent un degré d'usure prononcé.

De la dernière molaire supérieure droite M^3 ne sont conservés que sept lames de la moitiée postérieure, sur une longueur de 14 cm.; elle décroît en largeur vers la région postérieure en se terminant par un talon arrondi (Tab. V, fig. 1). Sa largeur maxima est de 95 mm. Le nombre des lames sur une longueur de 10 cm., c'est-à-dire *la fréquence laminaire*, est de 5. Les deux premières lames de la partie antérieure présentent une surface

Institutul Geologic al României

d'érosion sous forme de bandes continues, larges de 16 mm.; les espaces interlamellaires ont une largeur d'environ 10 mm.

Les autres lames se trouvant à la région postérieure sont représentées par 3—5 îlots ou rondelles; celles qui sont situées dans l'axe de la molaire sont les plus développées. L'émail, peu épais (1—2 mm.), présente de fines ondulations qui n'intéressent pas généralement toute l'épaisseur de la couche; on n'observe pas de *sinus loxodontes*. La hauteur maxima de la couronne mesurée sur l'échantillon à usure prononcée, est de 3,5 cm. au-dessus de la racine; la forme appartient donc au type brachyodonte.

La dernière molaire inférieure droite présente 5 lames conservées sur une longueur de 10 cm. (Tab. V, fig. 2).

La dernière molaire inférieure gauche, attachée à un reste de l'os mandibulaire, présente 4 lames conservées sur une longueur de 8 cm. (Tab. VI, fig. 3).

On possède également une lame complète faisant partie d'une molaire d'*Elephas meridionalis*; elle provient du même gisement de lignite de P r a l e a. Elle a 95 mm. de hauteur sur 85 mm. de largeur à l'extrémité inférieure et 50 mm. à l'extrémité supérieure où elle est divisée en 7 rondelles d'érosion. L'extrémité inférieure présente un pli d'émail qui la divise en deux moitiés presque symétriques. L'épaisseur de cette lame est de 10—15 mm.; la couche d'émail n'a guère plus de 2 mm. d'épaisseur. (Tab. VI, fig. 4).

Le fragment de défense recueilli dans le lignite de P r a l e a est à section elliptique, diamètres de 16 et 13 cm.; l'ivoire est disposé en couches concentriques à teintes blanchâtres.

Les mêmes couches de lignite du gisement de P r a l e a à *Elephas meridionalis* nous ont fourni quelques restes de *Rhinoceros* cf. *etruscus* FALCONER. Cette forme est représentée par un fragment de la mandibule droite, un fragment moins grand de la mandibule gauche et deux molaires inférieures, à savoir: l'avant dernière et la dernière du côté gauche.

Cervus est représenté par un fragment de bois et quelques fragments d'os et de molaires, dans un tel état de conservation que toute détermination spécifique est impossible.

Les caractères que présentent les molaires de l'éléphant de P r a l e a et notamment la fréquence laminaire de 5 concordent avec les caractères décrits par DEPÉRET et MAYET[1]) chez la *mutation type* ou forme normale d'*Elephas meridionalis*. Cette forme associée à *Rhinoceros etruscus* caractérise l'étage V i l l a f r a n c h i e n, c'est-à-dire le Pliocène supérieur de l'Europe occidentale, tandis que la *mutation évoluée* à fréquence laminaire de 5,5 serait caractéristique pour l'étage Saint Prestien de la fin du Pliocène.

[1]) CH DEPÉRET et L. MAYET: Les Eléphants pliocènes. Annales de l'Université de Lyon, 1923, pg. 157, 198 et 204.

Institutul Geologic al României

La présence d'*Elephas meridionalis*, mutation type, associée à *Rhinoceros etruscus* établit l'âge levantin supérieur des couches à l'ignite de P r a l e a.

L'horizon inférieur du Levantin en Roumanie serait caractérisé par la présence d'*Elephas meridionalis*, mutation archaïque, et d'*Elephas planifrons* associés à *Mastodon arvernensis* et *Mastodon Borsoni*.

MARIE PAVLOV a décrit quelques molaires d'*Elephas meridionalis* recueillies dans les sables ferrugineux des côtés du liman K u i a l n i k, près d'O d e s s a. Parmi ces molaires, certaines à fréquence laminaire de 5 se rapprochent beaucoup des molaires de P r a l e a. Les sables mentionnés reposent directement sur le Méotien; ils sont considérés par SINZOW comme pliocènes supérieurs, tandis que SOKOLOV et ANDRUSSOV leur attribuent un âge plus ancien.

Institutul Geologic al României

FAUNA ARGILELOR SARMATICE DELA UNGHENI

DE

TH. VĂSCĂUȚANU

INTRODUCERE

In anul 1924, fiind încă student la Facultatea de Ştiinţe dela Universitatea din Iaşi, am avut ocazie să întâlnesc pe malul basarabean al Prutului, lângă târgușorul Ungheni, straturi de argilă plastică, cuprinzând o faună interesantă, nu atât prin bogăția formelor cât prin unele particularităţi ale ei, mai ales, față de fauna cunoscută ca provenind din argilele, cari joacă un rol atât de însemnat în stratigrafia Moldovei dintre Siret și Nistru.

Pentru a mă lămuri asupra importanței ce trebuiește dată acestei faune, am căutat, în repetate rânduri, să vizitez mai multe puncte din centrul și nordul Basarabiei, pentru a studiă variația de facies a formațiunilor miocene. Paralel cu aceasta am căutat să cunosc și bogatul material, adunat din diverse părți ale Moldovei, în colecțiile laboratorului de Geologie din Iași.

Așà se lămurește că am dat o extensiune poate prea mare părții paleontologice.

Fauna sarmatică în genere este prea puțin studiată, așà încât prin descrierea dată, am căutat să contribui și la limitarea unor specii mai rar întâlnite.

Cât privește interpretarea stratigrafică a faunei am dat în această lucrare numai unele considerațiuni restrânse, legate de natura formelor descrise, cât și de poziția straturilor în cari au fost întâlnite. Imi rezerv dreptul de a revenì asupra lor în lucrarea care va cuprinde rezultatul cercetărilor din nordul Basarabiei, începute de câțiva ani.

Ca încheiere țin să mulțumesc d-lui Prof. M. DAVID pentru amabilitatea cu care mi-a pus la dispoziție bogata d-sale colecție, adunată din Podișul Moldovenesc, precum și pentru folosul ce l'am tras din discuțiile asupra diferitelor probleme geologice cu privire la Moldova.

I. DESCRIEREA ZĂCĂMÂNTULUI DE ARGILE DELA UNGHENI

Argilele de cari ne vom ocupà se întâlnesc în malul basarabean al Prutului lângă târgușorul Ungheni cu 500—600 m. mai spre N de calea ferată.

Institutul Geologic al României

Fiind erodate și acoperite de prundiș, nisip și loess, apar deasupra nivelului apei pe grosimi variate și pe o întindere de vreo 400 m.

Ca grosime păturile de argilă dela Ungheni nu trec de 5—6 m., dar chiar și pe această neînsemnată grosime se pot deosebì două orizonturi deosebite din punct de vedere al stratificațiunii. Acolo unde malul e proaspăt surpat se observă că la bază stau argile fine unsuroase, albastru-verzui, în cari numai rarele intercalațiuni de argilă nisipoasă sau nisip fin feruginos, cel mult de 2-3 cm. grosime, ne mai indică stratificația lor în pături orizontale.

Argila din acest orizont se desprinde în blocuri mari neregulate cu suprafeți concoidale, cari, adesea, sunt străbătute de vine negre, brune sau albăstrui de oxizi metalici și acoperite de eflorescențe saline, pe părțile mai mult expuse la aer. Spre partea superioară a zăcământului, argila devine din ce în ce mai șistoasă, până când trece în șisturi fin stratificate și sfărămicioase, totodată fiind și mai desalinată. Odată cu aceasta se schimbă și coloarea lor; spre partea superioară sunt mai deschise, iar la contact cu nisipul quaternar ce le acopere devin galbene sau brune.

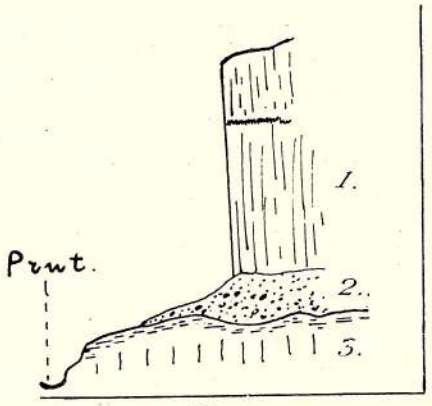


Fig. 1
Profil în malul basarabean al Prutului lângă Ungheni.
1. Loess. 2. Năsip și prundiș. 3. Argilă vânătă cu fauna de Ungheni.

Aceste două orizonturi nu sunt legate de un nivel hipsometric anumit, ci variază după grosimea păturilor ieșite la suprafață. In general se poate observà că la partea superioară a zăcământului, unde argilele au fost expuse timp mai îndelungat agenților atmosferici, acestea sunt mai șistoase, mai sfărâmicioase și mai desalinate; pe când cele dela bază sunt mai plastice, nestratificate și mai bogate în eflorescențe saline.

Argilele dela Ungheni au mai fost studiate și de d-l prof. M. DAVID [1]). Concluzia la care a ajuns este că argilele acestea sunt de vârstă bugloviană, întocmai cu aceleași forme pe cari le-a întâlnit în această formațiune în podiș.

Intr'o altă lucrare, mai recentă [2]), aduce dovezi paleontologice în favoarea vârstei considerate. «Am putut observà» — ne spune d-sa — «numeroase forme tipice de *Mactra fragilis var. buglovensis* și *Cardiaceae*. Deci atât ca facies

[1]) M. DAVID: Cercetări geologice în podișul Moldovenesc. An. Inst. Geol. Rom., vol. IX, 1915—1920.

[2]) M. DAVID: Regiunea «Codrilor Băcului» față de «Podișul sarmatic Moldovenesc». Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr., An. XLI, 1922.

Institutul Geologic al României

petrografic cât și prin fauna care o conțin vedem că aceste straturi reprezintă «păturile de Buglowca» cari au o așà de întinsă desvoltare în regiunea din dreapta Prutului în podișul sarmatic».

In ce privește fauna și vârsta argilelor dela Ungheni eu am ajuns la alte rezultate; cu expunerea lor mă voiu ocupà în capitolele ce urmează.

Fosile în argilele dela Ungheni, afară de foraminifere, se întâlnesc rar și se găsesc în ambele orizonturi descrise. De cele mai multe ori ele sunt aglomerate, formând câteva intercalațiuni subțiri cari, dealtfel, nu se întind pe distanțe mai mari de câțiva metri. In aceste cuiburi scoicile sunt îngrămădite

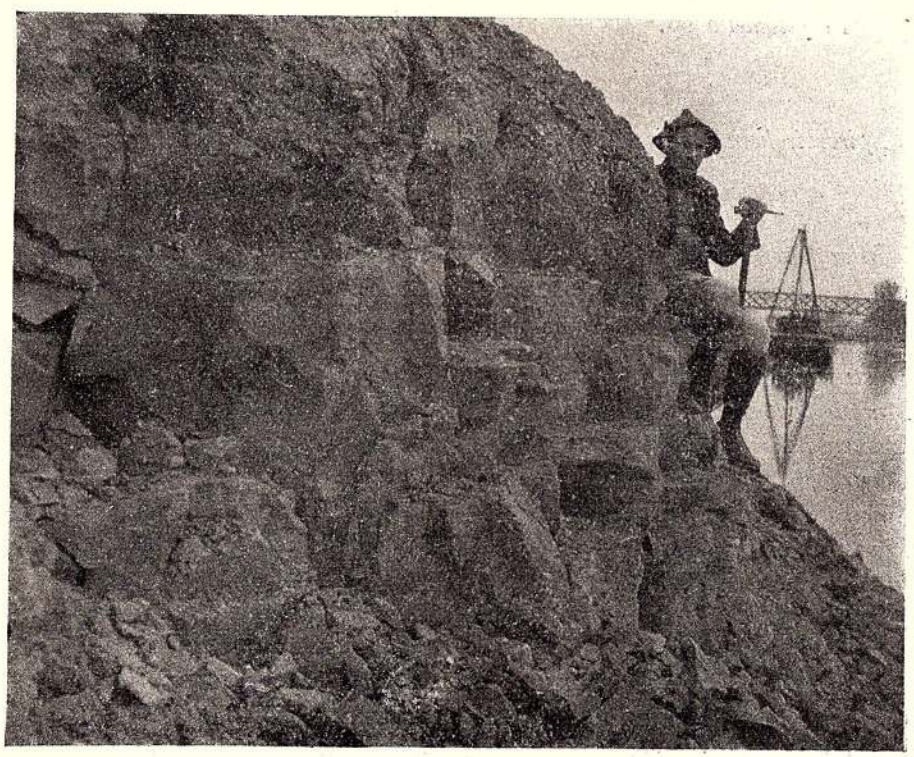


Fig. 2
Vedere generală a depositelor de argilă la Ungheni. Jud. Iași.

și deformate. Greutatea principală în colectarea lor constă în faptul că scoicile, în general, sunt extrem de subțiri și fragile. Formele cele mai bine, relativ, păstrate se întâlnesc în intercalațiunile subțiri de nisip, în special, bogate în forme mici de gasteropode, ostracode, foraminifere și unele cardiaceae. Se mai întâlnesc forme răzlețe înglobate la diferite nivele în toată grosimea argilelor însă sunt cu totul rari.

Institutul Geologic al României

După felul cum se prezintă scoicile, acestea se pot grupà în două categorii: cele mai multe sunt extrem de subțiri și fragile, pe când unele, rari dealtfel, sunt groase sau chiar masive, câteodată prezentând semne de rostogolire. Prezența acestor din urmă forme, străine de facies și localitate, voiu explica-o în alt capitol.

In argilele dela Ungheni am reușit până în prezent să stabilesc prezența următoarelor grupuri și forme de animale:

Rhizopoda

Dentalina sp.
Polystomella sp.
Rosalina sp.
Quinqueloculina sp.

Vermes

Spirorbis heliciformis EICHW.
Annelidae.

Bryozoa

Microporella terebrata SINZ.
Schizoporella variabilis REUSS.

Lamellibranchiata

Mactra fragilis LASK.
Mactra podolica EICHW.
Mactra Fabreana d'ORB.
Mactra sp.
Mactra subcaspia ANDR.
Mactra cfr. karabugasica ANDR.
Mactra cfr. Ososkovi ANDR.
Mactra Cobalcescui n o v. s p. cum variet.
Cryptomactra pes anseris ANDR.
Cardium obsoletum EICHW.
Cardium Fittoni d'ORB.
Cardium Barboti R. HÖRN.
Cardium Mihailovi TOULA.
Cardium cfr. plicato-Fittoni SINZ.
Cardium Fischerianum DÖNG.
Cardium Simionescui n o v. s p.
Cardium unghenensis n o v. s p.
Cardium Elisabetae n o v. s p.
Cardium cfr. subfittoni ANDR.
Modiola Marginata EICHW.
Modiola navicula DUB.
Solen subfragilis EICHW.
Donax lucidus EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH.
Tapes Vitaliana d'ORB.
Tapes naviculata R. HÖRN
Pholas cfr. dactylus L.

Gastropoda

Acmaea angulata d'ORB.
Acmaea compressiuscula EICHW.
Turbo Neumayri COB.
Trochus sarmato-anceps SINZ.
Trochus subanceps SINZ.
Trochus anceps EICHW.
Trochus pictus EICHW.
Trochus angulatus EICHW.
Hydrobiidae.
Cerithium cfr. disjunctum SOW.

Institutul Geologic al României

Buccinum duplicatum Sow.
Buccinum baccatum Sow.
Latirus Pauli Cob.
Nassa Akburunensis Andr.
Bulla Lajonkaireana Bast.

Crustacea

Cypris sp.
Phyllopodae.

Vertebrata

Pisces.
Phoca sp.

II. DESCRIEREA FAUNEI ARGILELOR DELA UNGHENI

Lamellibranchiata

Mactra fragilis Lask.

Tab. VII, fig. 1—2.

M. Variabilis Sinz. var. *fragilis* Laskarew: Zapiski Novor. Obsch. Estestv. T. XXI, part. 2 pag. 99, 105 și altele.
» » » » Laskarew: Kremenetzki uezd etc. p. 250.
» » » » Laskarew: Bemerkungen... p. 521, 523.
» » » » Laskarew: Buglovca-Schicht. p. 85, 87 și altele.

Formele dela Ungheni sunt de obiceiu de mărime mijlocie, cu scoica triunghiulară, equilaterală și potrivit bombată. Partea anterioară și cea posterioară aproape deopotrivă rotunzite. Umbonele central e mic, ascuțit și puțin proeminent. Scoica potrivit de groasă, prezintă suprafața externă acoperită de striuri dese, concentrice, mai pronunțate în partea posterioară. Aparatul cardinal la valva stângă constă dintr'un dinte cardinal triunghiular, despicat în două lamele, complet unite la partea superioară. Dinții laterali, subțiri, lungi și lameloși, aproape deopotrivă de groși peste tot. Foseta ligamentului intern, triunghiulară, spațioasă și puțin concavă, e prevăzută cu striuri concentrice distincte. Deasupra acestei gropiți se observă un alt jgheab triunghiular, lateral și îngust-locul unui ligament superior. Marginea externă a gropiței ligamentare interne e aproape dreaptă și nu trece de marginea inferioară a platoului cardinal.

Forma descrisă prezintă după contur mare asemănare cu cele figurate la 1, 2, 6, 7—10, Tab. IV de Lascarew[1]) ca *M. fragilis* var. *buglovensis* Lask. din păturile de Buglovo din Volhynia.

[1]) Laskarew: Die Fauna der Buglovca, etc.

Institutul Geologic al României

Deosebirea constă în faptul că forma dela Ungheni nu prezintă nici o urmă de coaste fine radiale la partea posterioară a scoicei, caracteristice formei din Volhynia și care fapt o leagă pe aceasta din urmă cu *M. Basteroti* MAYER. *M. fragilis* prezintă, după cum arată LASKAREW, scoica mai groasă decât la varietatea ei bugloviană, ceeace se observă și la unele din cele dela Ungheni.

O înrudire apropiată există între forma descrisă și *M. Basteroti* MAYER var. *konkensis* LASK., de care totuș se deosebește prin conturul său mai triunghiular și lipsa oricărei urme de sculptură, caracteristică acesteia din urmă. SOKOLOW [1]) constată că formele tinere de *M. fragilis* prezintă o mai mare asemănare cu *M. Basteroti* vor. *konkensis*, ceeace-l face să considere specia dintâiu dacă nu ca o mutație directă, cel puțin ca având ambele un trunchiu imediat comun.

LASKAREW [2]) admite că *M. Basteroti* var. *konkensis* ar fi unul din tipurile intermediare pe calea diferențierei formei *fragilis* din forma marină *M. Basteroti*. Tot el stabilește legătura ce există între *M. fragilis* și Mactrele din grupa *variabilis;* chiar SINZOW consideră ca varietăți a speciei *variabilis* formele: *fragilis* LASK., *Vitaliana* d'ORB., *Fabreana* d'ORB., *crassicolis* SINZ.

Se știe că varietatea *crassicolis* SINZ. este luată de ANDRUSOW [3]) și LASKAREW [4]) împreună cu *M. deltoides* ABICH, *M. truncata* SABBA și *M. cumulata* SABBA, drept sinonime a formei *M. bulgarica* TOULA. M. HOERNES[5]), din contra, găsește cu cale de a le înglobă pe toate acestea în grupul *M. podolica* EICHW.

La fel *M. deltoidea* DUB. și *M. biangulata* BUSCH n'ar fi după ANDRUSOV [6]) decât *M. fragilis* LASK., după cum și *Cyprina Georgei* BAYLI și *C. pallasi*, descrise din împrejurimile Sebastopolului, ar fi deasemenea sinonime sau forme foarte apropiate de dânsa. *M. fragilis* LASK. este considerată ca o formă tipică Volhyniană. D-l prof. M. DAVID [7]) o citează însă și în formațiunile bessarabene din Podișul Moldovenesc.

Mactra Cobalcescui nov. sp.

Tab. VII, fig. 3—5.

In argilele dela Ungheni găsim printre formele mai răspândite și o formă de Mactra care pe lângă caracterele atribuite unor specii cunoscute, prezintă și câteva particularități noui.

---

[1]) SOKOLOW: Die Schichten mit Var. konkensis, etc.
[2]) LASKAREW: Loc. cit.
[3]) ANDRUSOW: Die südrussisch. Neogenablag. 3-ter Theil.
[4]) LASKAREW: Loc. cit.
[5]) M. HOERNES: Wiener Becken, etc.
[6]) ANDRUSOW: Loc. cit.
[7]) M. DAVID: Cercetări geologice în podișul Moldovenesc.

Institutul Geologic al României

Scoica mare, aproape triunghiulară, este subțire și fragilă. Umbonele puțin excentric e ascuțit, mic, însă proeminent și recurbat spre interior. Partea anterioară, scurtă și rotunzită; cea posterioară, puțin alungită și oblic trunchiată. Suprafața externă a scoicii este acoperită de striuri concentrice de creștere, cari se pot observà și pe cea internă sub formă de dungi concentrice puțin proeminente. Impresiunea muschilor este slab marcată prin două pete mari, neregulat ovale și netede; cea anterioară lasă o proeminență palidă pe mulaj, greu, dealtfel, de distins. Impresiunea mântălii și cea a sinusului nu se distinge pe exemplarele observate.

Aparatul cardinal, bine desvoltat, constă la valva stângă dintr'un dinte cardinal triunghiular, compus din două lame deopotrivă de subțiri; lama posterioară e verticală iar cea anterioară e oblic înclinată, ambele fiind unite la partea de sus în așà mod că lasă deasupra acestui dinte un jgheab rotunzit, puțin profund însă distinct. Dinții laterali, foarte pronunțați, sunt compuși din lamele triunghiulare, cu vârfurile puternic rotunzite, cu mărginile externe subțiri și tăioase. Dintele lateral anterior este o lamă subțire, puțin îngroșată la capătul său de dinainte, unde pe partea superioară prezintă un șanț transversal, potrivit de lat, puțin profund și mărginit de două creste rotunzite, deabià proeminente. Dintele posterior este și el ușor însă brusc îngroșat pe o porțiune îngustă dela capătul său anterior și care este clar limitată de restul lamelei foarte subțiri și tăioase, prin o creastă rotunzită.

La valva dreaptă foseta dintelui cardinal este formată din două lamele mici, deopotrivă de subțiri, înclinate oblic una față de alta fără a se unì la partea superioară.

Fosetele dinților laterali sunt mărginite de două lame dentare variate și ele. Cea anterioară e mărginită dedesubt de o lamă ceva mai groasă ca dintele ce-i corespunde la valva opusă, totuș destul de subțire, la fel triunghiulară și puțin îngroșată la capătul anterior, care e totodată și puțin curbat în sus; în partea de sus este mărginită de o lamă foarte subțire, scurtă și redusă de tot. Foseta anterioară este formată la fel.

Ligamente există două: unul intern, fixat într'un jgheab triunghiular puțin concav însă profund, acoperit cu striuri concentrice pronunțate; altul imediat deasupra lui în fața dintelui cardinal. Acest de-al doilea este mult mai mic; are deasemenea forma unui jgheab lateral, îngust, puțin profund și îndreptat dela vârful umbonului îndărăt pe marginea posterioară a fosetei interne de care este separat, la valva stângă, prin un șanț puțin diferențiat. Foseta ligamentului al doilea este și ea concentric și oblic striată însă într'o măsură mai slabă. Marginea frontală a fosetei ligamentare interne proeminează pronunțat astfel că linia platoului cardinal devine foarte sinuoasă.

De pe fundul gropiței ligamentare interne și la marginea dinspre dintele cardinal, proeminează o lamă subțire, ascuțită și scurtă, lipită, în parte, de peretele acestui dinte.

Institutul Geologic al României

Mărimea formelor întâlnite variază; în general sunt mai răspândite formele mari, cum este cea figurată, lungă de 47 mm. și lată aproximativ, dat fiindcă este puțin deformată la vârf, de 36—39 mm. Forma variază mult și după conturul extern al scoicii; unele sunt aproape triunghiulare și cu partea dindărăt mai rotunzită, pe când altele sunt mai pronunțat inequilaterale.

Prin grosimea neînsemnată a scoicei, variabilitatea conturului și în special, prin conformația aparatului cardinal și prezența ligamentului superior bine desvoltat, forma dela Ungheni prezintă înrudire vădită cu *Mactra fragilis* LASK. Forma din urmă nu prezintă însă partea dindărăt atât de trunchiată după cum niciodată nu atinge dimensiunile formelor dela Ungheni; mărimea celui mai mare tip de *M. fragilis*, întâlnit de LASKAREW nu trece ca lungime de 21 mm. și ca lățime 15 mm.

O altă deosebire între aceste două forme înrudite constă în faptul că dinții laterali la *M. fragilis*, sunt mai lungi, mai drepți, aproape deopotrivă de groși peste tot, iar marginea anterioară a fosetei ligamentare interne nu proeminează peste marginea platoului cardinal.

La *M. Cobalcescui* dinții laterali la ambele valve sunt îngustați la capetele dinspre dintele cardinal prin gătuituri pronunțate, sunt mai lați în partea lor mijlocie și îngroșați în felul descris, la capetele lor anterioare.

Deasemenea lamelele superioare dentare dela valva dreaptă, sunt mult mai subțiri, aproape reduse cu desăvârșire la forma dela Ungheni și destul de bine desvoltate la cea descrisă de LASKAREW.

M. Cobalcescui mai prezintă înrudire directă și cu *M. variabilis* SINZ. și varietățile ei. Ceeace le apropie mai mult este forma, dimensiunea și partea dindărăt trunchiată. Masivitatea scoicii, a aparatului cardinal, reducerea umbonelui și alte particularități, specifice unor forme din grupul citat, trebuesc considerate drept caractere secundar căpătate pe urma adaptării formei, din care derivă, la condițiuni de vieață în mediu agitat.

Ceeace mai amintește forma primitivă la Mactrele din grupa *M. variabilis* este și faptul că dinții laterali cu toate modificările suferite mai păstrează încă conturul lor primitiv triunghiular, după cum se mai menține la unele forme din calcarurile dela Chișinău și ligamentul superior cu striația lui caracteristică.

Rămâne constant la *M. variabilis* var. *Fabreana*, și ne amintește în o măsură mai mare unul din caracterele tipice ale formei descrise, conturul sinuosal platoului cardinal, cum se poate vedeà din figurile alăturate (Fig. 3 și 4).

Tot așà trebuește considerat și faptul că la unele forme de *M. Fabreana* mai găsim un rudiment de exerescență lamelară între foseta ligamentară internă și peretele posterior al dintelui cardinal, care este mai bine desvoltat la forma dela Ungheni și în deplină desvoltare la formele primitive de mactre, considerat fiind ca un dinte complimentar (dintele 4 *b* după nomenclatura lui Bernar).

Institutul Geologic al României

Intre formele extrem de specializate la condițiuni de vieață în regiuni agitate, cum este *M. Fabreana* atât în calcarurile dela Chișinău cât și în argilele dela Ungheni, întâlnim tipuri intermediare. Astfel, formele de *M. Fabreana* din argilele dela Ungheni, deși au scoica groasă (fig. 6, Tab. VII), prezintă o conformație a aparatului cardinal încă destul de delicată; cele două lamele ce mărginesc foseta dintelui cardinal la valva dreaptă, sunt ambele

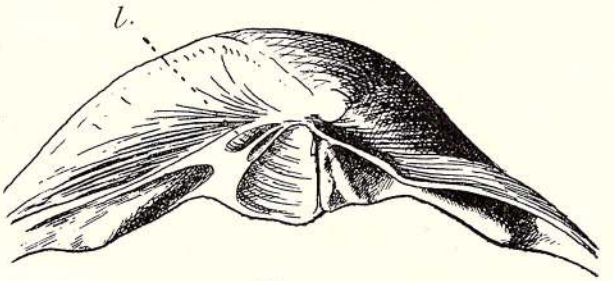


Fig. 3

Aparatul cardinal la *M. Fabreana* d'ORB. din formațiunile dela Chișinău (mărit). l = ligament superior.

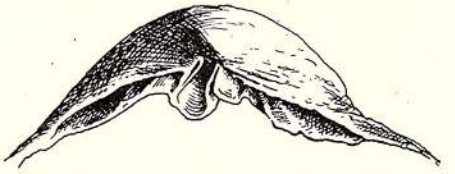


Fig. 4

Aparatul cardinal la *M. Cobalcescui* n. sp. din argilele dela Ungheni (mărit).

deopotrivă de subțiri, proeminente și clar separate una de alta și de marginea superioară a scoicii. La formele acestea din regiunea Chișinăului lamelele sunt mai scurte, cea anterioară e mai groasă, ambele îngustându-se spre partea superioară până când se contopesc între ele și cu marginea scoicii de deasupra lor. Dinții laterali posteriori sunt lamelari și mai puțin masivi la formele dela Ungheni; cel inferior e mult mai gros și proeminent ca cel superior, ambii mărginind o fosetă profundă și îngustă ce se întinde până aproape de jgheabul ligamentului superior, destul de bine desvoltat. Forma acestei fosete denotă la valva stângă un dinte lateral posterior lat, lung și destul de subțire, prin care fapt se apropie mai mult de *M. Cobalcescui*, decât formele din regiunea recifală dela Chișinău.

Institutul Geologic al României

Mactra subcaspia ANDR.

Tab. VII, fig. 7—8.

M. Subcaspia ANDR.: Beiträge zur Kenntnis des kaspischen Neogen. Die Aktschagylschichten. Tab. III, fig. 3—7; 10—15. Mémoires du Com. Geolog. St. Petersb. Tom. XV, No. 4—1902.

Nu rareori în argilele dela Ungheni se întâlnesc și Mactre de talie mică a căror scoică are un contur oval, este alungită, inequilaterală și destul de bombată. Partea anterioară, regulat rotunzită, cea posterioară puțin alungită, rotunzită și ea; umbonele mic deabià proeminent. Suprafața scoicii este acoperită de striuri fine de creștere și, la unele, cu zone concentrice mai închis sau mai deschis colorate.

Aparatul cardinal la valva stângă constă dintr'un dinte cardinal puțin despicat; dinții laterali sunt lungi și lamelari.

Exemplarele dela Ungheni prezintă variațiuni din cari unele se aseamănă mai mult cu fig. 6—7, altele cu 10—11 din grupa *M. subcaspia—karabugasica* a lui ANDRUSOW.

Cryptomactra pes anseris (K. MAYER EYMAR)

Tab. VII, fig. 9—12.

Lucina pes anseris K. MAYER-EYMAR. Journal de conchyliologie 1857 vol. XI, p. 57.
Cardium pentagonale ABICH. Grundzüge der Geol. d. Halbinsel Kertsch und Taman. Synoptische Tabelle, 1863.
Cryptodon pes anseris ANDRUSOW: Geologiceskja isled. w. Zapad. polov. Kertsch. poluostr. 1886.
Cryptomactra pes anseris ANDRUSOW: Die südrussischen Neogenablagerungen 3-ter Theil p. 474, Taf. IX, Fig. 3—8.

DIMENSIUNI:

Lungimea scoicii:	10,5; 13; 13,5; 14; 15; 16,3; 17; 17,5 mm.
Lărgimea »	9; 10; 11,7; 11; 11,5; 13; 13; 14 mm.
Lungimea faldului anterior:	11; 13; 14; 13,5; 15; 17; 18 mm.

Exemplare observate: 86.

Este forma cea mai frecventă în argilele dela Ungheni.

Scoica, aproape pentagonală și umflată mai mult în jumătatea anterioară, prezintă două falduri radiale caracteristice, ce se resfiră dela vârful umbonului spre marginea posterioară a scoicii. Faldurile acestea, deși distincte, nu prezintă o delimitare tranșantă, ci fiind rotunzite și ușor proeminente, marginile lor se pierd treptat în restul scoicii. Partea anterioară a scoicii este larg bombată și rotunzită, cu marginea ei inferioară regulat arcuită. Cele două

Institutul Geologic al României

falduri închid în jumătatea posterioară a scoicii o porțiune de forma unui triunghiu ascuțit a cărui bază este marginea postero-inferioară dreaptă și oblic retezată. Marginea antero-inferioară paleală, în punctul de întâlnire cu cea mai sus descrisă face un unghiu obtuz a cărui normală o formează muchia faldului anterior. Latura anterioară a triunghiului la poalele acestui fald este puțin deprimată înăuntru, astfel că se formează un slab sinus, care dealtfel se ridică și ceva mai sus pe scoică, pierzându-se treptat. Partea scoicii din dărătul porțiunii triunghiulare este oblic trunchiată iar marginea ei dreaptă, larg arcuită.

Umbonul este mic și ascuțit, împins departe în partea anterioară a scoicii și recurbat dindărăt înainte și spre interior.

Scoica în general e subțire și fragilă, ceva mai groasă în jumătatea antero-inferioară, dealtfel aceasta este și singura porțiune care se păstrează în cele mai multe cazuri.

Suprafața scoicii este prevăzută cu striuri concentrice de creștere, mai pronunțate în jumătatea inferioară a scoicii unde, câteodată, în partea anterioară și cea posterioară se pot întâlni proeminențe puțin rugoase. Pe suprafața internă a scoicii se observă negativul faldurilor sub forma de șanțuri; e netedă între aceste șanțuri și are o strălucire mată sideroasă; la unele exemplare se pot observà bande fine radiale ce se slobod din regiunea umbonelui spre marginea scoicii, resfirându-se în evantheil și din care unele lasă slabe urme și pe mulaj. Suprafața internă a scoicii la unele exemplare mai este prevăzută cu zone pronunțate concentrice alternativ mai închis și mai deschis colorate, puțin sau de loc proeminente și cari corespund striurilor de creștere dela suprafață.

Poalele antero-inferioare a scoicii sunt puțin îngroșate la mijloc, fiind subțiate și ascuțite spre margini în formă de daltă. Marginile acestea se subție și se îngustează treptat spre partea posterioară a scoicii, ca și bandele de creștere, formând pe fundul faldurilor o slabă deviație sinuoasă înafară.

Spre deosebire de exemplarele lui ANDRUSOW, la cele mai multe dela Ungheni se poate prinde și impresiunea muschiului anterior, redată prin o slabă depresiune pe scoică (Tab. VII, fig. 12). Forma acestei impresiuni este neregulat ovală și puțin alungită la partea de sus, iar bandele de creștere, trecând în zona platoului muscular, se încovoae în formă de secere. Marginea mântălii se distinge în parte și ea, atât pe scoică cât și pe mulaj, e aproape dreaptă cu slabe sinuosități în dreptul faldurilor. Dacă are sau nu sinus paleal n'am reușit să observ nici eu.

Aparatul cardinal se compune la valva stângă dintr'un dinte cardinal triunghiular perfect despicat, compus din două lamele oblic înclinate una pe alta și complet unite la partea superioară; lamelele acestea în general sunt subțiri, cea anterioară este însă ceva mai groasă ca cea posterioară.

Institutul Geologic al României

Dintele lateral anterior este scurt, mai lung însă ca cel arătat la forma figurată de ANDRUSOW (Neogenabl. Tab. IX, fig. 7) lamelar, drept și cu un mic fald la mijloc. Cel posterior este mult mai lung, lamelar, drept și subțire.

Ligamente există două; fosa ligamentară internă, triunghiulară și striată, este limitată deasupra de un canal îngust mai mult sau mai puțin drept — locul unui ligament superior.

In special, caracteristic pentru forma descrisă este faptul că înafară de dinții arătați, între foseta ligamentară internă și dintele triunghiular cardinal, alături de lama internă a acestui dinte, mai găsim o lamă asemănătoare bine desvoltată și care după ANDRUSOW, ar reprezentà un dinte cardinal suplimentar.

Formula dentară a Cryptomactrei, dată de ANDRUSOW după BERNAR este:

Dextra	LAI:III	3a:ob:3b	LPI:III
Sinistra	LP: II	2a:2b:4b	LP: II

Dintele *4b* îl găsim, dealtfel, mai redus sau mai desvoltat și la formele de *M. Fabreana* d'ORB din calcarul dela Chișinău, la *M. Cobalcescui*, și unele Mactre de tipul caspic.

Această formă curioasă de *Mactra* stă cu totul la o parte atât printre Mactride cât și față de restul faunei sarmatice. Ea a mai fost întâlnită în faciesul marnos al sarmaticului mijlociu din peninsula Kertsch și Taman, ca și în argilele din orizontul *b* a lui ANDRUSOW din regiunea Sebastopolului. Este foarte probabil că fauna aceasta în răspândirea ei e legată de apele liniștite și adânci ale mării sarmatice.

Pentru prima oară a fost considerată de MAYER drept *Lucina*, iar ANDRUSOW a descris'o la început ca *Cryptodon* și numai ulterior, obținând exemplare mai bine păstrate, s'a convins că trebuește alipită la Mactride. Ceeace o apropie mai mult de grupul acesta, este prezența gropiței ligamentare interne și a dintelui cardinal triunghiular.

Deosebirea, în comparație cu Mactridele obișnuite sarmatice, ar constà, după ANDRUSOW, în prezența dintelui cardinal *4b* la valva stângă. Dar nici aceasta nu se poate luà drept deosebire pentrucă și la unele Mactre sarmatice îl găsim rudimentar sau bine diferențiat chiar la formele adulte.

Pare a există legătură genetică între *Cryptomactra pes anseris* și *M. miserabilis* și *pisum* ANDR. Aceasta atât după conformația aparatului cardinal cât și după morfologia generală a scoicii, care, întrucâtva, amintește forma descrisă. Se prea poate că formele acestea din A k t s c h a g h y l să nu fie decât descendenți piperniciți de ai Cryptomactrei.

Institutul Geologic al României

Tapes Vitaliana d'ORB.

Tab. VII, fig. 13—15.

T. gregaria PARTSCH var. *Vitaliana* d'ORB.-R. HÖRNES: Tertiärstudien. Taf. II, Fig. 13. Jahrb. d. k. k. Geol. R. Bd. XXIV—1874.

T. Vitaliana d'ORB.-N. SOKOLOW: Die Schichten mit Venus konkensis, etc. Taf. II, Fig. 14—21. Mém. du Com. Geol. St. Petersburg. Vol. IX. No. 5, 1899

T. Vitaliana d'ORB.-W. LASKAREW: Die Fauna der Buglowka-Schichten, etc. p. 65 Mém. du Com. Geol. St. Petersb. Nouv. ser. Livr. 5, 1903.

Un singur exemplar pe care-l posed din argilele dela Ungheni este prost păstrat, astfel că pentru figurile anexate m'am folosit de exemplarele colectate în calcarurile dela Chișinău.

Caracteristica formei este scoica pronunțat alungită îndărăt, subțire și prevăzută cu dungi fine, concentrice, ce mai amintesc ornamentația formei miocene marine de *T. Modesta* DUB. Felul acesta de dungi este mai pronunțat în jumătatea superioară a scoicii, pe când în cea inferioară dispare, fiind înlocuite cu striuri de creștere mai puțin regulate, dar cari totuș, sunt destul de fine pentru a nu formă brăzdături rugoase, atât de caracteristice pentru scoicile de *T. gregaria* PARTSCH.

Adeseaori pe suprafața externă a scoicii se mai observă zone concentrice mai închis sau mai deschis colorate sau urmele unei ornamentații care constă din zigzaguri mari ce merg dela partea posterioară spre cea anterioară, pierzându-se treptat.

Partea posterioară a scoicii, deși alungită, nu se îngustează niciodată ca la *T. naviculata* ANDR. ci, din contra, adesea se lățește la unele forme.

Umbonele mic, puțin recurbat, e situat la capătul anterior al scoicii. Marginea cardinală superioară-dreaptă și aproape paralelă cu cea inferioară. Scoica ușor bombată prezintă partea anterioară scurtă și rotunzită; cea posterioară deasemenea rotunzită și de loc trunchiată.

Armătura cardinală este identică ca la *T. gregaria*, formând însă un unghiu mai deschis.

Impresiunea muschilor slabă. Cea anterioară e regulat ovală și imediat deasupra ei se observă o gropiță adâncă și îngustă a mușchiului pedios; cea posterioară este mai mare și deasemenea slab desvoltată. Sinusul este larg însă nu proeminează niciodată până la jumătatea scoicii ca la *T. Modesta* DUB.

T. Vitaliana d'ORB. se deosebește de *T. Gregaria* PRTSCH. prin conturul său alungit și lipsa striurilor radiale care se observă pe suprafața formei din urmă.

Există, după cum remarcă SOKOLOW [1]) o serie de forme de trecere graduată dela *T. vitaliana* spre *T. gregaria*, dar încă nu s'a putut stabili dacă forma tipică de *T. gregaria* e răspândită numai în păturile superioare ale

[1]) SOKOLOW: Die Schichten mit V. konkensis...

Institutul Geologic al României

sarmaticului, înlocuind pe *T. vitaliana*, sau răspândirea acestor două forme este legată de condițiuni de facies.

In argilele dela Ungheni ambele forme se întâlnesc alături.

R. HOERNES [1]), vorbind despre *T. vitaliana* dela Chișinău arată că forma descrisă de d'ORBIGNY ca *Venus Fadieffii* ar reprezentà o formă de trecere dela *T. vitaliana* spre *T. gregaria*.

Tapes naviculata (R. Hörn.)

Tab. VII, fig. 16—17.

T. gregaria PARTSCH. var. *naviculata* (Bæyli) R. HÖRN.: Tertiarstud. p. 47. Taf. II Fig. 23. Jahrb. d. k. k. Geol. R. Bd. XXIV. 1874.

T. naviculata R. HÖRN.-A. ANDRUSOW: Neogenablag. III, p. 358.

Exemplarul ce-l posed este identic cu forma descrisă pentru prima oară de R. HÖRNES. Dimensiunile formei dela Ungheni sunt însă ceva mai mari decât la forma dela Ienikale peninsula Kertschi; are 15 mm. lungime și 9 mm. lățime, deci aproape dublu de lungă decât lată. Umbonele este așezat în capătul antero-superior, recurbat dindărăt înainte și spre interior. Scoica moderat bombată în partea mijlocie și mai subțire spre margini, prezintă partea anterioară scurtă și rotunzită; cea posterioară-puternic alungită, îngustându-se treptat spre capătul postero-inferior. Suprafața externă a scoicii este acoperită de numeroase striuri concentrice, cari în unele locuri, formează ridicături pronunțate, în special pe partea posterioară, mai rugoasă din această cauză.

Armătura cardinală la valva stângă constă din 3 dinți caracteristici genului. Dintele cardinal median e gros, cu baza lată, triunghiulară, mai subțire spre vârf, care e și puțin curbat înainte; acest dinte este despicat în tot lungul său printr'un jgheab puțin profund. Dintele lateral anterior e subțire, lamelar, lat, scurt și cu capetele încovoiate în sus; cel posterior e drept, mai scurt și puțin proeminent.

De *T. gregaria* PARTSCH forma descrisă se deosebește prin partea sa posterioară puternic alungită, umbonele mai proeminent și, în special, prin conformația dintelui lateral anterior dela valva stângă, care la *T. gregaria* se îngroașă spre bază, e aproape drept sau foarte puțin încovoiat.

De *T. vitaliana* d'ORB. și *Venus Modesta* DUB. se apropie forma noastră prin partea sa posterioară puternic alungită, dar care la formele dintâi este lărgită, pe când la cea descrisă e, din contra, pronunțat îngustată.

T. naviculata a fost descrisă pentru prima oară de R. HÖRNES din păturile sarmatice mijlocii dela Ienicale sub denumirea de *T. gregaria* PRT.

[1]) R. HÖRNES: Tertiärstud. . . p. 41; Tab. II, fig. 13.

Institutul Geologic al României

var. *naviculata* BAYLI. Mai târziu ANDRUSOW [1]) a ridicat varietatea *naviculata* la gradul de specie.

Cardium obsoletum EICHW.

Tab. VII, fig. 18—21.

Numărul mare de sinonime ce însoțesc descrierile acestei forme, ne arată că ea este destul de schimbătoare și ușor de confundat cu multe alte specii înrudite. Unii paleontologi nu fac chiar nici o deosebire între formele *obsoletum* și *irregulare*, considerându-le ca variațiuni ale aceleași specii. Deosebirea între aceste două forme se face, deobiceiu, după numărul coastelor și desimea lor, chipul de desvoltare al lamelelor de creștere și gradul de trunchiere al regiunii dindărăt; toate acestea variind mai mult după regiuni și, în special, după caracterele faciesului din cari au fost colectate. Intrucât până în prezent, probabil, nu s'a găsit un criteriu precis pentru deosebirea diferitelor variațiuni, vom considera și noi denumirea de *obsoletum* ca o noțiune colectivă a unui grup de forme înrudite.

Formele dela Ungheni arată variațiuni bogate. Unele au partea anterioară scurtă și rotunzită pe când cea posterioară, oblic trunchiată și mărginită de o muchie bine pronunțată în jumătatea superioară a scoicii. Scoica este boltită în jumătatea superioară, umbonul mic și recurbat, iar colțul postero-superior al scoicii, slobozit oblic în jos. Marginea posterioară, puțin zimțată, e perpendiculară pe cea inferioară, rotunzit tăiată; la întretăere cu marginea cardinală posterioară formează un unghiu puțin obtuz. Coastele (32), sunt neegale și bine diferențiate pe toată suprafața scoicii, spațiile dintre ele fiind mult mai înguste decât coastele și bine distincte. Partea dindărăt trunchiată cuprinde 5 coaste neegale ca grosime, ultima fiind mai lată. Coastele sunt proeminente, rotunzite.

Lamelele de creștere dese, formează pe suprafața coastelor solzi ce se acopăr unul pe altul ca țiglele pe muchele unei streșini. In spațiile intercostale solzii sunt turtiți, deabià proeminând în forma unor striațiuni paralele sinuoase sau drepte.

Abaterile fundamentale ale formei descrisă dela cea a lui EICHWALD constă în numărul mai mare de coaste și partea dindărăt trunchiată.

Alte tipuri dela Ungheni, ce se mai pot plasà în această grupă, prezintă scoica aproape circulară și mai puțin boltită ca la tipul precedent (fig. 19). Partea anterioară, regulat rotunzită; cea posterioară puțin oblică, rotunzită și ea. Colțul postero-superior este mai scurt și mai ridicat, cu tendința de a deveni orizontal. Coastele în număr de 25—26 sunt mai rare și mai late, iar spațiile intercostale devin mai puțin profunde și mai spațioase ca la forma

[1]) ANDRUSOW: Loc. cit., p. 356.

Institutul Geologic al României

dejà descrisă, totuș niciodată nu ating lățimea coastelor. Ultimile 5 coaste din partea posterioară sunt mai plate și mult mai largi. Pe toată suprafața scoicii, coastele sunt împodobite cu solzi, mai rari la tipul acesta, și regulat depărtați, fiind mai deși spre marginea scoicii și mai desvoltați în jumătatea inferioară și cea posterioară. In zona spațiilor intercostale solzii deasemenea se lățesc, trecând în linii drepte sau unduloase de creștere. Din cauza fenomenului de aplatizare a solzilor în spațiile intercostale, pe muchia anterioară a coastelor, din imbricațiile solzilor lățiți, se formează o lamelă marginală subțire ce însoțește coasta, continuă sau întrerupt (Tab. VII, fig. 20).

Se mai distinge printre formele dela Ungheni o variațiune care prezintă caractere apropiate celor ce deobiceiu se atribuie formei *C. irregulare* EICHW. Prezintă 23—25 coaste rotunzite, netede sau prevăzute cu solzi mai rari, mai groși și diferențiați, de cele mai multe ori, numai pe muchia superioară a coastelor, cu tendința de a deveni tubuloși la unele tipuri (Tab. VII, fig. 21). Spațiile intercostale, largi aproape cât și coastele, sunt netede sau fin striate transversal.

Partea dindărăt a scoicii este oblic trunchiată și mărginită de o muche distinctă.

Filiațiunea acestui grup de cardide încă nu se poate considerà ca stabilită. LASKAREW [1]) o derivă din *C. lithopodolicum* DUB. var. *ruthenica* HILB., care face legătură, pe deoparte cu *C. prothractum*, pe de alta — cu *C. irregulare* EICHW., derivând, la rândul său, din forma miocenă marină *C. Holubicense* HILB.

ANDRUSOW [2]) consideră forma actuală de *C. edule* ca derivată din *C. obsoletum*, având ca intermediar pe *C. dombra* ANDR. din pâturile de Aktschagyl.

Cardium Simioncscui nov. sp.

Tab. VII, fig. 22—23.

Există la Ungheni un tip de *Cardium* care se apropie de formele din grupul *obsoletum* dar dela care se abate prin o serie de caractere particulare.

Scoica, potrivit de groasă, e aproape uniform și lenticular bombată cu maximum de adâncime în centrul scoicii.

Partea dindărăt e ușor trunchiată și alungită în sensul colțului postero-inferior; cea anterioară mai scurtă și regulat rotunzită. Marginea anterioară și cea inferioară, circular retezate; cea posterioară dreaptă și puțin oblică, aproape verticală, pe când marginea cardinală posterioară e aproape orizontală și mărginită de o coastă mai desvoltată. Colțul postero-superior al scoicii e ușor ridicat cu tendința de a devenì alliform.

---

[1]) LASKAREW: Buglowcaschichten, p. 80. Tab. III, fig. 10—13.

[2]) ANDRUSOW: Kaspische Neogen, p. 82.

Institutul Geologic al României

Umbonele mic, lățit și puțin îndoit în jos, e aproape central. Scoica este acoperită cu 30—32 coaste neegal desvoltate, turtite, în general puțin proeminente însă des așezate, astfel că spațiile intercostale sunt foarte înguste. La unele exemplare coastele sunt șterse, deabià proeminente, și nu se pot bine observà decât în jumătatea inferioară a scoicii. La cele mai multe din aceste forme numai pe câteva coaste dela partea anterioară se mai observă lamele solzoase de tipul *obsoletum*, însă mai scurte și puțin îngroșate. Ultima coastă dela marginea cardinală posterioară e cea mai desvoltată și acoperită de excrescențe tubuloase masive, rari și scurte.

O formă asemănătoare ca contur a fost descrisă de LASKAREW sub denumirea de *Cardium* sp. și de SCHWETZ [1]) ca *C. Mihailowskii*, ambii autori având în vedere forma *C. praeobsoletum* descrisă și nefigurată de LOMNITZSKI.

Ceeace îndepărtează formele acestea de *C. Simionescui* este numărul mai mic de coaste (25—28), umbonele mai proeminent, lipsa ultimei coaste mai desvoltate și caracteristică formei dela Ungheni, cât și conturul regulat al coastelor egal desvoltate, la formele autorilor citați.

In schimb *C. Simionescui* se apropie vădit de *C. obsoletum* prin variațiunea arătată la fig. 19, Tab. VII.

Forma descrisă se apropie mult și de *C. Mihailovi* TOULA de care se deosebește numai prin faptul că are coastele mai bine desvoltate și mai des așezate, colțul postero-superior mai puțin ridicat, și scoica ceva mai groasă.

Cardium Mihailovi TOULA

Tab. VII, fig. 24—25.

C. archiplanum ANDRUSOW: Geologiceskija izsledovanija na Kercensk. poluostr. Sapiski Novorossijskago Obschestva Estestvoisp. Bd. IX Lief. 2, p. 98, 1884.

C. Michailovi TOULA: Geolog. Untersuchung. im östlichen Balkan. II-te Abth. Denkschriften der kais. Akad. d. Wissensch. Math.-naturw. Klasse. Wien. 1892. Bd. CLIX, p. 434, Taf. VI, Fig. 11—16

C. Dobritschense TOULA: Ibidem, p. 434, Taf. VI, Fig. 9.

C. Mihailovi TOULA-ANDRUSOW: Die südrussischen Neogenablagerungen. 3-ter Theil, Taf. IX, Fig. 16—19, p. 487. Verhandl. d. kais. russ. Miner. Ges. Bd. XXXVI, 1899.

Această formă se întâlnește des în argilele dela Ungheni, mai rar putându-se colectà forme întregi din cauza scoicii foarte subțiri și sfărămicioase.

Scoica este ușor lenticular bombată, aproape circulară. Partea anterioară scurtă și arcuită; cea posterioară ușor alungită, regulat arcuită și deloc

[1]) SCHWETZ: Fauna der Tschokrak-Kalke der Halbins. Kertschi. Verhandl. der R. k. Miner. G sell, zu St. Petersb. 2 ser. Bd. XLIX, 1912. Tab. VII, Fig. 5.

Institutul Geologic al României

trunchiată. Marginea paleală circular tăiată; marginea cardinală anterioară oblică și scurtă, cea posterioară dreaptă, mai puțin oblică, câteodată aproape orizontală și mai lungă. Colțul postero-superior e ridicat în formă de aripă. Umbonele, mic de tot și slab proeminent, e aproape central și împins mai mult în jumătatea anterioară. Suprafața scoicii este acoperită cu 21—22 coaste radiale, foarte neegal desvoltate și, în general, puțin proeminente. Spațiile intercostale, puțin sau de loc profunde, sunt aproape dublu de late decât coastele. In partea anterioară a scoicii se observă 6—8 coaste mai proeminente spre marginea inferioară a scoicii, înguste și slab ornate cu mici proeminențe tubuloase, îngroșate și șterse. Urmează apoi în partea mijlocie a scoicii o zonă unde coastele se șterg complet, ne mai putând fi deosebite decât după alternanța de bande înguste, radiale mai deschis colorate cu altele ceva mai late și mai închise; acestea din urmă corespund spațiilor intercostale. Dar și bandele acestea se pierd complet, sau aproape, în partea dindărăt a scoicii care rămâne împodobită numai cu linii fine concentrice, foarte slab diferențiate și ele; astfel partea posterioară a scoicii e aproape netedă. In schimb ultima coastă, care deobiceiu la cardidele din grupa *obsoletum* limitează marginea cardinală posterioară, acì ia o conformație deosebită; ea se pune în evidență prin faptul că pe marginea cardinală, de pe muchia unei creste, dealtfel slab pronunțate, răsar excrescențe spiniforme, tubuloase, lățite, rar și regulat distanțate în felul unor zimți de ferestrău.

La formele tinere, când acestea sunt numai de 3—4 mm., nu se observă deloc aceste proeminențe, afară de ultima prevăzută cu zimți în felul descris; restul scoicii e complet neted și vărgat numai de bandele radiale ce alternează cele mai deschis cu altele mai închis colorate. Suprafața externă a scoicii mai este ornată cu linii fine concentrice dese, drepte sau slab unduloase. Se observă deasemenea spre marginea scoicii zone de întrerupere în creștere care sunt de o mai slabă rezistență întrucât, de cele mai multe ori, scoica se rupe după ele.

Pe suprafața internă a scoicii nu se observă decât negativul primelor coaste anterioare care mai lasă slabe urme pe mulaj, în special, pe marginea de jos, și care se pierd treptat spre partea posterioară și jumătatea superioară. Restul scoicii e complet neted, alb, sidefos și slab strălucitor.

Dentiția constă dintr'un dinte cardinal slab desvoltat și doi dinți laterali subțiri, lamelari, cel posterior mai lung.

Toula descrie două forme asemănătoare din împrejurimele Varnei; una sub numele de *C. Dobritschense* și alta drept *C. Mihailovi*, ambele deosebindu-se mai mult prin numărul variat al coastelor.

Forma descrisă prezintă strânsă legătură genetică cu *C. Simionescui* din care, probabil, că derivă. Se deosebește însă prin scoica mai subțire și mai slab bombată, prin numărul și desvoltarea mai redusă a coastelor cât și prin colțul postero-superior mai ridicat la *C. Mihailovi*.

Institutul Geologic al României

Cardium ungheniensis nov. sp.

Tab. VII, fig. 26—27.

Două exemplare pe care le-am găsit la Ungheni sunt mici, cel mai mare având ca lungime 8 mm. și ca lărgime 6,5 mm. Scoica cardiform bombată în jumătatea superioară, are un contur trapesoidal cu colțurile rotunzite. Partea anterioară scurtă și rotunzită, cea posterioară — puțin alungită și oblic trunchiată dindărăt. Umbonele mic însă proeminent, e recurbat. Marginea paleală inferioară — slab ondulată; zimțată sau dreaptă, ușor rotunzită, și aproape orizontală; cea cardinală posterioară — scurtă, puțin oblică, aproape orizontală și ea. Marginea posterioară, oblic tăiată, dreaptă sau slab zimțată, slab arcuită, la întâlnire cu marginile deja descrisă formează câte un unghiu; puțin obtuz cel superior, puțin ascuțit cel inferior, ambele fiind cu vârfurile complet rotunzite. Marginea cardinală anterioară se confundă cu cea anterioară laterală oblică și ușor arcuită.

Scoica, potrivit de groasă, prezintă particularitatea că are o suprafață strălucitoare și aproape netedă. Cele 22—23 coaste radiale sunt deabia sau deloc proeminente, în cazul din urmă, prezentându-se ca niște bande mai albe ce alternează cu altele mai galbene și aproape tot atât de late. Primele 3—4 coaste anterioare proeminează totuș puțin și sunt subțiri, separate prin spațiuri largi și împodobite cu slabe excrescențe solzoase, rudimentare.

Toată suprafața externă a scoicii este prevăzută și cu striuri fine concentrice, deabia sau deloc proeminente, unduloase, mai bine desvoltate spre mărginile scoicii. Se mai observă pe suprafața externă a scoicii și o alternanță de zone concentrice mai late sau mai înguste, mai închis sau mai deschis colorate.

Suprafața internă a scoicii e netedă, mată sidefoasă și numai o linie profundă paleală brăzdează marginea inferioară mai îngroșată. Marginea scoicii mai este zimțată și gravată cu canaluri scurte și puțin profunde cari se pierd foarte de curând și care lasă urme clare de coaste numai pe marginile mulajului. Impresiunea mușchilor este bine pronunțată. Aparatul cardinal slab desvoltat.

Care este raportul filogenetic între forma descrisă și alte cardide, deocamdată îmi vine greu să precizez. Se poate ca forma aceasta să nu fie cu totul străină cardidelor din grupul *obsoletum*.

Cardium Elisabetae nov. sp.

Tab. VIII, fig. 3—4.

Din argilele dela Ungheni am colectat mai multe exemplare a unui *Cardium* cari deși necomplete, totuș lasă să se observe câteva particularități pe cari nu le întâlnim la alte cardide sarmatice cunoscute.

Institutul Geologic al României

Scoica destul de mare subțire și lucioasă, arată un contur regulat eliptic, ușor lenticular bombată și cu marginile paleale circular tăiate. Partea posterioară netrunchiată, rotunzită; cea anterioară uniform și convex rotunzită. Adâncimea scoicii este mică de tot.

Pe suprafața externă scoica este prevăzută cu 26 coaste, neegal desvoltate, înguste, rotunzite, lăsând între ele, cele mai multe, spațiuri tot atât de largi și puțin adâncite. Primele câteva coaste din partea anterioară sunt mai înguste, ascuțite, iar spațiile dintre ele mai mari. Urmează apoi o serie de coaste normal și bine desvoltate până la umbon. Coastele din jumătatea posterioară a scoicii încep a se șterge treptat până când dispar în apropiere de marginea posterioară, unde scoica rămâne aproape netedă.

Ceeace imprimă caracteristica formei este și faptul că coastele mai desvoltate din jumătatea anterioară a scoicii nu sunt drepte, ca la majoritatea formelor de Cardium, ci regulat arcuite, având centrul de curbură spre partea anterioară.

Numai primele 2—3 coaste mai prezintă urmele unor excrescențe solzoase scurte și groase, pe când celelalte sunt complet netede, strălucitoare și acoperite numai de linii dese și fine unduloase, ascendente pe coaste, descendente sau drepte în spațiile intercostale.

Urmele coastelor se observă bine și pe toată suprafața internă a scoicii, lăsând impresiuni distincte pe mulaj.

Forma descrisă este înrudită cu cardidele din grupa *absoletum* despre care ne mai amintește ornamentația extrem de redusă. Se deosebește însă mult prin mărimea și adâncimea scoicii, forma și felul desvoltării coastelor.

Nu pare a fi străină și de *Cardium Verneuilianum* d'ORB. de care totuș se deosebește prin ornamentația mai redusă a coastelor, adâncimea mai mică a scoicii la *C. Elisabetae* și, în special, prin coastele anterioare arcuite, fapt pe care nu-l observăm la forma lui d'Orb.

Cardium Barboti R. HÖRN.

Tab. VIII, fig. 5—6.

C. Barboti R. HÖRNES: Tertiärstudien II. Geol. R. A. XXIV, p. 58, Taf. II, Fig. 21.

» ANDRUSOW: Südrussisch. Neogenablag. III, Tab. IX, Fig. 10—16, p. 478.

Specia aceasta se întâlnește des în argilele dela Ungheni. Caracterele ei morfologice sunt bine redate de ANDRUSOW, astfel că nu ne rămâne să adăugăm decât puțin.

Scoica aproape trapezoidală, subțire și fragilă la majoritatea indivizilor; prezintă partea posterioară pronunțat lungită, pe când cea anterioară este

Institutul Geologic al României

scurtă, rotunzită și mai lată. Umbonele mic și ascuțit este recurbat spre interior, împins fiind la extremitatea antero-superioară a scoicii. Marginea cardinală posterioară e dreaptă și aproape paralelă cu cea inferioară, cam orizontală.

Coastele inegale și larg distanțate, sunt subțiri, rotunzite, în general puțin proeminente. Pe unele exemplare dela Ungheni primele coaste anterioare, sunt mai bine desvoltate ca cele din regiunea posterioară, unde se lățesc treptat până când se șterg aproape cu desăvârșire. Excrescențele solzoase se ridică brusc dela suprafața coastelor, cu tendința de a deveni tubuloase, îngroșate; fiind mai dese pe primele coaste, se răresc pe cele posterioare unde le găsim numai ici și colo sub forma unor tubercule puțin proeminente.

La unii indivizi o coastă din partea posterioară se desvoltă în formă de creastă mai proeminentă și prevăzută cu spini pronunțați și tubuloși. Striurile de creștere sunt dese, concentrice, neregulate, formând pe suprafața scoicii, uneori, brăzdături concentrice, pronunțate mai mult în partea anterioară și în jumătatea inferioară a scoicii. Suprafața internă la formele observate, este netedă, spre deosebire de cele din Kertschi, a căror suprafață este gravată cu urme slabe de coaste.

După ANDRUSOW, *C. Barboti* ar sta cam la o parte între speciile sarmatice cunoscute, în ce privește filogenia lui. Totuș, după caracterul aparatului cardinal de tipul *Limnocardium*, unele detalii de ornamentație externă și contur se poate întrezări înrudirea acestei forme cu cardidele din grupa *Fittoni*.

Cardium cfr. sub-fittoni ANDRUS.

Tab. VIII, fig. 7—9.

C. sub-fittoni ANDRUSOW: Geologičeskija izsledovanija v. zapad. polov. Kerčensk. poluostr. liet. 1884 goda. Zapiski Novorossijsk. obsc. jestestvoisp. XI. Lief. 2, p. 102 (34).

C. sub-fittoni ANDRUSOW: Die südrussischen Neogenablagerungen III-ter, Theil. Zapiski Imper. Miner. obsč. XXXIX, p. 481, Tab. IX, Fig. 9.

Formele întâlnite la Ungheni sunt mult mai mici ca cea descrisă de ANDRUSOW dela Achtiar și prezintă unele particularități cari nu lasă să fie complet identificate cu *C. sub-fittoni* așà cum a fost descris de acest autor.

Formele cele mai mari, întâlnite în argilele dela Ungheni, au ca lungime 5½ mm. și ca lărgime 5 mm. Scoica aproape trapezoidală, pronunțat boltită în regiunea mijlocie, prezintă partea anterioară scurtă și regulat rotunzită; cea posterioară e oblic trunchiată și pronunțat carinată. Marginea cardinală anterioară e ondulat zimțată și circular tăiată, ca și cea paleală inferioară. Marginea laterală posterioară, dreaptă sau slab zimțată, e verticală și la întâlnire cu cea inferioară formează un unghiu aproape drept. Marginea

Institutul Geologic al României

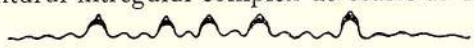
cardinală posterioară, lungă, dreaptă, puțin oblică (aproape orizontală) la întretăiere cu cea laterală formează un unghiu aproape drept cu colțul nerotunzit. Umbonul proeminent e aproape central și recurbat înăuntru. Colțul postero-superior al scoicii este pronunțat ridicat.

Suprafața scoicii este acoperită cu coaste radiale rotunzite, neegal desvoltate, lăsând spațiuri între ele cam de aceeaș lățime ca și coastele. Din punct de vedere al felului desvoltării coastelor și ordinul de succesiune a lor, în argilele dela Ungheni întâlnim două varietăți.

Prima (Tab. VIII, fig. 7) prezintă 20 de coaste neegal desvoltate. In partea anterioară la unele deabià putem distinge primele trei coaste, din care cea dintâiu este ștearsă aproape cu desăvârșire; a doua deabià vizibilă și a treia ceva mai pronunțată, toate foarte subțiri, lipsite de ornamentații și separate prin spațiuri largi. Coasta a 4-a ia brusc o desvoltare pronunțată și e prevăzută cu excrescențe tubuloase spiniforme, rari și cari se ridică dintr'odată de pe suprafața coastei, fiind destul de groase și mari. Urmează coastele a 5-a și a 6-a, ambele mai slab desvoltate însă proeminente, rotunzite, mai ridicate dela suprafața scoicii în jumătatea ei inferioară, ștergându-se treptat pe măsură ce se apropie de umbon. Aceste două coaste sunt complet lipsite de orice urmă de ornamentație și traversate numai de linii dese concentrice aproape de loc proeminente.

Coastele a 7-a, a 9-a și a 11-a sunt deasemenea principale, prevăzute cu excrescențe spiniforme tubuloase și pronunțate. Atât coastele cât și ornamentația lor sunt distincte până în vârful umbonului a cărui răsucire o urmează. Coastele intermediare a 8-a și a 10-a sunt din nou secundare și prezintă aceleași caractere de reducere ca și cele precedente.

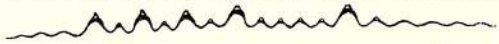
In partea mijlocie a scoicii, găsim o zonă spațioasă ocupată de coastele 12, 13 și 14, toate trei dearândul fiind secundare. Coasta a 15-a mărginește partea dindărăt trunchiată a scoicii, fiind cea mai desvoltată din toate; este ceva mai proeminentă, are ornamentația mai pronunțată și prezintă o deviare caracteristică în jumătatea superioară a scoicii în legătură cu răsucirea umbonului.

In regiunea posterioară trunchiată găsim ultimele coaste aproape complet șterse. Conturul întregului complex de coaste al formei acesteia se prezintă astfel: 

Liniile de creștere, puțin proeminente sunt deopotrivă desvoltate atât pe suprafața coastelor secundare cât și în spațiile intercostale. Dentiția la variațiunea aceasta n'am putut-o observà.

A doua varietate (Tab. VIII, fig. 8—9) întâlnită în argilele dela Ungheni, reprezintă o etapă imediată pe calea diferențierii formei dejà descrise. Scoica la fel ca mărime, prezintă acelaș contur ca și forma precedentă. Are un număr

Institutul Geologic al României

egal de coaste care însă se deosebesc în ordinea de succesiune. Deosebirea constă și în faptul că la variațiunea aceasta și coastele secundare sunt împodobite cu excrescențe spiniforme, e dreptul mai reduse, mai rari și mai puțin tubuloase, aproape tuberculate. In zona mijlocie găsim, la forma aceasta, dearândul 4 coaste secundare și nu trei ca la forma precedentă, în schimb însă, în partea anterioară nu mai găsim coastele a 5-a și a 6-a, ambele secundare, ci o alternanță regulată de o coastă principală cu alta secundară, astfel: 

La variațiunea aceasta dentiția constă la valva dreaptă, dintr'un dinte cardinal destul de desvoltat și pronunțat recurbat în sus, din doi dinți laterali lamelari, din care cel anterior triunghiular, este situat aproape de cel cardinal. Dintele lateral posterior e mai îngust, lamelar, mai depărtat de cel cardinal și așezat la extremitatea colțului postero-superior și paralel cu marginea cardinală. Cel lateral posterior dela valva stângă se contopește cu marginea cardinală a scoicii.

Impresiunea mușchilor este slabă, iar a mântălii nu se observă deloc. Suprafața internă a scoicii e mată și prezintă slabe urme de coaste mai pronunțate la marginea scoicii.

Forma descrisă, cu toate că prezintă asemănări mari cu *C. sub-fittoni* ANDR. totuș se deosebește de acesta prin numărul mai mare de coaste, spațiile intercostale mai înguste și conturul său mai puțin alungit.

In calcarurile dela Chișinău am găsit pe lângă formele identice cu cele descrise ací dela Ungheni și o serie întreagă de tipuri intermediari ce par a restabilì filiațiunea dintre *C. obsoletum* și *C. Fischerianum*.

Reduceri de coaste în felul descris au mai fost observate la forma pontică de *C. Steindahneri* și la *C. Escheri*, la cari găsim o alternanță de coaste câte 2 principale cu 2 secundare. Deasemena s'a observat intercalațiuni de coaste secundare la *C. Suessi* și *C. Barboti*. Este foarte probabil, că fenomenul de reducere a coastelor la unele cardide să fie un principiu morfogenetic; și aceasta în legătură cu slăbirea tensiunii mecanice a scoicii pe anumite zone și necesitatea biologică de a se întări pe socoteala acestora altele, cu tensiune mecanică mai pronunțată. Fenomenul aceasta poate să fie în legătură cu schimbarea mediului de viață mai liniștit cu altul mai agitat și în raport cu unele deformări pe cari le sufere scoica din cauza unor modificațiuni în aparatul muscular.

GASTROPODA

Trochus sarmato-anceps SINZ.

Tab. VIII, Fig. 10.

T. Sarmato-anceps SINZOW: Beschreib. p. 80, Tab. IV, Fig. 33—35, 1897.

Scoica este compusă din 7 învârtituri, din care ultima e tot atât de mare cât și restul scoicii. Fiecare învârtitură este formată din două fețe înclinate

Institutul Geologic al României

în planuri deosebite. Fața superioară e oblică și puțin convexă, cea laterală e aproape verticală. Marginea unde se întâlnesc aceste două suprafețe proeminează puțin în formă de muchie îngustă și rotunzită. Ultima spiră mai prezintă o asemenea muchie și la baza ei. Suprafața spirelor este împodobită și cu dungi subțiri și rotunzite, longitudinale, unele mai proeminente, altele mai puțin și paralele între ele.

In argilele dela Ungheni se întâlnește mai des în intercalațiunile subțiri nisipoase.

După cum arată SINSOW forma aceasta prezintă afinitate directă cu *Tr. anceps* EICHW. și de care se deosebește numai prin prezența muchiei dela mijlocul învârturilor.

Nassa Akburunensis ANDR.

Tab. VIII fig. 11.

N. Akburunensis ANDR.: Neogenablager. III, p. 494. Tab. IV, pag. 24—25.

Exemplarul dela Ungheni, provenit dintr'o concrețiune de colit feruginos, are numai 10 mm. înălțime și este formată din 7 învârtituri. Fiecare învârtitură este compusă din două suprafețe; cea superioară înclinată oblic iar cea laterală, vertical pe linia de sutură. Ultima circomvoluțiune, prezintă suprafața laterală ușor convexă și mult mai lată. Circomvoluțiunile sunt prevăzute cu coaste transversale, bine desvoltate numai pe suprafețele verticale. La întretăiere cu muchia rotunzită a celor două suprafețe dintr'o circonvoluție, capătul coastelor se umflă în noduri, dela cari se observă prelungiri slabe de coaste și pe suprafețele oblice, cari însă se pierd înainte de a ajunge linia de sutură. In partea de jos a suprafețelor verticale ale circomvoluțiunilor 4 și 5 apare, paralel cu muchia superioară, o coastă longitudinală subțire, puțin desvoltată și care la întretăere cu cele transversale provoacă formarea unor noduri mici, deabià proeminente. Linia de sutură este clară și ușor adâncită într'un jgheab puțin profund. Liniile de creștere neregulate însă fine, trec și peste suprafața coastelor.

Pentru prima oară, forma a fost descrisă de ANDRUSOW din păturile sarmaticede pe insula Kertschi.

Hydrobia sp.

Tab. VIII, fig. 12—13.

O serie întreagă de hydrobii mici, cu scoica complet netedă, este foarte răspândită în argilele dela Ungheni. Deși posed multe forme și bine păstrate, n'am putut reuși să le apropii, în mod sigur, de vreo formă cunoscută. Unele din ele par a se asemănà cu *Clessinia* din Caspica, altele se apropie de Hydrobiile sarmatice cunoscute.

Institutul Geologic al României

III. CONSIDERAȚIUNI ASUPRA FACIESULUI ARGILELOR DELA UNGHENI

Din punct de vedere petrografic argilele dela Ungheni sunt formate din material detritic foarte fin, ceeace înseamnă că materialul clastic cu o pondere mai mare nu ajungeà până în regiunea de sedimentare a argilelor în chestiune. Cele câteva intercalațiuni foarte subțiri de nisip fin se întind pe distanțe mici și deci nu ne dau dreptul să bănuim că în decursul depunerii păturilor de argilă dela Ungheni s'au produs variațiuni batimetrice câtuși de însemnate.

Pe de altă parte, dacă luăm în considerație modul cum se prezintă din punct de vedere morfologic majoritatea formelor cuprinse în aceste argile, vom puteà deduce că apele în cari au trăit erau, fără îndoeală, liniștite.

Majoritatea formelor întâlnite au scoica foarte subțire și fragilă, iar cele mai multe din Cardide au coastele reduse, ceeace ne-ar indicà că în această zonă animalele erau scutite de rezistență la presiuni mecanice însemnate.

Am mai văzut deasemenea că pe lista faunei citate se găsește și *Cryptomactra pes anseris*, care dealtfel este și cea mai răspândită în argilele dela Ungheni și cari, după cum a arătat ANDRUSOW, prezintă o serie de caractere ce denotă o formă tipică de adâncime. La aceasta trebuește adăugat și faptul că foraminiferele planctogene se întâlnesc în cantități considerabile, în toată grosimea argilelor dela Ungheni.

Toate acestea și multe alte considerațiuni pe cari le vom vedeà mai târziu, duc la concluzia că argilele dela Ungheni au fost depuse într'o zonă de adâncime a mării.

Dar totodată faptul că printre formele cu scoica subțire mai întâlnim câteodată și altele cu scoica groasă rostogolite sau nu, ar sugerà ideea asupra vecinătății zonei litorale. In cazul argilelor dela Ungheni, cum vom vedeà din capitolul următor, influența mediului litoral se făceà prin intermediul unei alte zone cu caracter specific și sublitoral, astfel că depozitele dela Ungheni rămâne să le considerăm ca formațiuni totuș de profunzime.

Gradul de salinitate a apei în care s'au depus argilele dela Ungheni se deduce lesne din caracterele elementului faunistic cu a cărui analiză ne vom ocupà mai departe.

IV. CONSIDERAȚIUNI STRATIGRAFICE

Am văzut că fauna argilelor dela Ungheni se compune dintr'o combinație de forme cu totul specifice și din care cele mai multe din ele nu au fost întâlnite până în prezent decât în unele puncte din sudul Rusiei și pe Platforma Balcanică.

Institutul Geologic al României

Dacă privim fauna aceasta în totalitatea ei, mai întâiu de toate, se desprinde faptul că este tipic salmastră cu îndepărtate legături cu cea miocenică marină. Nimic nu ne îndreptățește să o considerăm nici ca o faună de tranziție dela faza marină spre cea salmastră, care, după cum se cunoaște, prezintă cu totul alt habitus faunistic și din cari în argilele dela Ungheni nu găsim nici un element tipic.

Ceeace ne-ar mai puteà amintì în mod cu totul vag despre faza aceasta îndepărtată este prezența în argilele dela Ungheni a formei de *Mactra fragilis* LASK. care, dealtfel, este considerată ca o formă tipică volhyniană, iar DAVID o citează și în păturile bessarabiene din Podișul Moldovenesc. Deasemenea unele cardide din grupa *obsoletum* mai prezintă oarecari caractere morfologice apropiate de cele a lui *C. scyloticum* SOKOL. sau *C. praeobsoletum* LOMN., dar și acest fapt, dacă luăm în considerație că formele din urmă au fost găsite în formațiuni cu caracter faciesal mult asemănător argilelor dela Ungheni, convergența acestor caractere se explică ușor și pe altă cale decât cea filogenetică directă.

Pentru a ne lămurì asupra vârstei ce trebuește atribuită faunei argilelor dela Ungheni, vom urmà calea comparațiunilor cu faunele cunoscute ca specifice diverselor etaje miocene. Vom urmări mai întâiu tabloul comparativ alăturat.

Din tabloul acesta se poate prinde lesne că cu toate deosebirile petrografice dintre formațiunile dela Ungheni și cele bessarabene, cunoscute până în prezent în Moldova — în genere calcaroase — fauna ambelor unități prezintă o înrudire vădită. Unele deosebiri faunistice ce răsar în analiza lor detailată, se lasă ușor puse pe socoteala condițiunilor fizice deosebite în cari s'au desvoltat pe deoparte, fauna dela Chișinău — considerată ca tip al etajului — iar pe de altă parte, cea dela Ungheni — ca variațiune faciesală.

O analiză mai amănunțită a faunei dela Ungheni ne va întări în această convingere. S'o împărțim mai întâiu în trei grupe, analizând în primul loc formele:

Mactra Fabreana.
Cardium Fittoni.
» *cfr. plicato-Fittoni.*
» *Fischerianum.*
Trochus sarmato-anceps.
» *anceps.*
» *subanceps.*
Turbo Neumayri.
Pholas cfr. dactylus.
Buccinum baccatum.
Latirus Pauli.
Acmaea angulata.
» *compressiuscula.*
Spirorbis heliciformis.
Microporella terebrata.
Schizoporella variabilis.
Phoca sp.

Studiind acest tablou, observăm mai întâiu că suntem în fața unor forme caracteristice formațiunilor mijlocii sarmatice. Și dacă adăugăm la aceasta

Institutul Geologic al României

faptul că *C. Fischerianum* d'ORB. n'a mai fost întâlnit până în prezent decât în sarmaticul mijlociu din Basarabia, legătura între argilele dela Ungheni și calcarurile dela Chișinău devine și mai probabilă.

Deasemenea am văzut că la Ungheni, printre formele indigene cu scoica

FAUNA DELA UNGHENI	Miocen marin	Buglovian	Volhynian	Bessarabian	Chersonian	Meotic
Spirorbis heliciformis				+	+	
Microporella terebrata				+		
Schizoporella variabilis				+		
Mactra fragilis		+	+	+		
» *podolica*	+	+	+	+	+	
» *Fabreana*				+	+	
» *subcaspia*						+
» *cfr. karabugasica*						+
» *cfr. Ososkovi*						+
Cryptomactra pes anseris				+		
Cardium absoletum			+	+	+	+
» *Fittoni*				+	+	
» *subfittoni*			+			
» *cfr. plicato-Fittoni*				+		
» *Barboti*				+		
» *Mihailovi*				+		
» *Fischerianum*				+		
Modiola marginata	+	+	+	+	+	
» *navicula*			+	+	+	
Solen subfragilis			+	+	+	
Donax lucidus	+	+	+	+		
Tapes gregaria			+	+	+	
» *Vitaliana*		+	+	+		
» *naviculata*				+		
Pholas cfr. dactylus				+	+	
Acmaea angulata				+		
» *compressiuscula*				+		
Turbo Neumayri				+		
Trochus sarmato-anceps				+		
» *subanceps*				+		
» *anceps*				+		
» *pictus*			+	+	+	
» *angulatus*			+			
Cerithium cfr. disjunctum			+	+	+	+
Buccinum duplicatum	+	+		+	+	
» *baccatum*			+	+		
Latirus Pauli				+		
Nassa Akburunensis				+		
Bulla Lajonkaireana	+	+	+	+		
Phoca sp.			+	+	+	+

subțire și fragilă se întâlnesc câteodată și altele cu scoica masivă și pe cari le găsim în abundență numai printre formațiunile zoogene dela Chișinău și Orhei. Se poate bănuì deci că aceste două formațiuni sunt legate nu numai ca vârstă ci se găsiau în imediata vecinătate ca răspândire, influențându-se

Institutul Geologic al României

reciproc. Legătura din urmă pare a se confirmà și prin prezența resturilor de foci și bryozoeri la Ungheni. Se cunoaște că printre formațiunile recifole de bryozoeri dela Chișinău resturile de foci sunt destul de numeroase [1]). La Ungheni bryozoerii nu se găsesc decât în colonii foarte mici pe frunze și scoici, fiind oaspeți rătăciți în această parte a mării, dealtfel probabil, ca și foca pomenită.

Tot așà stau lucrurile și cu *Pholas* cari își are rostul său printre stâncile recifale dela Chișinău, unde des îl întâlnim și cari în argilele dela Ungheni nu e decât o formă cu totul străină mediului.

In a doua grupă vom socoti alte forme, pe cari le vom pune în fața celor citate de ANDRUSOW din argilele sarmatice din peninsula Kertschi.

Kertsch	Ungheni
Acmaea angulata.	*Acmaea angulata.*
» *compressiuscula.*	» *compressiuscula.*
Cryptomactra pes anseris.	*Cryptomactra pes anseris.*
Cardium papyraceum.	.....
» *Loveni.*	.....
» *Mihailovi.*	*Cardium Mihailovi.*
Cardium Barboti.	*Cardium Barboti.*
» *pseudosemisulcatum.*	.....
Delphinula squamosospinosa.	.....
Diastopora primigenia.	.....
Modiola volhynica.	*Modiola marginata.*
» *Denysiana.*	« *naviculata*
Nassa Akburunensis.	*Nassa Akburunensis.*
» *Verneuili.*	.....
» *Substriatula.*	.....
Phasianella Kischinevi.	.....
Schisoporella Sanguinaea.	*Schisoporella variabilis.*
Tapes Vitaliana.	*Tapes vitaliana.*
» *naviculata.*	« *naviculata.*
Vincularia sp.	.....
Vertebralina sarmatica.	.....

Intrucât paralelismul între aceste două tabele este perfect, nu rămâne decât să precizez că ANDRUSOW [2]) a adus dovezi convingătoare în favoarea vârstei bessarabiene a argilelor dela Kertsch cu fauna citată.

[1]) I. SIMIONESCU : Foci fosile din Sarmaticul dela Chișinău. Acad. Rom. Mem. Sect. Științifice, Ser. III. Tom. III. mem. 4—1925.

[2]) ANDRUSOW : Neogenablager.

Institutul Geologic al României

După cum deci formațiunile zoogene — calcarurile cu *Vincularia* și *Nubecularia* — din peninsula Kertsch sunt însoțite de o bandă de formațiuni argiloase cu o faună specifică, tot așà și argilele dela Ungheni ar puteà fi luate drept un facies al Bessarabianului din Moldova. Cu alte cuvinte, calcarurile zoogene de vârstă sarmatică medie, atât cele din Kertsch cât și cele din Basarabia, au luat naștere, probabil, la limita dintre zona litorală și cea de profunzime, formând un mediu specific la care s'au adaptat forme din ambele regiuni vecine. In largul mării, mai puțin populat, și unde trăiau forme potrivit cu condițiunile bionomice opuse zonelor precedente, se depuneau formațiuni argiloase.

Restul formelor citate din argilele dela Ungheni formează grupa a treia din care, dacă scoatem formele de tipul caspic, a căror rost acì îl vom vedeà mai târziu, nu ne vor rămâne decât câteva forme comune Volhynianului și Bessarabianului.

V. CONSIDERAȚIUNI SUMARE ASUPRA DIVERSELOR FACIESURI A FORMAȚIUNILOR BESSARABIENE DIN MOLDOVA

Pentru a ne orientà mai bine în chestiunea, dealtfel destul de delicată, a poziției stratigrafice a argilelor dela Ungheni, cred că este bine să ne oprim puțin și asupra condițiunilor bionomice și fizico-geografice a mării sarmatice din Moldova în faza când au luat naștere formațiunile a căror faună, după cum am văzut, dă de bănuit că este înrudită cu cea a argilelor studiate.

Cunoștințele noastre asupra subiectului din acest capitol, trebuie să recunoaștem, sunt încă destul de sumare din unele puncte de vedere, pentru a puteà cu încredere sprijinì pe ele concluziunile pe care le bănuim. Totuș, unele observațiuni pe cari le vom face cred că vor servì câtuș de puțin la clarificarea raportului ce ar puteà există între argilele dela Ungheni și formațiunile deosebite pentru prima oară în Basarabia de către SINZOW ca un etaj aparte al sarmaticului.

Insuș SINZOW [1]) a observat structura particulară a calcarului dela Chișinău, format din blocuri paralelipipedice, suprapuse în etaje și a explicat-o prin o ușoară boltire a complexului, care a provocat crăpături radiale în păturile acestea.

Tot așà IVANOW [2]) atribue structura acestui calcar unor forțe exochinetice.

---

[1]) I. SINZOW: Über ein neues Genus der Neogen-Cetaceen. St. Pt. B. 1898.

[2]) A. IVANOW: Contribuțiuni la istoricul mării sarmatice. Bull. de la Soc. des Natur. de Moscou No. 2, 1897.

Institutul Geologic al României

D-l prof. I. SIMIONESCU [1]) primul a atras atenția asupra caracterului recifal al acestor blocuri, considerând formațiunile acestea dela Chișinău și Orhei ca fiind recifi de Bryozoeri. Este adevărată constatarea făcută de d-sa, însă ea nu trebuește înțeleasă în sensul că numai bryozoerii sunt animalele cari au contribuit la formarea calcarurilor dela Chișinău și Orhei și nici chiar că sunt cele mai importante din acest punct de vedere.

Printre formațiunile zoogene de aici e necesar să distingem mai multe tipuri, după felul animalelor cari le-au dat naștere, în legătură cu aceasta variind și tipul morfologic al formațiunii.

Formațiunile recifale de bryozoeri le putem des întâlni în acest facies, nu aș puteà însă afirmà că sunt cele cari predomină. In general se disting lesne prin faptul că prezintă o structură concentrică neregulată, formând proeminențe conice sau sferice cu suprafețe mamelonate. Proeminențele acestea pot să aibă dela 0,5 până la 2 m. și mai mult înălțime, dispuse mai des, câteodată concrescute mai multe la un loc sau izolate și împrăștiate neregulat printre formațiunile de altă natură. Adesea întâlnim formațiuni bryozoice sub formă de cruste neregulate ce se întind pe suprafața formațiunilor de altă origine sau le învelesc pe acestea din urmă.

De cele mai multe ori se observă chiar cu ochiul liber structura reticulată a calcarului de această origine; câteodată însă este compact și modificat prin hidatomorfism într'atâta că natura lui nu se poate constatà decât după aspectul exterior al formațiunii sau pe cale microscopică.

Cea mai mare răspândire, atât în regiunea Chișinăului cât și la Orhei, o au calcarurile compacte despre a cărui structură particulară vorbește SINZOW.

Complexul acesta calcaros, se compune, în cazurile cele mai tipice, din câteva straturi groase dela 0,5 până la 1 m. de calcar compact, fiind în totalitatea lor larg boltite pe o rază de $^1/_4$ sau $^1/_2$ km. In interiorul unui complex astfel format se observă că fiecare pătură este compusă din blocuri separate paralelipipedice, cari se suprapun mai mult sau mai puțin exact deasupra blocurilor la fel formate a etajului subjacent. (Fig. 5).

Partea superioară a fiecărui bloc este convex bombată, netedă sau rugoasă, pe când cea inferioară este concavă și se sprijină pe convexitatea blocului subjacent.

De cele mai multe ori blocurile acestea sunt separate unele de altele prin suprafețe laterale vălurate sau legate între ele prin anastomoze neregulate. Datorită acestui fapt, între blocuri găsim hrube mai strimte sau mai spațioase, umplute cu nisip detritic scoicos sau lumachel scoicos slab cimentat și care cuprinde fauna bogată și atât de minunat păstrată a «păturilor cu Nubecularii».

---

[1]) I. SIMIONESCU: Note sur un calcaire à Bryozoaires du Sarmatian de Basarab. Bull. de la Section Scientifique de l'Acad. Roum. VII-en An. No. 4/6, 1921.

Institutul Geologic al României

Figura alăturată nu e decât o diagramă schematizată a unui profil combinat dintre Chișinău și Ialoveni (Fig. 6). După cum se vede din această figură blocurile descrise nu sunt decât secțiunea capetelor unor valuri stâncoase ce

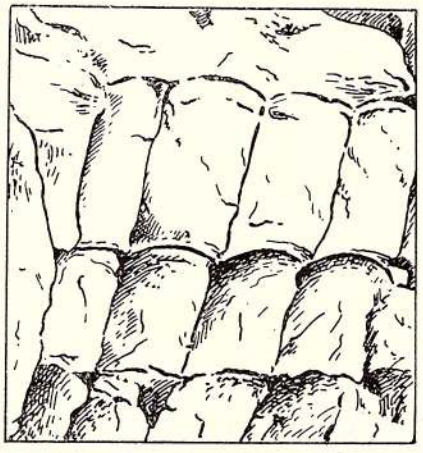


Fig. 5

Structura în blocuri etajate a calcarului dela Chișinău.
(Reproducere după fotografia lui Sinzow din lucrarea citată).

se întind orizontal mai mult sau mai puțin paralel între ele, după cum bine se poate observà în cariera dela Visterniceni. Valurile acestea sau «urșii»,

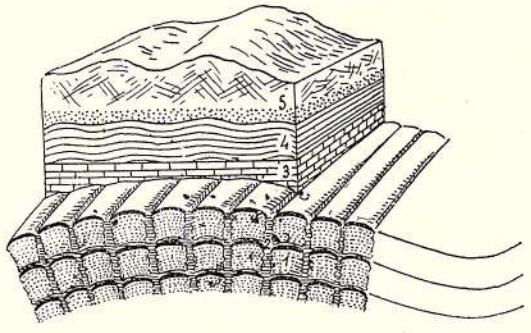


Fig. 6

Block — diagrammă, reprezentând Succesiunea formațiunelor în regiunea Chișinăului.

1. Formațiuni zoogene în blocuri etajate. 2. Spațiuri între blocuri umplute cu năsip de Nubecullaria, Bryozoeri sau lumachele. 3. Formațiuni de calcar scoicos stratificat. 4. Argile undulat stratificate cu rozete de gips. 5. Năsip cu structură încrucișată.

după terminalogia petrarilor dela Chișinău, au direcție apropiată de NW-SE, după cum, cu multă dreptate remarcă IVANOV [1]).

[1]) A. IVANOV: K. istorii sarm. moria. Bull. de la Soc. de natur. de Moscau t. XII 1898.

Institutul Geologic al României

Calcarul provenit din aceste blocuri este compact, se lasă cu greu sfărâmat în bucăți, deobiceiu, neregulate colțuroase, din cari cele mai subțiri, lovite cu ciocanul produc un sunet metalic caracteristic. Este de o coloare sură variolată și prezintă o structură mărunt spongioasă cu golurile rari și strâmtate sau astupate complet cu depuneri secundare de calcită. Golurile mai mari sunt tapisate cu cristali mărunți de calcită, ear pereților — dolomitizați pe o grosime variată; astfel bucata ruptă din rocă prezintă vine și pete cafenii cu contur neregulat, ceea ce-i dă aspectul variolat caracteristic, lesne de recunoscut. (Tab. VIII, fig. 15).

Este interesant că formațiunile acestea nu apar pretutindeni atât de caracteristic ca la Chișinău și Orhei. Câteodată nu găsim decât unități isolate cu structură concentrică sau mase compacte de pături groase de calcar, cu



Fig. 7

Recif de *Nubecularide* isolat și împlantat în calcar detritic orizontal stratificat.

aceași structură însă rar găurite cu hrube ce ne-ar mai amintì spațiile dintre blocuri. Calcarul de tipul descris este cel mai răspândit în formațiunile «cu Nubecularii» din Basarabia și este acel care se exploatează în general pentru construcții și vărării.

La microscop se constată că calcarul acesta este datorit unei specii, probabil, de *Nubecularia* (fig. 16, Tab. VIII) în colaborare cu unele alge și alte foraminifere cari, deși sunt înglobate în mare număr, totuș rolul lor la formarea calcarului este secundar.[1]) Care a fost rostul biologic al construcțiilor

[1]) Structura calcarului acesta este identică cu structura concrețiunelor de Nubecularia descrise de N. Andrusow, din Sarm. mijlociu dela Mangyschlak și Krymea. Travaux du Muzée Geol. et Miner. Pierre le gr. etc. Tom. III. 1917-1918. Petrogr. 1923.

Institutul Geologic al României

curioase de forma și tipul arătat, deocamdată e greu de precisat. Enormitatea acestor construcții cu caracter recifal denotă condițiuni prielnice pentru un metabolizm pronunțat.

In spațiurile dintre formațiunile zoogene recifale s'au depus resturi de animale libere cari au dat naștere la adevărat lumachel, orizontal stratificat în locurile mai spațioase (fig. 17, Tab. VIII). Caracterul morfologic specific al fundului mării în aceste părți ale Moldovei, n'a putut să nu influențeze asupra populațiunii care a căpătat și ea un habitus specific. Variațiunile mari de Trochide, Phasianele, Modiole, Lithophagi, Pathelide, foci și multe alte animale, după biologia lor și conformația morfologică sunt în completă armonie cu natura mediului ambiant.

Lipsa materialului terrigen în cantități însemnate, printre depozitele din această zonă, ne dovedește depărtarea ei de maluri. Faptul că uneori printre formațiunile acestea zoogene găsim și material detritic de natură litorală, pe când alte ori depuneri fine argiloase, ne vorbesc clar că variațiunile batimetrice, într'un sens sau altul, probabil de scurtă amplitudine, făceau ca zona aceasta să fie sub influența când a regimului litoral, când a celui de profunzime. Aceasta ne-ar indică că brâul calcarului zoogen de vârstă bessarabiană erà la limita între zona litorală și cea de profunzime, deci el însăș constituià o zonă sublitorală.

Nu va fi de prisos să ne amintim că formațiuni complet identice cu cele dela Chișinău și Orhei, DAVID [1]) le descrie la Afumați. IVANOW [2]) le pomenește la Șoldănești în Basarabia și Camenca din Podolia, iar W. LASCAREW [3]) le întâlnește și ceva mai la NE (între Leticev și Lapatinca), unde ajung să aibă o lățime de peste 5 km.

Formațiunile zoogene descrise atât la Chișinău cât și la Orhei sunt acoperite de straturi variate de calcar detritic cu ceriți, formațiuni argiloase cu rozete de gips și în fine nisipuri, ceeace ne arată o schimbare treptată în sensul scăderii adâncimilor către sfârșitul Bessarabianului. Mai spre nord și west de zona formațiunilor zoogene se depuneau sedimente litorale. In Basarabia d-l DAVID [4]) a întâlnit formațiuni cu un astfel de caracter la Cristici și Vanțâna iar eu la Voloave, aproape de Soroca, unde acestea se prezintă sub forma de grezii. Deasemenea R. WYRGIKOWSKY [5]) într'o lucrare recentă, arată că Sarmaticul mediu este bine reprezentat în Podolia occidentală sub un facies de mică profunzime. Aceste formațiuni, după cum arată autorul,

[1]) M. DAVID: Loc. cit.

[2]) A. IVANOW: Geolog. issledov. v Pod. gub. etc. Bull. de la Soc. de Natur. Moscou No. 2 1897.

[3]) W. LASKAREV: Geolog. issledov. v obl. 17 lista etc. Trudy Geol. kom. 1914.

[4]) M. DAVID: Formes caractéristiq. dans la Morph. du Plateau Moldave. Ann. Scientif. Univ. Iassy. T. XI, 1923.

[5]) R. WYRGIKOWSKY: Ghid geologic prin Podolia occidentală, Kiew, 1926.

Institutul Geologic al României

au fost adesea luate drept orizonturi «de Balta» cu care se aseamănă. De aceeaș vârstă și condițiuni de formare trebuiesc bănuite conglomeratele și formațiunile argiloase de deasupra plăcii volhyniene dela Mărculești, Gura Kainari și Sevirova jud. Soroca, pe cari deasemenea le citează și d-l DAVID [1]). Nu par a fi străine de vârsta și faciesul amintit nici conglomeratele scoicoase dela Deleni, jud. Dorohoi, cunoscute ca piatră de moară. Dacă adunăm toate acestea fapte, puține e dreptul, totuși ajungem să întrezărim cam următoarele condițiuni fizicogeografice, ce dominau în Moldova pe timpurile fazei bessarabiene.

La NW de Chișinău se depuneau conglomerate și depozite arenacee. Acestei zone îi urma, nu la mare depărtare, un brău de viață recifală, ce se întindea pe coasta mării, urmărind o zonă convenabilă. Direcția acestei zone e NW-SE și, ca răspândire, trece dincolo de hotarele Moldovei în Polonia. Brăului recifal îi urma o zonă unde influența valurilor asupra fondului mării era nulă și unde din materialul terrigen nu ajungea decât particulele fine de tot. In această zonă s-au și depus argilele dela Ungheni.

E de remarcat că dacă urmărim răspândirea acestor zone pe suprafața Moldovei, observăm că variațiunele batimetrice se succedau gradat și destul de repede spre S. Faptul din urmă ne dă de bănuit că coasta mării din această parte, forma o pantă destul de piezișă în direcția amintită. Pe această coastă în punctele de aceași valoare batimetrică s'a plantat viața recifală. Nu este exclus că, după o linie mai mult sau mai puțin paralela cordoanelor recifale, să fi avut loc, cândva, o dislocație care a condiționat formarea unei pante piezișe. În favoarea acestei idei ar vorbi apariția, prin suprindere a Cenomanianului la Prut, dispariția tot pe neașteptate, a Paleozoicului mai jos de Soroca și alte fapte, mai pe larg comentate, în acest sens, de către LASCAREW [2]) și ALEXEEW [3]). Fenomenul în general se leagă cu anumite momente de paroxism orogenic în Carpați. E de bănuit că s'a produs în faza tortoniană, pentru că recifii coralieri, cari au pus baza Toltrilor sarmatice, ocupă o zonă paralelă brăului recifal bessarabian. Aceasta înseamnă că zona de aceași valoare batimetrică, și capabilă să întreție viața recifală, nu și-a schimbat direcția în răstimpul aproape întregului Miocen. Cu alte cuvinte topografia coastei pe care pe rând sau fixat recifii mioceni, exista deja în Tortonian, a cărui transgresiune, probabil e legată de formarea ei.

Din momentul transgresiunei tortoniene, depresiunea astfel formată, a fost permanent ocupată de mări a căror sedimente au umplut'o în mod

[1]) M. DAVID: O schiță morphologică a Podișului Sarmatic Moldovenesc. Bul. Soc. Reg. Rom. de Geogr. XXXIX, 1920.

[2]) W. LASKAREW: Zam. o tect. jujno-rusk. crist. plosciadi. Bull. de la Com. Geol. Petersb. 1905 v. XXIV.

[3]) A. ALEXEEW: Geolog. isled. po Dnestru rajone Kamenca-Soroko. Zap. Novor. obsch. est. I. XXXII 1908. Odessa.

Institutul Geologic al României

normal, fără intervenția oscilațiunilor batimetrice însemnate. Pe măsură ce basinul se astupa apele se retrăgeau lent și treptat spre NE, lăsând în urmă nășipurile, «*de Balta*», cu elemente faunistice ce caracterizează o perioadă cuprinsă între Miocenul mediu și până la finele Pliocenului.

CONCLUZIUNI

Fauna argilelor dela Ungheni prezintă importanță din mai multe puncte de vedere.

Din punct de vedere paleontologic ea completează, mai întâiu, cunoștințele noastre asupra faunei unui etaj atât de răspândit la noi. Pe de altă parte, influența condițiunilor specifice, în cari s'a desvoltat această faună, lasă să se întrevadă anumite principii morphogenetice, cari au contribuit la diferențiarea unor forme cu legături de înrudire directă cu formele cunoscute din alte faciesuri.

Din punct de vedere stratigrafic și dinamic, studiul preliminar al faunei argilelor dela Ungheni lasă de bănuit că formațiunea bessarabiană din Moldova este mult mai variată decât se cunoșteà până în prezent. In această formațiune putem, deocamdată, întrezări trei faciesuri deosebite și nu deopotrivă bine cunoscute.

Unul litoral, format din depozite argiloase, arenacee, calcaruri detritice și conglomerate; slab cunoscut, atât ca răspândire cât și ca faună.

Altul sublitoral, format în cea mai mare parte, din depozite zoogene recifale, mai bine cunoscut, servind din această cauză ca termen de comparație pentru orice formațiune de această vârstă.

Am văzut că există legătură strânsă între fauna faciesului recifal al Bessarabianului din Moldova și cea citată din argilele dela Ungheni, după cum și o mai mare asemănare a acestor din urmă cu faciesul de profunzime al Bessarabianului din peninsula Kertsch și Tamani. Faptele acestea mă duc la concluzia că în Moldova există și un facies de profunzime al Bessarabianului, cunoscut deocamdată, într'un singur punct la Ungheni și caracterizat prin depozite fine argiloase și fauna citată în lucrarea de față.

Din cele expuse în lucrarea aceasta, se mai poate precizà că formațiunea deosebită de SINZOW sub denumirea de «pături cu Nubecularia» nu este în realitate decât un facies sublitoral recifal al etajului denumit de I. SIMIONESCU «Bessarabian». Acest facies își are habitusul său faunistic și petrografic specific aparte și numai ocazional unele din elementele faunistice ce-l caracterizează se pot întâlnì și în formațiuni sincronice din apropiere, diferențiate însă în alte condițiuni fizice. Cu alte cuvinte, fauna descrisă de SINZOW ca tipică pentru «păturile cu Nubecularia» nu poate să aibă valoarea unui etalon absolut pentru orice formațiune sin-

Institutul Geologic al României

cronică, și lipsa din complexul faunistic a unora din aceste formațiuni a elementelor caracteristice faciesului recifal nu poate constitui o piedecă de a le considerà de aceeaș vârstă.

Prezenta formelor de tipul aktschaghylian în argilele dela Ungheni e o problemă care merită un studiul special. Paturile de Aktschagyl, cu toate că cuprind o faună de tip sarmatic, după ultimele cercetări a lui ANDRUSOV [1]) trebuesc plasate printre formațiunile pliocene, deasupra etajului pontic. Pentru a explica originea și reapariția acestei fauni, ANDRUSOV presupune existența unui bazin hipotetic în care, în timpul Sarmaticului superior, Meotic și Pontic, s'a plămădit fauna aktschagyliană. Se poate însă, întâmpla ca elementele faunistice din care s'a diferențiat mai târziu această faună, să fi existat deja într'un stadiu embrionar în anumite faciesuri ale Sarmaticului mediu; și numai cunoștințele noastre necomplete asupra faunei și dinamicei mării sarmatice, ne împiedică să găsim legături directe între formele aktschagyliene și cele sarmatice.

Se prea poate că o revizuire a faunei sarmatice în general și un studiu detaliat al faciesurilor sub care se întâlnește această formațiune în Podișul Moldovenesc și regiunile învecinate să ne ducă la concluziuni noui în ce privește răspândirea diverșilor termeni stratigrafici ai Sarmaticului și condițiunile fizico-geografice la care au fost supuși.

---

[1]) N. ANDRUSOW: Étage Apscheronien. Mém. du Com. géol. Nouv. Sér. liv. 110. Petersb. 1923.

N. ANDRUSOW: Le Pliocéne de la Russie mérid. d'apres les rech. réc. Mèm. de a Soc. R. des Sc. de Boheme vol. II — 1927.

Institutul Geologic al României

TAB. VII

Fig. 1. *Mactra fragilis*, LASK. Ungheni. × 4/3.

„ 2. *Mactra fragilis*, LASK. Ungheni. Aparatul cardinal la valva stângă. × 2/1.

„ 3. *Mactra Cobalcescui*, n o v. s p. Tip. intern al valvei stângi. Ungheni × 1/1.

„ 4. *Mactra Cobalcescui*, n o v. s p. Aparatul card la valva stângă. Ungheni. × 2/1.

„ 5. *Mactra Cobalcescui*, n o v. s p. *variet*. Ungheni. × 5/2.

„ 6. *Mactra Fubreana*, d'O r b. *variet*. Fragment din aparatul cardinal dela valva dreaptă. Ungheni × 1/1.

„ 7. *Mactra subcaspia*, ANDR. Ungheni. × 3/2.

„ 8. *Mactra subcaspia*, ANDR. Partea internă. × 2/1.

„ 9. *Cryptomactra pes anseris*, (K. MAYER-EYMAR). Valva dreaptă. × 3/2.

„ 10. *Cryptomactra pes anseris*, K. (MAYER-EYMAR). Valva stângă. Ungheni. 1/1

„ 11. *Cryptomactra pes anseris*, (K. MAYER-EYMAR). Aparatul cardinal la valva stângă. Ungheni. × 4/1.

„ 12. *Cryptomactra pes anseris*, (K. MAYER-EYMAR). Partea internă a unui fragment din valva dreaptă, pentru a se arăta impresiunea mușchiului anterior și modul cum se îngroașă scoica la poalele antero-inferioare. Zonele concentrice corespund liniilor de creștere depe suprafața externă. Ungheni. × 2/1.

„ 13. *Tapes Vitaliana*, d'ORB. Din spațiile dintre blocurile recifale dela Chișinău. × 3/2.

„ 14-15. *Tapes Vitaliana*, d'ORB. Din spaț. dintre blocurile recifale dela Chișinău × 1/1.

„ 16. *Tapes naviculata*, HÖRN. Ungheni. × 1/1.

„ 17. *Tapes naviculata*, R. HÖRN. Aparatul cardinal. Ungheni. × 3/1.

„ 18. *Cardium obsoletum*, EICHW. Ungheni. × 3/2.

„ 19. *Cardium obsoletum*, EICHW. *variet*. Ungheni. × 2/1.

„ 20. *Cardium obsoletum*, EICHW. *variet*. Câteva coaste anterioare mărite pentru a se arăta forma și ornamentația lor. Ungheni.

„ 21. *Cardium obsoletum*, EICHW. de tipul *irregulare*. Coastele mijlocii mărite Ungheni.

„ 22. *Cardium Simionescui*, n o v. s p. Ungheni. × 2/1.

„ 23. *Cardium Simionescui*, n o v. s p. formă tânără. Ungheni. × 3/1.

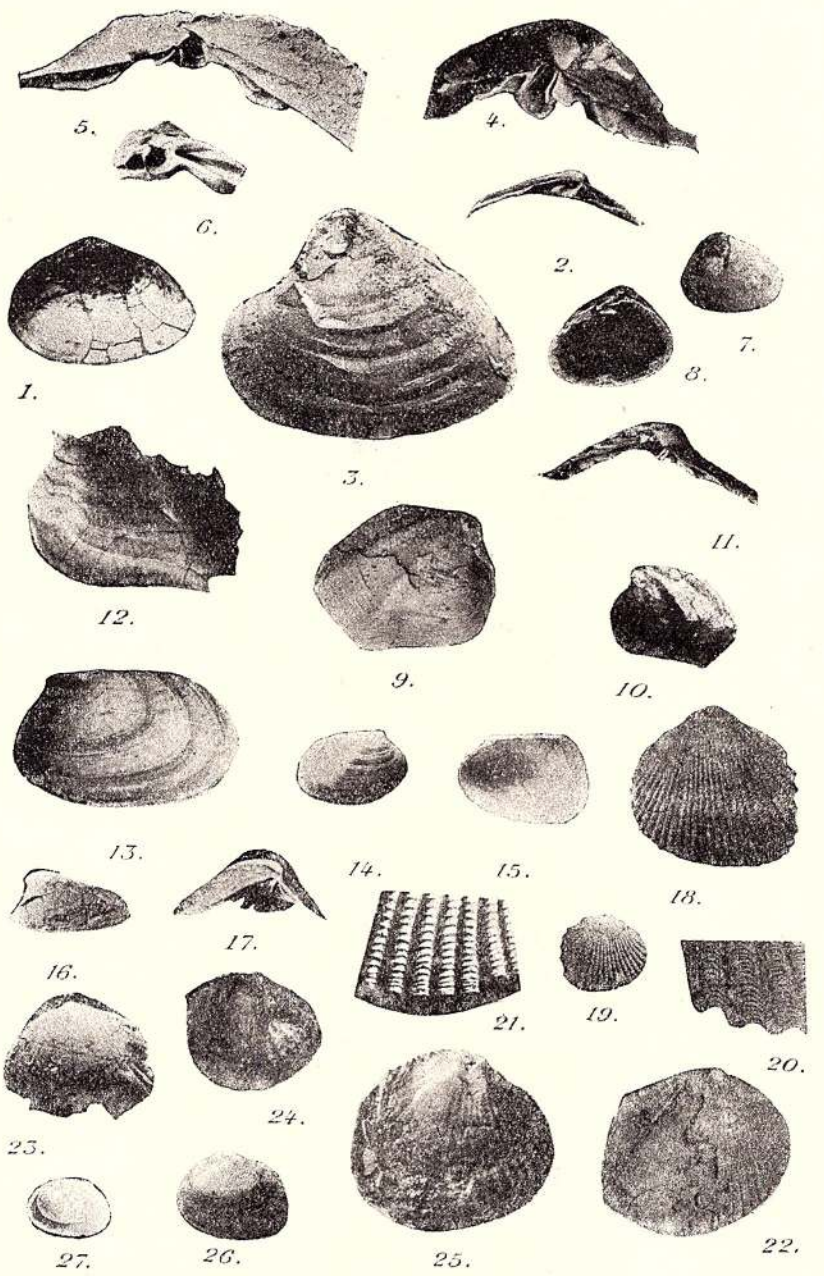
„ 24. *Cardium Mihailovi*, TOULA. Ungheni. × 5/2.

„ 25. *Cardium Mihailovi*, TOULA. Ungheni. × 2/1.

„ 26-27. *Cardium Unghenensis*, n o v. s p. Ungheni. × 2/1.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TAB. VIII

Fig. 1. *Cardium cfr. plicato-Fittoni*, SINZ. Ungheni. × 4/3.

„ 2. *Cardium* sp., Ungheni. × 4/3.

„ 3. *Cardium Elisabetae*, n o v. s p. Fragment din partea anterioară a unei valve drepte, pentru a se arăta forma coastelor. Ungheni. × 4/3.

„ 4. *Cardium Elisabetae* n o v. s p. Mulaj din gips după o impresiune în argilă. Ungheni. × 4/3.

„ 5. *Cardium Barboti*, R. HÖRN. Variaţiune cu scoica mai groasă şi coastele dese şi bine dezvoltate. Ungheni. × 2/1.

„ 6. *Cardium Barboti*, R. HÖRN. Variaţiune cu scoica subţire şi fragilă; coastele rari se şterg în partea posterioară a scoicii. Ungheni. × 3/2.

„ 7. *Cardium cfr. sub-fittoni*, ANDRUS. Prima variaţiune. Ungheni. × 5/2.

„ 8. *Cardium cfr. sub-fittoni*, ANDRUS. A 2-a variaţiune. Ungheni. × 1/2.

„ 9. *Cardium cfr. sub-fittoni*, ANDRUS. Acelaşi exemplar mărit. Ungheni. × 3/1.

„ 10. *Trochus sarmato-anceps*, SINZ. Ungheni. × 3/2.

„ 11. *Nassa Akburunensis*, ANDRUS. Ungheni. × 3/1.

„ 12. *Hydrobia* s p. Ungheni. × 2/1.

„ 13. *Hydrobia* (Clessinia?) sp. Ungheni. × 2/1.

„ 14. *Cerithium cfr. disjunctum* SOW. Ungheni. × 5/2.

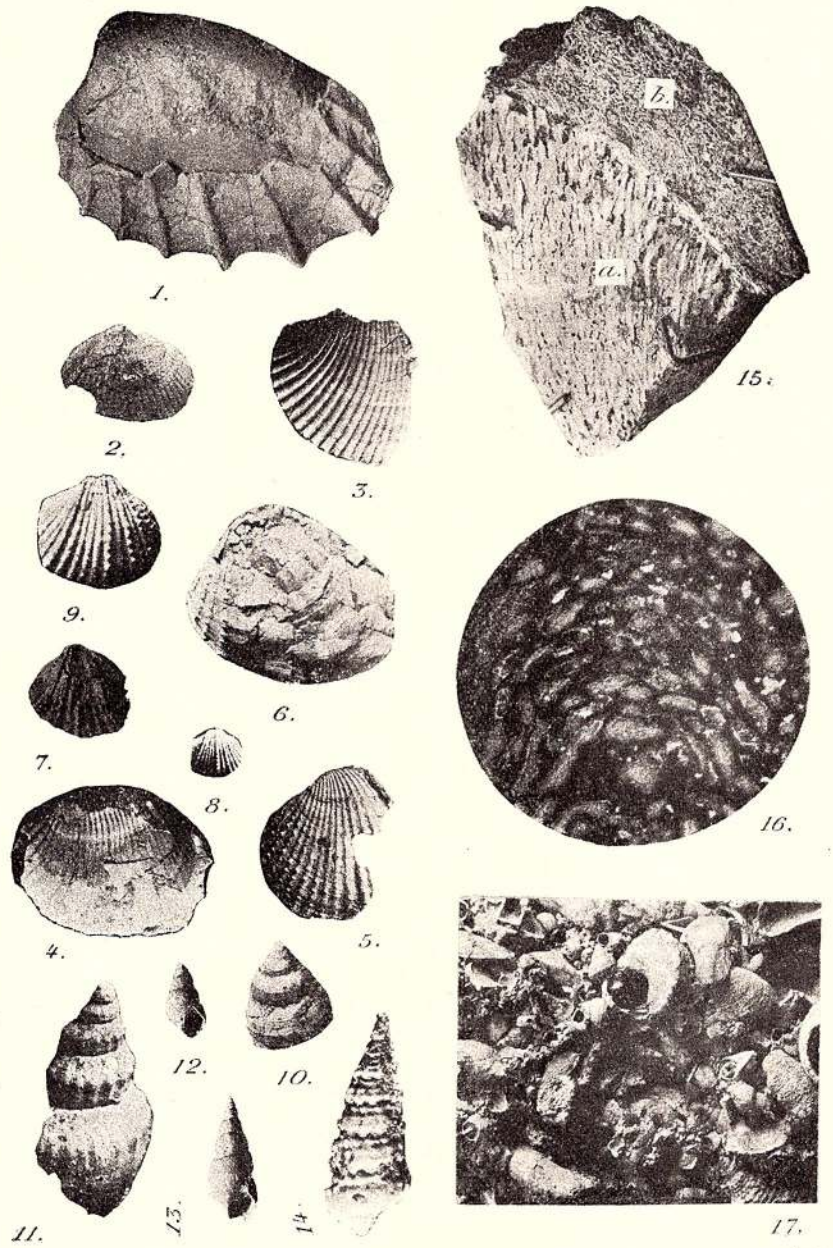
„ 15. O porţiune dintr'un bloc de calcar recifal cu Nubecularii pentru a se arăta structura lui şi raportul recifilor faţă de formaţiunele ce le acopăr. Cricov, jud. Orhei. a=calcar recifal; b=calcar scoicos stratificat.

„ 16. Structura microscopică a calcarului recifal dela Chişinău. In alb — golurile unor cămăruţe, umplute secundar cu calcită; în negru — pereţii dolomitizaţi a cămăruţelor.

„ 17. Aspectul general al lumacheiului ce umple golurile între blocurile recifale la Chişinău. Micşorat.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERIE

	Pag.
Introducere	85
I. Descrierea zăcământului de argile dela Ungheni	85
II. Descrierea faunei argilelor	89
Mactra fragilis, LASK.	89
Mactra Cobalcescui nov. sp.	90
Mactra subcaspia, ANDR.	94
Cryptomactra pes anseris. (K. MAYER EYMAR)	94
Tapes Vitaliana, d'ORB.	97
Tapes naviculata (R. HÖRN.),	98
Cardium obsoletum, EICHW.	99
Cardium Simionescui, nov. sp.	100
Cardium Mihailovi, TOULA	101
Cardium unghenensis, nov. sp.	103
Cardium Elisabetae, nov. sp.	103
Cardium Barboti, R. HÖRN.	104
Cardium cfr. sub-fittoni, ANDR.	105
Trochus sarmato-anceps, SINZ.	107
Nassa Akburunensis, ANDR.	108
Hydrobia sp.	108
III. Considerațiuni asupra faciesului argilelor dela Ungheni	109
IV. Considerațiuni stratigrafice	109
V. Considerațiuni sumare asupra diverselor faciesuri a formațiunilor bessarabiene din Moldova	113
Concluziuni	119

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

L'ANALYSE DES GAZ DES ROCHES EN RAPPORT AVEC LES PHÉNOMÈNES VOLCANIQUES

PAR

NICOLAS METTA

Déjà en 1826, nous trouvons dans les Trans. Sc. Soc. of Edinburgh une note de BREWSTER relatant l'explosion d'un cristal de quartz lors de son échauffement.

En 1822, DAVY, en étudiant sous le microscope des cristaux de quartz du Brésil et du Dauphiné, avait observé des petites cavités remplies d'un gaz sous pression (Phil. Trans. 1822, 3617).

SIMMLER, en se basant sur les observations de BREWSTER, publia peu après (Pogg. Ann. 1858, 105—466) une note dans laquelle il démontra que la force d'expansion manifestée pendant l'échauffement du quartz est due à la présence du bioxyde de carbone à l'intérieur du minéral.

De même SORBY (Proc. Soc. 17, 1869, 291) a observé que les bulles de liquide contenues dans les cristaux de quartz disparaissent à une température approximative de 30^0, ce qui correspond justement à la température critique du bioxyde de carbone.

En analysant au microscope les gaz qui résultent de l'échauffement d'un cristal de quartz, JAGESLONG ET GEISSLER (Pogg. Ann. 1869, 137) ont pu identifier l'hydrogène, dont ils attribuaient la provenance à la décomposition de l'eau qui se trouvait abondamment en présence.

GRAHAM, en 1867, eut le premier l'idée de chauffer plus longuement certains minéraux dans le vide (Proc. Roy. Soc. 15, 1867, 502). Lorsqu'il soumit un météorite de Senarto d'un volume de 5,78 cmc. à ce traitement, il réussit à en extraire au bout de 35 minutes de chauffe 5,38 cmc. de gaz et au bout de 100 autres minutes encore 9,52 cmc. Les gaz avaient la composition suivante:

Hydrogène: 85%;

Bioxyde de carbone: 4,5%;

Azote: 9,86%.

WRIGHT a montré (Journ. Amer. Soc. 9, 1875 et 12, 1876) que le fer météorique contient beaucoup de CO et de H_2 et relativement peu de CO_2, fait aussi confirmé par MALLET.

Institutul Geologic al României

HILLEBRAND a établi que la majorité des gaz émis par un exemplaire d'Uraninite est constituée par de l'azote.

W. RAMSAY (Proc. R. Soc. 58, 1895, 66), poursuivant la même étude, a réussi à identifier l'argon et l'hélium dans la Clévéite.

TILDEN, le premier, a expliqué la provenance de tous ces gaz (Proc. R. Soc. 59, 1896, 218), en démontrant que les roches ont la propriété de retenir certains gaz; la proportion relative de ces derniers dans le mélange analysé est due simplement à leur concentration respective et variable dans l'atmosphère ambiante.

Mais TRAVERS (Proc. R. Soc. 64, 1898, 130) est au contraire d'avis que la majorité des gaz dégagés à haute température a pris naissance grâce à diverses réactions.

A. GAUTIER (C. R. Ac. Sc. Paris, T. 132, p. 58, etc., 1901) signale en 1901 pour la première fois que l'eau joue un rôle essentiel dans les phénomènes volcaniques. C'est par son action sur les oxydes ferreux des divers silicates qui constituent les roches qu'on peut s'expliquer le dégagement de grandes quantités d'hydrogène et de grands volumes de gaz en général.

ALBERT BRUN (Recherches sur les exhalaisons volcaniques, Kündig, Genève) admet que les gaz seraient retenus chimiquement par la molécule minérale.

R. T. CHAMBERLIN (The Gases of Rocks, Carnegie Inst. Bull. 106) fut le premier à poursuivre la question méthodiquement et en détail au moyen de nombreuses analyses des gaz de laves, de roches éruptives et métamorphiques, de schistes, de grès, de minéraux et de météorites. Il conclut qu'en dehors d'une très petite quantité de gaz occlus, la majeure partie du volume gazeux est engendré à haute température par des réactions chimiques dues en particulier à la présence de l'eau. Les considérations déduites de l'analyse des gaz des roches ne peuvent toutefois pas être appliquées intégralement aux phénomènes volcaniques; on peut supposer que dans la lave liquide ces gaz ont été retenus mécaniquement ou bien qu'ils font partie de la solution magmatique. Pendant la solidification de la masse, les gaz qui auparavant existaient à l'état libre peuvent entrer en combinaison chimique à basse température ou être occlus par la roche pendant la cristallisation. (P. 69. loc. cit.).

G. PAMFIL (Bull. Acad. Roum. 1914, No. 2) mentionne, au sujet de quelques analyses portant sur des serpentines de Carpathes, la présence d'une quantité appréciable d'oxygène, en échange peu ou point d'hydrogène, contrairement à toutes les données connues jusqu'alors; l'auteur ne fournit pas d'interprétation de cette singularité.

E. SHEPHERD (J. of. Geology, 33, 1925) conclut que, dans tous les phénomènes volcaniques, le seul facteur important est l'eau. Il a démontré sa présence aussi bien à l'orifice des cratères, où il en a recueilli d'abondantes

Institutul Geologic al României

quantités, que dans les laves au voisinage des cratères. Les gaz dégagés pendant le chauffage des roches sont dus, d'après lui, en grande partie aux réactions de l'eau.

Les roches sur lesquelles ont porté nos propres travaux proviennent d'Arabie, des vilayets d'Yémen et d'Assir, dans la région de Hodeida-Saana, et elles furent collectionnées sur une ligne perpendiculaire au littoral de la Mer Rouge par une mission de géologues en 1911 [Rapport définitif sur les études géo-hydrologiques faites à Yémen (Arabie)]; (Ed. Inst. Géologique de Roumanie, 1912).

Le Dr. D. Roman fut chargé par le Professeur Mrazec, Directeur de l'Institut Géologique, d'étudier au point de vue pétrographique la région éruptive décrite par la mission, pour contribuer à la connaissance de la grande ligne de fracture est-africaine (Ann. Inst. Géol. Roum. Vol. XI, 1925) et surses instigations nous les avons étudier au point de vue chimique et leurs analyses de gaz.

Botez, Géologue de la mission, distinguait deux séries de roches éruptives: des roches de profondeur et des roches d'épanchement avec leurs tufs, comprenant chacune une série acide et une série basique.

Roman, dans son étude, les classe en: *a)* roches de profondeur (granite). *b)* roches filoniennes, et *c)* roches d'épanchement.

Le type des roches de profondeur ne figure pas dans nos analyses qui ont toutes eu pour objet des roches éruptives et des roches d'épanchement.

La détermination des gaz des roches fut effectuée par la méthode microchimique décrite par nous dans tous ses détails dans l'Annuaire de l'Inst. Géol. de Roumanie, (Vol. X, 1921—24, p. 85—119).

Tous nos prédécesseurs travaillant dans cette direction ont appliqué des méthodes macrochimiques et pour obtenir une quantité de gaz suffisante, ils étaient obligés de prendre à l'analyse de grandes quantités de roches; mais ils durent constater que dans bien des cas la quantité de gaz renfermés ne pouvait pas être entièrement mise en liberté et échappait donc plus ou moins à l'analyse.

D'autre part, l'analyse microchimique présente l'avantage d'être bien plus rapide.

Nous voudrions mentionner ici certaines précautions qui se sont montrées absolument indispensables, ainsi que quelques modifications de la méthode que nous avons introduites depuis notre dernière publication.

La mise en liberté des gaz a lieu dans un tube de quartz transparent chauffé dans un four électrique capable de supporter une température de 1100—1200°. Etant donné le prix élevé des fours à résistance de platine, nous avons remplacé avantageusement ces derniers par des fours à résistance de nickel-chrome construits par nous-mêmes.

Dans la publication mentionnée plus haut (p. 108), nous avons montré

Institutul Geologic al României

que l'appareil se prête à l'analyse de gaz absolument secs. Outre l'humidité et l'eau de constitution qui se dégage au-dessus de 105°, les roches mettent en liberté des quantités appréciables de produits sublimables et acides qui attaquent le mercure dans les capillaires. L'absorption de ces corps, à savoir: HF, ClH, H_2S, SO_2, NH_3, NH_4Cl, As., etc., est donc absolument indispensable, de même que leur identification, au moins qualitative. C'est pourquoi, en dehors des tubes à pentoxyde de phosphore et à poudre d'aluminium, nous avons muni l'appareil de tubes remplis d'ouate d'argent pour retenir l'hydrogène sulfuré.

Au manomètre de Mac Leod, tel qu'il a été décrit (Loc. cit. p. 87) nous avons ajouté sur la branche calibrée *C* un deuxième tube ordinaire de 8 mm. de diamètre qui permet une stabilisation plus rapide des ménisques entre les branches *C* et *B* et des lectures plus correctes.

L'ampoule à azote, avec électrodes de platine, a été pourvue d'un petit tube rempli de potasse solide et de 2—3 gouttelettes de mercure. En effet, par les décharges électriques, l'azote se combine avec l'oxygène en excès et les oxydes d'azote formés attaquent les ménisques de mercure dans les capillaires; il est donc nécessaire de les retenir au moyen de la potasse.

Rappelons en quelques mots la disposition de l'appareil et la marche d'une analyse.

L'appareil se compose: d'un dispositif pour la mise en liberté des gaz; de l'appareil d'analyse proprement dit; d'un manomètre de Mac Leod qui sert à effectuer les mesures; des appareils à vide, pompe à huile et pompe à mercure.

Les joints plats préconisés par GUYE pour les analyses de gaz exécutées à très faibles pressions se sont montrés les plus appropriés et nous ont assuré un vide constant au-delà de 48 heures.

L'appareil d'analyse est un appareil d'Orsat en miniature, dans lequel les absorbants liquides sont remplacés par des réactifs solides. Pour retenir l'oxygène, nous avons utilisé le fil de fer préalablement réduit à l'incandescence dans un courant d'hydrogène.

Avant de commencer une analyse, on doit s'assurer d'un vide parfait, constant pendant au moins 48 heures. Le tube de quartz, avec la nacelle de platine vide, est chauffé jusqu'à la température de l'expérience et on ne commence l'analyse que lorsque ce tube et les ampoules à résistance de platine et de fer ne mettent plus trace de gaz en liberté. Alors seulement on pèse la roche finement pulvérisée dans le tube de platine et après l'avoir introduite dans le tube de quartz, on fait le vide dans tout l'appareil. On ferme tous les robinets des ampoules absorbantes et on chauffe modérément jusqu'à la température de 1000—1100°, température à laquelle la plupart des roches fondent. Au fur et à mesure que les gaz sont mis en liberté, on les récolte dans le volumètre L à l'aide de la pompe à main du manomètre de Mac Leod.

Institutul Geologic al României

Quand le dégagement des gaz a cessé, on ferme le robinet r qui relie l'appareil de mesure avec le dispositif de mise en liberté des gaz; on laisse le gaz collecté dans le volumètre se détendre également dans l'espace nuisible R et on fait la mesure. Etant connu l'espace $R+L$, de volume V sous la pression P qu'on détermine par le manomètre de Mac Leod, on peut déduire la quantité de gaz mis en liberté par la formule de Boyle-Mariotte.

Au lieu d'un seul volumètre L (indiqué dans la figure), il est préférable d'en avoir deux, pour obtenir des mesures plus exactes quand la quantité de gaz mise en liberté dépasse 3 mm. de pression, et d'autre part une plus grande réserve de gaz permet de répéter l'analyse au cas où les résultats ne concorderaient pas.

Une fois la quantité de gaz déterminée, on procède à l'analyse en refoulant le mélange gazeux dans les diverses ampoules à réactifs absorbants: le tube à potasse caustique, celui à spirale de platine, etc. et par une série de mesures successives de la pression avant et après l'absorption, on déduit le pourcentage de chaque composé.

Les éléments mis en liberté sont extrêmement variables. Généralement on trouve: CO_2, H_2, CO, CH_4, N_2, H_2S, NH_4Cl, NH_3, HF, HCl, H_2O, HBO_3, As, Sb, et les gaz nobles.

Notre méthode se prête au dosage quantitatif de CO_2, CO, H_2, N_2, CH_4, O_2, de l'eau et des gaz nobles. Tous les autres corps peuvent être déterminés seulement qualitativement. Ainsi la présence de l'ammoniaque fut reconnue grâce à un tampon de papier filtre imbibé d'une solution de sulfate de cuivre et intercalé après le tampon d'ouate d'argent.

Le poids de la roche pris à l'analyse varie entre 0,5 — 1 gr. selon la quantité de gaz dégagé; cette quantité ne doit pas dépasser 1,5 cmc., limite assignée par l'emploi du manomètre de Mac Leod qui peut mesurer au maximum 3 mm. de pression sans erreur; la capacité de l'appareil correspond en effet à 1,5 cmc. de gaz sous 3 mm. de pression.

Dans le tableau ci-contre, nous avons exposé les resultats obtenus.

Au sujet de l'origine des gaz dans les roches, trois hypothèses furent émises jusqu'à présent, à savoir:

a) Les gaz se trouvent *occlus*, retenus par le magma lors de sa solidification.

b) Les gaz sont *absorbés* ou *dissous*.

c) Les gaz obtenus par le chauffage des roches dans le vide sont plus ou moins des produits de réaction, nullement identiques aux gaz qui se dégagent pendant le paroxysme volcanique.

Nous nous sommes proposé d'examiner la vraisemblance de ces trois hypothèses et d'utiliser la plus plausible à l'interprétation des résultats analytiques obtenus.

Institutul Geologic al României

LA COMPOSITION CHIMIQUE ET L'ANALYSE *collectionnées*

Nature de la roche et localité	Densité	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
Trachydolerit (Mathal gebel)	2,178	71,67	0,10	9,07	8,36	0,75	0,14	0,63	0,96	0,29	3,65	2,40
Bostonite à albite quartzifère (Hodjeila)	2,657	56,90	—	13,28	10,17	2.51	0,12	0,98	6,65	0,61	3,05	4,46
Porphyre laurwikite (Hodjeila)	2.538	70,08	0,10	9,58	7,22	0,28	0,73	1,32	1,26	0,48	2,45	6,15
Bostonit quartzifère (Mathal)	2,740	59,98	0,09	14,42	9,94	2,47	0,80	0,82	1,11	0,59	4,72	4,13
Bostonit à albite (Usil)	2,531	64,50	—	14,68	5,64	0,41	0,85	0,80	2,25	0,61	3,04	6,27
Comendite (Ouadi Hagela)	2,585	72,07	0,16	9,34	6,98	0,37	1,07	0,43	2,04	1,34	3,12	2,04
Plagiotrachyte (Menaka)	2,672	55,95	—	13,52	12,20	0,85	1,13	1,64	6,17	0,71	4,23	2,79
Comendite (El-Birar)	2,646	71,39	0,35	12,53	5,02	0,54	0,38	0,39	0,79	0,59	3,62	2,40
Trachyandesite (Usil)	2,686	53,88	—	14,96	10,52	5,38	—	0,97	6,99	1,15	0,92	4,99
Trachydolerit (Hololeucocrat) (Hadjela)	2,500	75,19	—	9,42	5,67	0,22	0,27	0,40	0,60	0,39	3,14	3,83
Tranchyandesite Hololeucocrate (Hadjara)	2,572	57,08	—	12,65	9,21	0,33	0,07	1,04	5,49	3,76	3,46	5,92
Trachydolerite (Saana)	2,893	47,84	0,12	13,08	8,04	6,96	1,35	1,12	10,08	3,41	2,55	4,23
Hyalotrachyte sodique (Attara)	2,570	76,12	0,08	12,72	6,42	0,09	0,09	1,02	0,93	0,17	1,11	0,63
Trachydolerite (Saana)	3,158	41,82	1,05	11,07	8,59	10,10	0,55	1,05	16,47	5,32	0,89	1,31
Trachydolerite (Hodjeila)	2,877	45,76	0,32	7,30	11,25	9,47	1,12	3,04	12,07	3,16	2,86	2,13
Trachyandesite (Usil)	2,868	49,39	0,17	16,05	8,18	6,15	0,96	1,30	13,80	1,92	1,42	0,97
Pechstein Comendite (Sanaa gebel)	2,306	65,24	0,28	13,27	5,05	0,29	0,93	2,53	3,33	1,18	3,12	2,85

Institutul Geologic al României

DE GAZ DES ROCHES DE JEMEN (Arabie)

par le Géologue G. Botez

H_2O -105^0	H_2O $+105^0$	Quantité de gaz en cmc. par 100 gr	Quantité de gaz en cmc. par 100 cmc de roche	Temp maxim C°	CO_2	CO	CH_1	H_2	N	Gaz nobles	H_2S	NH_3	$ClNH_4$
0,42	1,67	258	561	980°	63,30	8,42	2,75	12,35	14,28	non deter.	—	—	—
0,71	0,29	75	199	1010°	74,10	7,56	0,87	13,54	4,93	non deter.	H_2S	—	$ClNH_4$
0,40	0,65	89,3	227	890°	53,85	13,43	6,36	8,21	18,15	He	H_2S	non deter.	non deter.
0,69	0,88	193	528	970°	52,12	13,71	1,65	24,18	8,34	traces He	—	—	—
0,32	1,06	185	493	1020°	61,22	8,26	2,19	14,13	14,20	non deter.	non deter.	non deter.	non deter.
0,68	1,11	110	284	895°	67,23	16,50	2,07	8,09	16,11	He	H_2S	NH_3	NH_4Cl
0,61	0,72	221	590	1020°	47,63	20,92	5,35	13,39	12,71	—	H_2S	NH_3	NH_4Cl
0,61	1,29	163	431	975°	71,11	8,02	0,67	14,53	5,77	He	H_2S	NH_3	NH_4Cl
0,15	0,83	143	381	890°	32,28	18,22	7,62	31,43	10,35	He	—	—	$ClNH_4$
0,29	1,30	186[1]	466	1105°	81,99	4,69	0,47	7,22	5,63	non deter.	—	—	—
0,43	1,65	163	421	960°	72,31	6,23	1,19	11,67	8,60	He	—	—	—
0,87	0,50	283[2]	819[3]	1050°	21,50	14,23	0,87	59,23	4,17	He	H_2S	NH_3	$ClNH_4$
0,22	0,64	125	325[7]	1020°	62,03	6,22	4,19	24,31	3,25	—	—	—	—
0,76	1,31	159[1]	502	1020°	26,87	3,15	0,09	67,53	2,36	He	—	—	$ClNH_4$
1,36	0,78	88	252	940	37,25	13,27	1,21	43,09	5,18	He	H_2S	—	—
0,36	0,28	122[3]	350	1100°	93,35	1,23	0,15	4,95	0,32	—	H_2S	—	—
0,14	1,90	137	315[7]	1070°	73,25	8,22	1,77	13,19	3,57	He	H_2S	—	—

Institutul Geologic al României

a) Cette hypothèse, telle qu'elle a été émise, est à première vue la plus séduisante, étant déduite de cas typiques connus dans la nature depuis fort longtemps. Rappelons que le quartz, la topaze, le spinelle, et en général tous les minéraux à haute densité et à clivage irrégulier, présentent des cavités souvent visibles à l'oeil nu et remplies de gaz ou de liquides.

L'occlusion a pu avoir lieu pendant l'ascension de la lave dans le cratère ou au moment de la cristalisation.

En vue de contrôler les suppositions de TILDEN qui soutenait l'hypothèse de l'occlusion des gaz, CHAMBERLIN (loc. cit.) a construit une sorte de mortier hermétiquement fermé. Le pistil se meut à l'aide d'une vis et le mortier est relié à une pompe à vide. Après avoir introduit la roche dans l'appareil, on fait le vide complet; en activant le pistil, on pulvérise la roche et les gaz dégagés sont extraits par la pompe à vide et analysés. CHAMBERLIN contrôla son appareil expérimentant sur une quantité connue d'hydrogène dans une fiole qu'il brisait et il retrouva à l'analyse la quantité intégrale du gaz introduit.

D'un quartz de Porretta renfemant des bulles microscopiques, il obtint 0,08 cmc. de gaz, représentant 0,03 du volume du quartz. Le gaz était constitué de bioxyde de carbone avec des traces de méthane et d'azote.

D'autre part, il est difficile d'admettre que des minéraux friables et à clivage facile soient en état de renfermer des volumes de gaz occlus plusieurs fois supérieurs au volume du minéral lui-même. Il y aurait cependant des exceptions: certaines roches vitreuses comme les obsidiennes ont en effet la propriété de retenir des quantités de gaz dépassant leur propre volume; chauffées à une température élevée, elles explosent en développant une pression qui peut atteindre quelques milliers d'athmosphères (A. BRUN, loc. cit.).

b) La seconde supposition est basée sur la propriété de certains métaux de retenir pendant leur solidification d'appréciables quantités de gaz. C'est ainsi que l'oxygène est adsorbé intensément par l'argent dont une masse de 1 kgr. est capable de retenir 200 cmc. de gaz (GUYE, J. Chim. phys. 1915. METTA: Publ. Inst. Géol. Roum. 1924). Mentionnons encore ici la dissolution de l'hydrogène dans le palladium qui peut retenir jusqu'à 900 fois son propre volume de gaz.

Cette hypothèse implique naturellement que les roches se soient solidifiées dans une ambiance gazeuse de composition identique aux produits adsorbés, du moins au point de vue qualitatif.

c) Enfin, il serait possible que la majorité de tous ces gaz prît naissance pendant l'échauffement de la roche, par diverses réactions entre l'eau de constitution du silicate et les autres éléments, en particulier les carbonates, les sulfates, les sulfures, etc. contenus dans la roche. Dans les phénomènes volcaniques, ces réactions seraient dépendantes en première ligne des importants facteurs: pression et température.

Institutul Geologic al României

WOLFF (Der Vulkanismus) a cherché à interpréter ces réactions en tenant compte davantage des phénomènes volcaniques observés; il a établi un certain nombre de réactions d'équilibre entre les gaz présents dans les exhalaisons volcaniques ou ailleurs dans la nature.

Il est très remarquable que les résultats quantitatifs des analyses et même les quantités absolues de gaz mis en liberté par échauffement sont toujours variables, quelque identiques que soient les conditions de travail (durée de chauffe, température, etc.). Nous tenterons d'expliquer plus loin ce phénomène qui plaide puissamment en faveur de cette troisième hypothèse.

Considérons d'abord le cas particulier de chaque gaz rencontré au cours d'une analyse:

Parmi les produits sublimables figurent le chlorure d'ammonium et sous forme de gaz l'acide chlorhydrique, le chlore et l'ammoniaque. De même, dans les gaz volcaniques, on a constaté la présence du chlorure d'ammonium ainsi que de chlorures plus ou moins volatils (chlorures des métaux lourds et alcalins).

La présence simultanée de tous ces corps ne peut être attribuée qu'à l'établissement d'un état d'équilibre entre eux en fonction des pressions et températures régnantes.

Les chlorures alcalins ne sont que peu ou point dissociables; ainsi le chlorure de potassium ne se scinde pas même à la température de 2000° en ses éléments; mais THENARD démontre que si l'on échauffe le chlorure de sodium avec de la silice et de l'eau, un silicate alcalin est mis en liberté. C'est ainsi qu'il explique la formation des micas et des amphiboles.

Si l'on chauffe du chlorure magnésien en présence d'eau, il se dégage de même du gaz chlorhydrique à haute température; mais à pression élevée, il s'établit un équilibre tendant à reformer le chlorure de magnésium. A de grandes profondeurs, où il est posible d'admettre une température et une pression élevées, peuvent exister par conséquent des conditions d'équilibre favorisant la formation d'acide chlorhydrique, sitôt que la pression vient à diminuer. A son tour, le gaz chlorhydrique peut se décomposer en hydrogène et en chlore dans un milieu anhydre, si les conditions de pression et de température sont favorables.

En ce qui concerne le chlorure d'ammonium, la présence simultanée de gaz chlorhydrique et d'ammoniaque favorise toujours sa formation. A température élevée, il se décomposera toutefois et cela d'autant plus complètement que le milieu sera moins anhydre. Par contre, si la pression est suffisamment haute, la dissociation n'aura pas lieu.

En profondeur, nous sommes donc autorisés à admettre que l'ammoniaque et le gaz chlorhydrique peuvent subsister côte à côte isolément.

L'azote et l'ammoniaque sont deux corps qui se rencontrent fréquemment et en quantités appréciables aussi bien dans les gaz des roches que dans les émanations volcaniques.

Institutul Geologic al României

CHAMBERLIN et avant lui GAUTIER ont soutenu que l'ammoniaque n'est qu'un produit de synthèse.

ALBERT BRUN montre que l'ammoniaque est un constituant primordial qui donnerait naissance à l'azote et à l'hydrogène; dans la nature, on rencontre sur les bords des cratères des minéraux azotés tels que la Sylvestrite (Fe_2N); ERDMANN attribue la formation de ce nitrure à l'action de l'ammoniaque sur le chlorure ferreux.

L'oxyde et le bioxyde de Carbone ne manquent jamais de figurer dans les analyses de gaz de roches, toutefois CO fait quelquefois défaut dans les fumeroles.

Les réactions suivantes: $C_2+H_2O=CO_2+2H_2-q$

$$\text{ou} \qquad C+H_2O=CO+H_2-q$$

appliquées dans la technique à la fabrication du gaz à l'eau sont comme on voit de nature endothermique.

D'après GAUTIER, si l'on admet l'existence de carbures métalliques, ceux-ci donneraient en présence d'oxyde de fer:

$$3\,C\,Fe_2+Fe_2O_3=3\,CO+8\,Fe$$

ou encore: $$C\,Fe_2+CO_2=2\,CO+2\,Fe$$

La majorité des roches contient plus de bioxyde de carbone que d'oxyde. On connaît pourtant des météorites dans lesquels le pourcentage de CO est supérieur à celui de CO_2.

BRINER (Ann. Sc. Naturelles, Genève) a tenté d'expliquer les équilibres régnant entre CO et CO_2 en montrant que CO comprimé à 600 atmosphères et 300 degrés se décompose en CO_2+C. La dissociation du bioxyde de carbone dans les réactions magmatiques s'explique difficilement par:

$$2\,CO_2=2\,CO+O_2-q;$$

si donc la température croît, la réaction est favorisée vers la droite, mais comme alors le volume augmente, la pression de même s'élève et détermine le déplacement de la réaction vers la gauche.

Selon LE CHATELIER, à une température de 1000° et à une pression d'une atmosphère, ce sont à peine 0,06% de CO_2 qui se décomposeraient, mais si la pression croît, ce pourcentage serait encore moindre.

Selon BOUDONARD, la réaction qui a lieu pendant le chauffage des roches doit être très différente:

$$CO_2+H_2=CO+H_2O$$

Institutul Geologic al României

BOUDONARD a travaillé avec le bioxyde de carbone à diverses températures et il a varié aussi les temps de réaction: en une heure, il a obtenu 8,3% de CO et en 3 heures, 18% de CO (température: 850 degrés).

Très peu probable est la réaction contraire de celle indiquée par GAUTIER, c'est-à-dire la formation de CO_2 en présence de CO et de Fe O.

D'après CANCE, cité par DELESSE (Revue Générale des Sc. 1919, p. 17), quand un lingot de fer se solidifie, il retient des quantités appréciables de CO et lors du refroidissement, la réaction suivante aurait lieu:

$$Fe\,O + CO = Fe + CO_2$$

L e m é t h a n e. D'après MOISSAN, ce sont seulement les carbures d'aluminium ou de béryllium qui donnent du méthane en présence de l'eau, tandis que ceux de calcium, baryum, strontium, ou bien les carbures alcalins fournissent de l'acétylène. Les carbures des métaux rares donnent un mélange de méthane et d'acétylène.

L ' h y d r o g è n e s u l f u r é. Ce gaz n'a pas été rencontré parmi les gaz volcaniques (SHEPHERD, loc. cit.), toutefois on le trouve à peu près constamment dans les gaz des roches (v. tableau de nos analyses), bien que Shepherd ait jugé sa présence impossible (Analysis of Gases, p. 318).

Le générateur de ce gaz est peut-être bien la pyrite qui d'ailleurs est assez fréquente dans le magma et qui, chauffée dans un courant de vapeur d'eau ou d'hydrogène, donne facilement naissance à l'hydrogène sulfuré d'après la réaction:

$$Fe\,S_2 + H_2O = Fe\,O + H_2S + S$$

D'autre part, H_2S peut transformer au rouge le tétroxyde de fer en tétrasulfure de fer, avec dépôt de soufre.

D'après R. C. WELLS (Bull. 778, Geol. Survey, p. 9 et suiv.), le soufre et le bioxyde de soufre se rencontrent dans les exhalaisons volcaniques, mais leur origine a été généralement attribuée à des réactions qui se passent non loin de la surface terrestre.

Il est bien connu que l'hydrolyse des sulfures à haute température fournit de l'hydrogène sulfuré. D'autre part, RANDALL et BISCHOWSKY (Amer. Ch. Soc. J. Vol. 40, p. 368) ont montré que dans la réaction:

$$SO_2 + 3\,H_2 \rightleftarrows 2\,H_2O + H_2S,$$

l'équilibre se déplace vers la gauche quand la pression baisse; il est donc naturel qu'à la sortie des gaz volcaniques du cratère, quand la pression se rapproche de plus en plus de celle de l'atmosphère, la concentration de l'hydrogène sulfuré se réduise de plus en plus.

Institutul Geologic al României

L'hydrogène: Selon toutes probabilités, sa présence est que à la décomposition de l'eau. Cependant A. BRUN soutient que ses générateurs sont les hydrocarbures.

D'après CHAMBERLIN (loc .cit.), l'eau se serait trouvée dès l'origine sur notre planète.

GAUTIER (Ann. Mines, 1906, p. 316), en se basant sur la théorie des géosynclinaux de SUESS, d'après laquelle les couches profondes de l'écorce terrestre s'affaissent progressivement, admet que par cette voie la pyrosphère est alimentée par les immenses quantités d'eau contenues dans les roches sédimentaires.

Dans le magma, nous avons en présence l'oxyde ferreux et l'eau qui peuvent réagir ensemble de diverses manières, soit en donnant des oxydes supérieurs du fer avec mise en liberté d'hydrogène, soit en produisant, en présence de carbures, du bioxyde et de l'oxyde de carbone. Ces réactions ne sont toutefois pas définitives; étant donnée la variabilité des facteurs température et pression, elles sont bien plutôt des réactions d'équilibre:

$$3\,FeO + H_2O \rightleftarrows Fe_3O_4 + H_2 - 15.000 \text{ cal.}$$

Comme il n'y a pas changement de volume dans cette réaction, la pression ici ne peut influencer l'équilibre. Au point de vue thermique au contraire, nous voyons qu'il y a un dégagement appréciable de chaleur; il résulterait donc qu'en profondeur, l'équilibre se déplacerait vers la gauche; mais au fur et à mesure que la lave monterait dans la cheminée volcanique, il se formerait naturellement de l'hydrogène et de la magnétite. C'est pourquoi on observe dans la nature une quantité abondante d'hydrogène dans les gaz volcaniques et la présence de la magnétite dans les roches ignées.

Dans toutes les réactions mentionnées jusqu'à présent, nous avons fait usage du facteur EAU sous toutes ses formes. Il est naturel que la présence ou l'absence de ce facteur soit le point capital de la question, sur lequel se sont appuyées la plupart des théories.

C'est ainsi qu'ALBERT BRUN a soutenu que l'eau fait complètement défaut dans les exhalaisons volcaniques et cette affirmation est basée sur l'étude de plus de 15 volcans en activité. Parmi d'autres exemples, il cite le cas du volcan Kilauea où un hygromètre placé à faible distance du cratère révèle une atmosphère plus sèche que celle d'alentour (1907).

Mais cinq ans plus tard, SHEPHERD et DAY (C. R. 1913, p. 157), en exposant leurs judicieuses recherches sur le même volcan, ont mis fin à toutes les controverses émises à ce sujet.

Ils ont récolté près du volcan de grandes quantités d'eau et celle-ci était même si abondante qu'elle se condensait sur les tubes dans lesquels les gaz étaient récoltés. La composition du gaz comportait:

Institutul Geologic al României

51,6% SO_2
5,5% CO
39,8% Co_2.

Un pourcentage aussi considérable de bioxyde de soufre explique l'état hygrométrique, le desséchement de l'atmosphère observé par A. BRUN; le gaz SO_2 est, comme on sait, avide d'eau par excellence.

SHEPHERD et DAY ont encore fait la constatation importante que des analyses de gaz successives ne donnent jamais une composition constante des exhalaisons; celle-ci varie avec chaque bulle de gaz qui s'échappe de la masse liquide. Les auteurs expliquent ceci par le fait qu'au moment du paroxysme, les gaz se trouvent en perpétuelle réaction.

«Ces réactions, disent-ils, doivent commencer au moment de l'ascension de la lave dans la cheminée et elle continue jusqu'à l'échappement des gaz de la masse visqueuse. Quand la lave approche de la surface, la pression baissant continuellement, un volume de gaz de plus en plus grand est mis en liberté et de nouvelles combinaisons chimiques ont lieu. Plus encore, par la présence du bioxyde de soufre et d'hydrogène, ou d'oxyde de carbone et d'hydrogène, il se dégage de telles quantités de chaleur que la nature de la masse fondue peut être elle-même profondément altérée. Cette activité chimique doit être maximale à la surface au moment du dégagement dans l'atmosphère».

Les suppositions émises par GAUTIER dix ans auparavant furent magistralement démontrées par les observations précédentes, auxquelles sont venues s'ajouter depuis lors les expériences de nombreux autres auteurs, tels que ROGER WELLS (Bull. 778 Geol. Survey), RANDALL, MERLE et BISCHOWSKY (loc. cit.).

Conclusions

Des résultats de nos analyses, on peut déduire le fait significatif que les roches contenant beaucoup d'oxyde ferreux donnent à peu d'exceptions près un pourcentage d'hydrogène relativement élevé, phénomène dû à la réaction entre cet oxyde et l'eau.

Dans aucune des analyses effectuées, l'eau n'a fait défaut, et sa proportion est toujours plus grande que celle obtenue d'habitude par la dessication des roches à 100—110 degrés. Il est très important par conséquent de doser dans chaque analyse de roche, non-seulement l'eau qui se dégage à 110°, mais aussi celle qui n'est élibérée qu'à plus haute température et qui entre dans la constitution de la roche elle-même.

On remarque encore la présence constante de l'hydrogène sulfuré et très souvent celle du chlorure d'ammonium ou de ses éléments. Le dégagement de ces derniers (NH_4Cl, NH_3, HCl) commence déjà à partir de 250°

Institutul Geologic al României

et atteint son maximum d'intensité vers 350°, ce qui permet d'induire la présence du chlorure d'ammonium lui-même.

Nous n'avons jamais pu obtenir une même quantité et une même composition des gaz d'une et même roche, bien qu'en travaillant dans des conditions identiques de température et de durée de chauffe. Ce fait, démontré d'ailleurs aussi par le travail de SHEPHERD (loc. cit.), prouve indubitablement que nous avons à faire surtout à des gaz de réaction et que c'est spécialement la réaction de l'eau sur divers composés qui intervient en première ligne et nous fournit toute une gamme de mélanges gazeux. En outre, les gaz, eux-mêmes réagissent entre eux et viennent encore compliquer le phénomène.

Sans doute serait-il plus intéressant de trouver une relation plus précise entre la teneur intégrale en eau et les divers constituants de la roche, spécialement les éléments volatils êt les gaz inertes: ce sont là des problèmes qui nous restent à résoudre dans l'avenir.

LABORATOIRE DE MINÉRALOGIE
BUCAREST

Institutul Geologic al României

NOTE SUR LA PRÉSENCE DE NUMMULITES ELEGANS SOW. DANS LE SÉNONIEN DE DOSUL STÂNEI (VILLAGE DE PUCHENI, DISTRICT DE MUSCEL)

PAR

G. MURGEANU

Présentée en séance le 29 Mai 1925

Le Flysch terminal. On est généralement d'accord sur l'existence de deux grandes unités tectoniques constituant le Flysch des Carpates orientales.

L'échelon interne, la « Zone interne du Flysch », s'adosse aux schistes cristallins sous forme de bande qu'on peut suivre de Galicie jusqu'à la Dépression gétique où elle disparaît sous les dépôts néogènes. Cette zone est formée de dépôts allant du Valanginien à l'Aptien inclus.

La « Zone marginale du Flysch », extérieure par rapport à la première, disparaît également sous la Dépression gétique après avoir longé les Carpates moldaves. Elle est formée de dépôts sénoniens et nummulitiques, voir même de quelques pointements barrémiens.

On est plutôt d'accord sur l'existence d'une grande lacune stratigraphique comprenant l'Albien, le Cénomanien, le Turonien, le Coniacien et le Santonien. Durant cette lacune les plissements méso-crétacés affectent les schistes cristallins et les dépôts infra-crétacés qu'ils soudent à la terre ferme. Concomitent, l'axe du géosynclinal carpatique se déplace vers l'extérieur.

Ce n'est qu'avec le Campanien que le géosynclinal reprend son rôle: il le poursuivra jusqu'à l'Aquitanien inclus. Cette seconde phase de lithogenèse — interrompue pendant le Danien-Paléocène — fournit les dépôts de la Zone marginale.

Quant à la tectonique de ces deux zones les opinions sont partagées. Certains ne voient qu'un affaissement de la Zone marginale par rapport à la Zone interne. Cet affaissement, qui en dernière analyse produit une descente en gradins des unités constitutives du Flysch, aurait joué le long d'une dislo-

Institutul Geologic al României

cation incontestable, à plan chevauchant par endroits, qui sépare les deux zones.

D'aucuns considèrent la tectonique bien plus compliquée. Ils morcellent davantage la Zone du Flysch et lui attribuent une structure en nappes-écailles.

Nous laisserons de côté, pour le moment, toute question tectonique et nous nous bornerons à mettre en évidence quelques traits stratigraphiques concernant l'extrémité sud-ouest des Carpates orientales, aux abords de la Dépression gétique.

C'est à cette extrémité des Carpates que nous prêtons la dénomination de Carpates terminales; il y aura donc une Zone terminale du Flysch.

Cette dénomination a l'avantage d'exprimer un tronçon des Carpates orientales différemment dirigé, de rendre propre à une certaine zone certains faciès, d'attirer l'attention sur une tectonique plutôt indépendante.

Afin de circonscrire davantage notre sujet il ne sera question que de la Zone interne du Flysch terminal.

Cette zone s'amorce à l'est du Teleajen pour disparaître à l'ouest de la Dâmboviţa. Elle est dirigé NE—SO là où ses plis se raccordent avec les Carpates orientales et passe insensiblement à une direction proche du est-ouest, cependant toujours à tendance nordique, vers la Dépression gétique. Un coup d'oeil sur une carte géologique met en évidence cette direction différente des Carpates terminales par rapport aux Carpates orientales.

La limite méridionale passe de l'est à l'ouest par Slonu, Mâneciu-Ungureni, Bertea, Petriceaua, Şotrile, Comarnic, Ocina, Bezdead-nord, Ţâţa, Costeşti, Râul Alb, Gura Bărbuleţului, Gemenea. Elle encadre à l'extérieur une zone qui se rétrécit successivement vers la Dépression gétique où elle n'atteint que 15 km de largeur.

Les dernières manifestations de la Zone interne sont couvertes par le Méditerranéen ou le Dacien de la Dépression gétique qui reposent sur une surface ravinée du Flysch. Ces confins orientaux de la Dépression gétique ont une limite oblique par rapport aux plissements du Flysch terminal. On peut suivre cette limite sinueuse de Gemenea, au sud, par Runceasa-ouest, Văleni-ouest, Boteni, Măţău, Nămăeşti; elle est dirigée généralement nord-ouest.

Du Teleajen à l'Argeşel la Zone interne est formée de dépôts appartenant au Crétacé et au Nummulitique. On constate de bas en haut:

a) les Couches de Sinaïa d'âge valanginien-hauterivien;

Institutul Geologic al României

b) les Couches de Comarnic (Barrémien-Aptien);

c) l'horizon des grès aptiens;

d) l'horizon des Conglomérats de Bucegi (Aptien-Albien).

Le Méso-Crétacé fait défaut. C'est avec le Sénonien que la Zone interne reprend sa fonction géosynclinale. Cette nouvelle phase de lithogenèse déposera:

e) le Sénonien;

f) l'Eocène;

g) l'Oligocène (connu à Talea et Bertea);

h) les Couches de Cornu (Oligocène supérieur-Aquitanien). Elles sont connues à Bertea.

L'ennumération des termes constitutifs de la Zone interne du Flysch terminal introduit déjà une autre différence envers la même zone des Carpates orientales. En effet, le Sénonien fait défaut dans le Zone interne des Carpates moldaves et, si l'on fait abstraction de l'Éocène qui avance assez profondément, on ne trouvera également pas les autres termes supérieurs.

Autant dire qu'au point de vue constitutif, le Flysch terminal offre un cachet qui lui est propre.

Quant aux faciès il n'y a pas de différences notables entre les deux tronçons des Carpates orientales. Cela vaut pour le Crétacé inférieur. A peine si l'absence des « Schistes Noirs » [1]) dans le Flysch terminal marque un caractère négatif, apparent d'ailleurs, vu que le Barrémien se retrouve sous un autre faciès à la base des Couches de Comarnic.

Pour clore ce chapitre nous allons considérer brièvement le Sénonien et le Nummulitique.

On range au Sénonien un paquet de couches, épais de 200—300 m, formé de marnes rouge-brique, de marnes gris-verdâtres et de fines intercalations de grès micacé verdâtre. Très uniforme, c'est un des complexes les mieux séparables du Flysch terminal.

Outre les *Foraminifères* qui ne manquent jamais, les marnes sénoniennes renferment de nombreux débris d'*Inocérames*. M. POPOVICI-HATZEG [2]) mentionne pour la première fois *Belemnitella Hoeferi* SCHLB. tandis que GR. ȘTEFĂNESCU et ensuite M. I. P. VOITEȘTI [3]) citent, de Cotenești, *Echinoconus conicus* BREYN., *Echinoconus vulgaris* BREYN., *Micraster cor anguinum* AG. et *Belemnitella mucronata* d'ORB.

---

[1]) Voir à ce sujet: G. MACOVEI et I. ATANASIU. Structure géologique de la vallée de la Bistrița entre Pângărați et la Bistricioara. C. R. d. S. I. G. d. R. Tome VIII, pg. 77—81.

[2]) POPOVICI-HATZEG (V.). Etude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaïa, pg. 122—123. Paris 1898.

[3]) POPESCU-VOITEȘTI (I.). Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre râurile Dâmbovița și Olt. An. Inst. Geol. Rom. Vol. II, Fasc. 3, pg. 218, Buc. 1909.

Institutul Geologic al României

D'autres formes recueillies dans le même faciès de la Zone marginale renforcent l'attribution de ces couches au Sénonien; il n'en sera question afin de n'appuyer notre argumentation que sur des données tirées de la Zone interne.

Le Sénonien repose en discordance sur le Crétacé inférieur. On le rencontre le plus souvent sur l'horizon des grès aptiens, jamais sur les Conglomérats de Bucegi, parfois sur les Couches de Comarnic et de Sinaïa et alors on reconnaît qu'il s'agit de complications tectoniques.

La découverte récente de *Neohibolites minimus* LISTER roulée dans les marnes sénoniennes ainsi que l'allure en lambeaux des dépôts sénoniens de la Zone interne et le fait qu'ils comblent en discontinuité les synclinaux viennent confirmer l'opinion d'une grande transgression néo-crétacée. Ajoutons également la découverte de conglomérats à la base du Sénonien. Bien que ces conglomérats apparaissent mieux développés dans la Zone marginale ils ne manquent pas dans la Zone interne où ils s'intercalent à différents niveaux dans les marnes rouges, comme on le verra de suite.

Le faciès à marnes rouges du Sénonien est étroitement lié au Flysch terminal.

L'Éocène est représenté par un paquet qui dépasse souvent 500—600 m d'épaisseur. Il est formé de marnes grises, tendres, alternant avec des grès micacés, en plaquettes, dont les surfaces portent de grandes hiéroglyphes, traces de vers, empreintes mécaniques.

Ce faciès marno-gréseux est connu sous la dénomination de «faciès de Şotrile» d'après la localité où il a été premièrement décrit.

Les auteurs qui ont étudié les faunes que renferment les grès sont d'accord d'attribuer l'âge éocène supérieur aux Couches de Şotrile [1]). (Bartonien selon MRAZEC; Priabonien selon BOTEZ: Priabonien-Lattorfien selon PROTESCU.) Les listes qu'ils présentent comprennent des *Foraminifères*, *Bryozoaires*, *Brachiopodes*, *Ostracodes*, *Echinodermes* (*Bourgueticrinus Thorenti* d'ARCH.), *Poissons*.

A part les *Orbitoïdes* (*O. aspera* GÜMB. sp., *O. papyracea* BOUBÉE sp., *O. radians* d'ARCH., *O. stella* GÜMB. sp., *O. stellata* d'ARCH.) on connaît de ces couches les suivantes formes de *Nummulites:*

[1]) MRAZEC (L). Despre prezența Bartonianului în județul Prahova. An. Acad. Rom. Ser. II, tom. XXVIII, Buc. 1906.

BOTEZ (G.). Communication préliminaire sur le Bartonien du district de Prahova. An. Inst. al Rom., vol. II, fasc. 2, pg. 202, 1909.

PROTESCU (O.). Quelques données relatives à l'âge de certaines unités stratigraphiques de la région de Şotrile-Brebu-Breaza (district de Prahova). C. R. des S. de l'Inst. géol. de Roum., tome VI, pg. 116, 1914.

Institutul Geologic al României

Nummulites *Tchihatcheffi* d'ARCH.
» *variolarius* SOW.
» *striatus* d'ORB.
» *Fichteli* MICH.
» *Boucheri* DE LA HARPE
» *complanatus* LAM.
» *Bouillei* DE LA HARPE

Malheureusement ces formes ne précisent pas grand chose.

Elles proviennent de localités différentes où toute possibilité de parallélisme est exclu. Si l'on envisage, comme l'ont fait les auteurs mentionnés, l'association des formes et on la compare aux faunes des bassins classiques, tout porte à admettre leurs conclusions, c'est-à-dire l'âge éocène supérieur des Couches de Şotrile.

Si l'on s'en tient par contre à l'impossibilité de paralléliser certains dépôts de telle localité à certains dépôts d'une autre et que, par dessus, on tient compte de l'uniformité pétrographique qui engage facilement au mélange involontaire des formes dans un même endroit, tout essai de coordination des études éparses paraît sujet aux erreurs.

C'est ce qui me paraît bien probable pour les Couches de Şotrile.

A ne considérer que les *Nummulites* on s'aperçoit qu'il s'agit d'un mélange. Parmi les formes citées au moins trois se rencontrent plus bas que l'Éocène supérieur.

Selon M. H. DOUVILLÉ [1]) et J. BOUSSAC [2]), *N. variolarius* et *N. striatus* sont des formes auversiennes tandis que *N. complanatus* caractérise le Lutétien supérieur. Or ces formes ont été recueillies dans les Couches de Şotrile.

A l'encontre des idées courantes on pourrait donc affirmer que l'âge des Couches de Şotrile est compris entre le Lutétien supérieur et le Lattorfien. L'avenir montrera s'il n'y a pas lieu d'accorder à ces couches un âge plus extensif encore.

A peu de différences près, ces données concordent avec les résultats acquis dans le Flysch des Carpates orientales, notamment avec le Flysch éocène de la Zone marginale. Les listes présentées par MM. SAVA ATHANASIU [3]),

---

[1]) DOUVILLÉ (H.). Évolution des Nummulites dans les différents bassins de l'Europe Occidentale. B. S. G. Fr., 4-e Ser., t. 6, pg. 13, 1906.

[2]) BOUSSAC (J.). Études paléontologiques sur le Nummulitique alpin. Mém. Carte géol. Fr., Paris 1911.

[3]) ATHANASIU (S.). Über eine Eocänfauna aus der moldawischen Flysch. Verh. d. k. k. geol. R. A., 1899.

— Formaţiunea saliferă miocenă din basinul Cuejdului şi Almaşului D. d. s. ale sed. I. G. a. Rom., vol. VII, Buc. 1917.

Institutul Geologic al României

I. SIMIONESCU [1]), et D. PREDA [2]) prouvent également l'existence du Lutétien supérieur-Auversien; on n'y trouve nulle indication sur la présence du Paléocène et Lutétien inférieur.

M. I. P. VOITEȘTI [3]) n'a jamais rencontré dans le Nummulitique gétique des formes plus anciennes que le Lutétien supérieur. C'est à peine si « en tenant compte de la grande épaisseur » des couches qu'il suppose l'existence du « Lutétien au complet ».

Il est donc tout naturel, dans l'état de nos connaissances, d'admettre l'existence d'une lacune allant du Danien à l'Yprésien, voir même au Lutétien moyen inclus.

Sur le terrain, malheureusement, on ne peut jamais s'en rendre compte.

Dans le Flysch terminal on se trouve devant deux complexes pétrographiques distincts: l'un formé de marnes rouges représentant le Sénonien et un second constitué d'une alternance de marnes et grès d'âge éocène. Il n'est pas possible de tenter une horizontation plus précise. D'autre part il est impossible, avec les données que nous possédons, de majorer l'âge des dits complexes.

Certaines coupes marquent cependant un passage du Sénonien à l'Éocène qui paraît être graduel; on remarque alors une zone intermédiaire où les marnes rouges se mêlent à des marnes grises qui finissent par l'emporter tout en faisant place à des minces intercalations de grès. Cette zone est extrêmement mince et il serait téméraire d'y voir l'équivalent pétrographique des formations non-identifiées paléontologiquement.

D'ailleurs ce soi-disant passage n'est pas le cas général, aussi peut-on y voir une simple apparence de continuité.

Il est un fait sur lequel je me propose d'attirer l'attention d'avance vu qu'il jouera un rôle considérable dans l'argumentation que je soutiendrai sous peu. C'est à la répartition des dépôts éocènes par rapport à ceux sénoniens qu'il se réfère et, par extension, aux lignes de rivages sénoniennes et mésonummulitiques.

Nous possédons présentement les contours exacts de tous les lambeaux sénoniens et éocènes se trouvant dans la Zone interne du Flysch terminal. Un coup d'oeil sur ces contours met en évidence l'interdépendence des dépôts éocènes et sénoniens. On ne peut citer nulle apparition

---

[1]) SIMIONESCU (I.). Câteva date din Geologia jud. Neamț. Bul. soc. șt., vol. VIII, Buc. 1899.

[2]) PREDA (D.). Géologie de la Région subcarpathique de la partie méridionale du distr. de Bacău. An. Inst. Geol. Rom., vol. VII, Buc. 1913.

[3]) VOITESTI (I. P.). Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gétique. (Roumanie occidentale). An. Inst. Geol. al Rom., vol. III, fasc. 2, pg. 325, Bucarest 1910.

Institutul Geologic al României

d'Éocène qui ne soit liée à un substratum sénonien; l'Éocène n'avance jamais plus profondément que le Sénonien.

Autant dire que la transgression sénonienne n'a pas été surpassée par la limite d'extension maxima de la mer éocène.

Je m'attends à ce que d'aucuns voient dans ces rapports une indication de continuité de sédimentation. Toujours est-il qu'ils n'auront à s'appuyer sur nulle preuve paléontologique.

Structure géologique du Flysch terminal aux abords de la Dépression gétique. Le Sénonien a Nummulites de Dosul Stânei

A une quinzaine de kilomètres environ des premières manifestations de la Dépression gétique la Zone interne du Flysch terminal possède la structure que nous avons indiquée dans la coupe ci-jointe.

Cette coupe suit généralement, du nord au sud, le faîte qui sépare les affluents de la Dâmbovița de ceux de la Ialomița; elle quitte cette ligne hydrographique à la hauteur du noeud de Dosul Stânei pour suivre un faîte secondaire séparant le cours supérieur du Râul Alb de la Valea Largă, tous deux affluents de la Dâmbovița. Enfin, à partir de la lisière orientale du village de Pucheni elle descend le cours du Bărbuleț jusqu'au village de Gura Bărbulețului d'où elle suit sur quelques centaines de mètres le cours moyen du Râul Alb.

Le long de cette coupe la région est boisée de Pucheni vers le nord. L'ancienne route qui longe la crête traverse de jolies clairières pour aboutir dans la région des hauts pâturages qui s'installe vers les 1300 mètres. Les recherches sont particulièrement favorisées par cette route qui a gratté le sol en frayant de sorte des voies d'erosion aux eaux ruisselantes. Par places les montagnards ont dû dévier le chemin qui, étroitement encaissé, devenait impraticable pour les transports.

Lorsqu'on descend le versant méridional du Mont Marginea Domnească les schistes cristallins présentent leurs derniers affleurements dirigés de 57° à l'est, pendage de 50° au S-E. On est en marge du Massif cristallin de la Leoata.

Les dépôts qui suivent en discordance sur les schistes cristallins débutent par quelques lits de gros conglomérats à éléments cristallins, surmontés par des grès grossiers quartzeux qui, par places, passent à des conglomérats menus. Ces grès affleurent par-ci, par-là, à fleur de sol, à plongée d'environ 30° au sud. Lorsqu'on a dépassé la clairière de Găvana, en cheminant vers

Institutul Geologic al României

le sud, l'aspect pétrographique change brusquement à l'orée de la clairière de Negriţa.

Ces grès que nous avons suivis sur plus de 3 km. à vol d'oiseau ce sont les grès aptiens. Ils masquent leur substratum immédiat, c'est à dire les Couches de Comarnic, qu'on doit imaginer finissant en biseau en profondeur.

Au dernier point mentionné apparaissent les marnes rouges sénoniennes. Elles ont là une inclinaison de quelques degrès vers le sud. Bientôt elles se chargent de grès micacés tendres bien visibles dans les sillons de l'extrémité septentrionale de la clairière de Dosul Stânei. Les concrétions sphériques qu'ils contiennent, fortement cimentées, présentent en saillie des fragments tabulaires de schistes cristallins et des débris d'*Ostrea*.

En raison des surfaces largement onduleuses que présentent les couches de grès aptiens, surfaces qui se répercutent dans l'allure du Sénonien, les marnes rouges reparaissent au milieu de la clairière, dans l'étranglement que provoque l'avancée de la forêt. Les sillons de l'ancienne route présentent des coupes partielles dans lesquelles on voit les marnes rouges alternant avec des lits de 20—30 cm. de grès et conglomérats menus, marnes gris-verdâtre et marnes violettes. Le tout, faiblement ondulé à plusieurs reprises, bascule autour de l'horizontale.

Ce petit ressaut des marnes sénoniennes de base forme le pivot de la présente note. Nous allons donc y insister de près.

Les marnes rouges renferment par endroits des débris d'*Inocérames*, qu'on reconnaît facilement à leur st ucture prismatique. Parmi les éléments du conglomérat menu, à part les grains de quartz incolore ou blanc-laiteux qui forment la masse, il est à mentionner des éléments de schistes chloriteux, des brins de calcaire blanc et du feldspath rose. Ces éléments sont reliés par un ciment calcaire. Les surfaces altérées présentent des débris d'*Inocérames* associés à des sections axiales de petites *Nummulites*. Dans le riche matériel récolté j'ai encore trouvé une entroque de *Crinoïde*, de nombreux débris d'*Ostrea*, une dent de *Squale* et un fragment de rostre d'une *Belemnitella*.

Quelques échantillons de roche, broyés dans le laboratoire, m'ont fourni plus d'une centaine de *Nummulites* tout en prouvant l'extrême abondance des *Inocérames*.

Reprenons cependant l'examen de la coupe.

Les grès sénoniens à concrétions reparaissent à deux reprises avant d'atteindre la clairière de Merii lui Vlad où un paquet assez épais de marnes rouges, supérieures cette fois-ci, vient confiner aux dépôts éocènes à plongée sudique.

Les dépôts éocènes typiques sont distants d'un kilomètre environ des affleurements sénoniens à *Nummulites*. Ils forment un synclinal normal et

Institutul Geologic al României

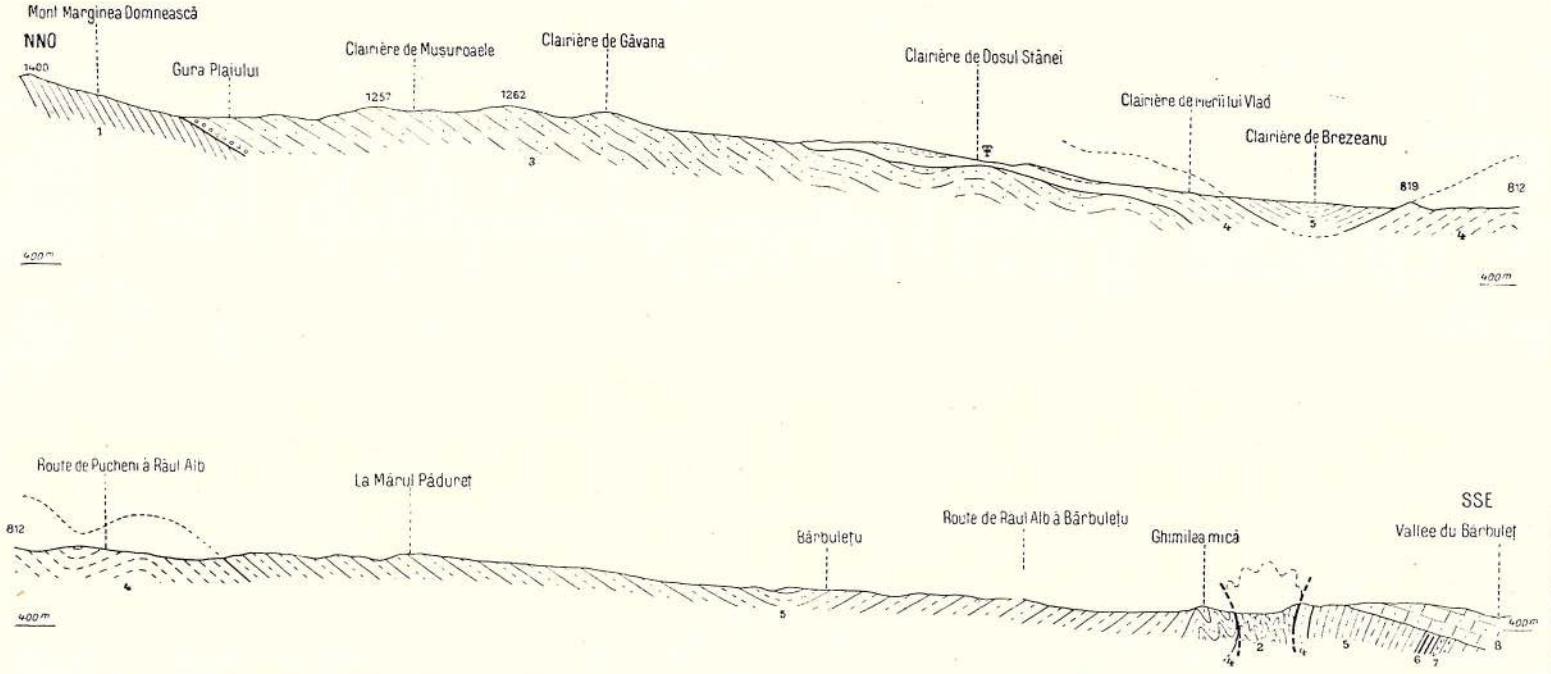


Fig. 1. Coupe entre le Mont Marginea Domnească et le village de Gura Bărbuleţului. Echelle: 1/40.000. 1) Schistes cristallins; 2) Couches de Comarnic (Barrémien-Aptien); 3) Grès aptiens; 4) Sénonien (marnes rouges, grès); 5) Eocène; 6) Oligocène (schistes disodyliques, ménilites); 7) Méditerranéen (gypses, tufs dacitiques, sables); 8) Pliocène (Dacien). A Dosul Stânei le Sénonien est superficiel, les vallées à l'est et à l'ouest ne l'entament pas. Il forme le substratum du synclinal éocène de Meişoarele (axe dans la clairière de Brezeanu) et réapparaît plus au sud pour replonger sous l'Eocène du synclinal de Râul Alb (II-e coupe). Plissements en retour de l'anticlinal bordier. A l'extérieur de ce dernier, la Zone marginale (Cuvette de Slănic) et le Dacien de la Dépression gétique.

Institutul Geologic al României

peu profond dont l'axe s'élève à l'est de sorte que le Râul Alb ne les entame plus; à l'ouest ils se développent successivement jusqu'aux abords du village de Cetățenii din Vale où ils finissent en languette. C'est le synclinal de Meișoarele. Ce synclinal représente le témoin le plus interne de dépôts nummulitiques à l'intérieur de la Zone du Flysch. Si l'on considère le Sénonien de Dosul Stânei comme flanc septentrional du synclinal — il n'y a pas de doute sur ce point-là — on en sera également sur la bordure d'avancée maxima — cartographiquement parlant — de la transgression sénonienne.

Ce qui suit vers le sud intéresse plutôt la géologie locale que le problème mis en discussion.

Le synclinal éocène de Meișoarele laisse poindre à nouveau le substratum sénonien sous forme de large anticlinal replissé dont les assises supérieures confinent aux marnes et grès éocènes du large synclinal de Râul Alb-Capul Coastei.

On va traverser ces dépôts le long de la vallée du Bărbuleț sur plus de 5 km sans constater nul repli. Sur le flanc méridional cependant les couches sont brusquement froissées dans les escarpements de Ghimilea Mică. Elles laissent surgir de profondeur les couches de Comarnic qui chevauchent vers le nord avec laminage complet des grès aptiens et du Sénonien.

C'est l'anticlinal bordier de la Zone interne. Les couches du noyau sont violentement contournées, se déversent vers le sud à mesure qu'on approche du flanc sudique et chevauchent le long d'un plan hésitant les dépôts de la Cuvette de Slănic. Cette dislocation du flanc méridional est bien plus importante que la précédente. Elle a un caractère général le long des Carpates et sépare la Zone interne d'un échelon affaissé: la Zone marginale.

Il ne sera question qu'en passant de cette seconde unité tectonique et cela parcequ'elle disparaît, sur le trajet de notre profil même, sous les indentatations de la Dépression gétique.

En effet, il n'y a que le Sénonien, fortement laminé et représenté rien que par quelques bancs de grès à *Inocérames* et marnes rouges qui est mis à jour, suivi par les marnes et grès éocènes du flanc septentrional de la Cuvette de Slănic. Le reste de l'Éocène, l'Oligocène et le Méditerranéen sont couverts en discordance par le Dacien à faible plongée au S O. (voir l'extrémité droite de la seconde coupe).

Quelques centaines de mètres à l'ouest le Dacien confine directement à l'Éocène du synclinal de Râul Alb, c'est-à-dire à la Zone interne. Désormais les plis de cette zone seront tranchés à leur tour par les indentations du Néogène gétique et finiront par disparaître aux abords de Nămăești.

Institutul Geologic al României

Observations additionnelles

Nous avons cru nécessaire de faire ce long détour afin de rendre intelligibles nos conclusions.

Le lecteur est renseigné sur la présence du Sénonien à *Nummulites* dans le Flysch terminal des Carpates. Il a sous les yeux une coupe qui lui a été décrite.

La tectonique est simple et ne soulèvera pas de discussions.

Les caractères stratigraphiques des seules deux formations qu'il convient de discuter sont tranchants. Un paquet de marnes rouges et gris-verdâtre à intercalations de grès et menus conglomérats représente le Sénonien (Campanien-Maestrichtien). L'Éocène est formé de marnes grises et de grès en plaquettes; on est d'accord sur l'absence du Danien, Paléocène et Lutétien inférieur. Les quelques passages pétrographiques graduels du Sénonien à l'Éocène pourraient comprendre ces étages si l'on n'exigeait pas des preuves paléontologiques. Ces passages n'ont pas été observés sur le trajet de notre coupe; ils sont d'ailleurs sporadiques.

La Géologie du Flysch ne se prête qu'à la séparation des complexes pétrographiques; il ne saurait être question de séparer un paquet distinct, intermédiaire entre ce qu'on appelle Sénonien et Éocène. Si l'on pouvait se priver de passages pétrographiques graduels et qu'on admettait des changements fauniques accompagnés de brusques changements pétrographiques on en viendrait au même, quant à notre sujet, vu que ces preuves paléontologiques manquent.

D'aucuns pourraient voir cette preuve dans les faits que je présente. Je pense cependant qu'il faut se garder d'une telle interprétation. Et cela vu que le mélange d'*Inocérames* et *Nummulites* à Dosul Stânei se trouve dans le niveau le plus inférieur du Sénonien, comme il ressort des coupes. Le fort paquet de marnes rouges qui surmonte le gisement ne saurait être éliminé du Sénonien sans porter de graves atteintes au critérium pétrographique qui seul domine la Géologie du Flysch. Rien n'engage pour le moment une pareille tentative; l'âge des marnes rouges est indiscutable.

Il est vrai que les restes fossiles recueillis sont à l'état fragmentaire. Malheureusement c'est le cas général. On ne peut devenir d'un coup exigeant et prétendre des fossiles en excellent état de conservation. Tant que les géologues carpatins se serviront de débris d'*Inocérames* pour attribuer l'âge sénonien aux couches qui les renferment, les critiques dirigées contre l'argumentation paléontologique du gisement de Dosul Stânei manqueront de sérieux.

On pourrait encore objecter le remaniement éventuel des débris d'*Inocérames* [1]). Ce serait ignorer le faciès qui les renferme. A moins que supposer

[1]) Les valves d'*Inocérames* sont cassables à cause de leur structure prismatique pro-

Institutul Geologic al României

les débris roulés d'un endroit à l'autre dans le domaine d'une même mer — ce que j'admets volontiers — je ne vois pas d'autre issue possible. Le gisement fossilifère de Dosul Stânei appartient, comme faciès, aux marnes rouges sénoniennes. Les dépôts éocènes typiques en sont éloignés d'un kilomètre.

Historique des Nummulites ante-tertiaires

Par ordre chronologique, c'est K. v. ZITTEL qui a tenté en 1876 de faire le premier historique des Nummulites; suivent PH. DE LA HARPE (1880) et récemment M. G. ASTRE (1923).

La présence des *Nummulites* dans le Sénonien de Roumanie a déterminé l'auteur de ces lignes à revoir la littérature concernant ce sujet. Il n'a malheureusement pas eu tous les ouvrages à sa disposition. Tout ce qu'il n'a pu revoir a été noté d'un astérisque.

1 *. ROUILLER et VOSSINSKY (Bull. Soc. imp. Nat. de Moscou XXII, 1849) décrivent une Nummulite du calcaire carbonifère de Miatschkowo (Russie) qu'ils nomment *Nummulites antiquior*. Selon ZITTEL cette forme ne saurait être attribuée avec certitude au genre Nummulites à défaut de données suffisantes sur la structure de la coquille.

2. Les assises de calcaire crétacé à *Radiolites Mortoni*, *Hippurites sulcatus*, *Nerinea requieniana* et *Actéonelles* sur lesquelles est bâtie la ville de Jérusalem auraient fourni à O. FRAAS (Aus dem Orient, Pg. 83, Pl. I, Fig. 8, Stuttgart 1867.) un « foraminifère qu'il considère comme étant une véritable nummulite et auquel il a imposé le nom de *Nummulites cretacea* » [1]). Les commentaires de L. LARTET sur cette découverte sont fondés sur l'opinion de d'ARCHIAC qui pense qu'il faut l'attribuer « à un genre nouveau et distinct de celui qu'on accepte comme caractéristique de la période tertiaire » [2]) (c'est-à-dire du genre *Nummulites)*.

Cependant FRAAS decrit une seconde Nummulite, *Nummulites variolarius*, des calcaires crayeux à bancs de silex format le Mont des Oliviers, associée cette fois-ci à *Ostrea vesicularis* [3]).

L'assertion de GÜMBEL suivant lequel « ces fossiles appartiendraient à

---

noncée. Elles ont, fort probablement, mal résité à l'action mécanique des vagues. Il est en tout cas évident qu'elles sont moins résistantes que les valves à couches lamellaires abondantes. Ajoutons que les marnes rouges représentent des dépôts néritiques, voir même littoraux à Dosul Stânei si l'on tient compte de la proximité du Cristallin et des intercalations fréquentes de micro-conglomérats.

[1]) LARTET (LOUIS). Essai sur la géologie de la Palestine et des contrées avoisinantes. Annales des sciences géologiques, t. I, pg. 214, Paris 1869.

[2]) Ibidem, pg. 214.

[3]) Ibidem, ppg. 215—216.

Institutul Geologic al României

un autre genre de foraminifères, ou on ne pourrait rapporter les couches où elles se trouvent au terrain crétacé »[1]) me paraît dénuée de logique.

Je ne m'arrêterai pas davantage sur ces cas vu qu'ils se trouvent dans des zones à passages stratigraphiques insensibles qui ne se prêtent pas à l'établissement de limites précises entre le Mésozoïque et le Cénozoïque. Dans ces zones le changement des faunes n'est que rarement accompagné de hiatus dans la succession pétrographique. Or, la Palestine se trouve dans une pareille zone de même que la Russie orientale, la Tunisie, l'Egypte et l'Inde occidentale[2]).

3 *. Le Jurassique supérieur d'Amberg a fourni à GÜMBEL (Nummul. aus dem weissen Jura v. Amberg. Neues Jahrb. 1872, Pg. 271) quelques *Nummulites* considérées par Zittel comme « seuls prédécesseurs certains des *Nummulites* éocènes ».

4. La *Nummulites pristina* recueillie par H. B. BRADY[3]) dans le «calcaire carbonifère» de Namur (Belgique) n'a certainement pas l'âge que lui attribuait l'auteur de la découverte[4]).

5. C'est également une erreur que fait M. PIROUTET[5]) lorsqu'il signale l'existence du Carbonifère en Nouvelle Calédonie en se basant sur la présence de *Nummulites pristina* BRADY. A cette occasion J. DEPRAT établit l'identité entre *N. pristina* et la forme mégasphérique du couple *variolarius-Heberti*[6]).

6 *. A défaut du texte je n'ai pu me rendre compte de l'exactité d'une autre découverte, due à ZEUSCHNER, de *Nummulites* dans le Néocomien des Carpates. Selon ZITTEL cette découverte «ne s'est pas plus confirmée».

7 *. DE LA HARPE mentionne qu'on aurait trouvé une *N. liasina* dans le Lias d'Angleterre; les opinions sur cette question me restent inconnues.

8. Les conglomérats marneux et les calcaires gréseux intercalés dans la série de marnes, grès et calcaires à l'O. de Nay (Basses Pyrénées)

---

[1]) ZITTEL (K. A. v.). Traité de Paléontologie (trad. par CH. BARROIS), tome I, partie I, pg. 102, Paris 1883.

[2]) HAUG (E.). Traité de Géologie, t. II, fasc. 3, 2-e livr., pg. 1417.

[3]) BRADY (H. B.). On a true Carboniferous Nummulite. Annals and Mag. of Natural History. Ser. IV, vol. 13, pg. 222, 1874.

[4]) BROECK (VAN DEN). La Nummulina pristina du calcaire carbonifère de Belgique. An. Soc. malac. de Belg., t. XXXIII, 1898.

[5]) PIROUTET (M.). Note préliminaire sur la géologie d'une partie de la Nouvelle Calédonie. B. S. G. Fr. (4), III, ppg. 155—177.

[6]) DEPRAT (J.). Sur l'indentité absolue de Nummulina pristina Brady et de Nummulites variolarius Lam. et sur son existence dans l'Eocène néo-calédonien. An. Soc. malac. de Belg.

Institutul Geologic al României

renferment une faunule décrite par M. J. SEUNES [1]) qui mentionne l'association suivante:

Echinocorys semiglobus LAM.
» *Pyrenaicus* SEUNES
Coraster Beneharnicus SEUNES
Cidaris Beaugeyi SEUNES
Operculina Heberti MUN. CHALM.
Orthophragmina sp.
Nummulites spileccensis M. CH. (= *N. bolcensis* OPPENH.)

Les quatre premières formes, indubitablement crétacées, seraient remaniées dans les dits dépôts; elles proviendraient de la série calcaire sous-jacente attribuée par SEUNES au Danien.

La limite inférieure du Tertiaire dans les Basses Pyrénées devrait être donc considérée à la base d'une série renfermant une faune à beaucoup d'affinités crétacées à laquelle s'associent *Operculina Heberti* et *Nummulites spileccensis*.

M. H. DOUVILLÉ n'est pas du même avis [2]).

Il opine que tous les fossiles crétacés ne sont pas roulés et que même s'ils l'étaient cela ne voudrait rien dire vu qu' « il est fréquent de trouver dans une couche des fossiles roulés appartenant à cette couche elle-même ». La présence des *Nummulites* « n'est pas plus extraordinaire que celle des *Orthophragmina* » (qu'il a trouvées dans le Danien).

D'autre part M. H. DOUVILLÉ a prouvé l'existence d'une lacune entre le Crétacé et l'Éocène dans l'A q u i t a i n e. Comme les couches à *Operculina Heberti* et *Nummulites spileccensis* couvrent en concordance le Danien, elles sont antérieures à la transgression éocène et doivent être rangées au Crétacé.

9. H. DOUVILLÉ [3]) nous fait connaître une *Nummulites deserti* DE LA HARPE du Maestrichtien à *Orbitoides gensacica* et *Hippurites cornucopiae* du cap P a s s a r o en Sicile.

10. C. F. PARONA [4]) mentionne *Nummulites* cf. *Fraasi* DE LA HARPE du

[1]) SEUNES (J.). Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du SO de la France (Basses Pyrénées et Landes). Thèses, pg. 109, Paris 1890.

[2]) DOUVILLÉ (H.). Limite du Crétacé et de l'Eocène dans l'Aquitaine. B. S. G. de Fr. IV ser., t. 6, pg. 43—49, 1906.

[3]) DOUVILLÉ (H.). Le tertiaire du golfe aquitanien et ses différences de faciès. C. R. Ac. Sc., t. 165, pg. 532, 1917.

DOUVILLÉ (H.). Les Nummulites, évolution et classification. C. R. Ac. Sc., t. 168, pg. 163, 1919.

DOUVILLÉ (H.). Limite du Crétacé etc., pg. 49.

[4]) PARONA (C. F.). Per la Geologia della Tripolitania. Atti della reale Acad. delle Scienze di Torino, vol. L, disp. 1-a, pg. 35, 1914—15.

Institutul Geologic al României

Maestrichtien à *Omphalocyclus macropora*, *Siderolites calcitrapoides* et *Siderolites dentatus* de Bir Cateifa en Tripolitaine.

11. PARONA est également d'avis que le Foraminifère décrit par KOSSMAT [1]) du Danien à *Nautilus (Hercoglossa) danicus* de Pondichéry (Inde) pourrait être une vraie Nummulite.

12. G. ASTRE [2]) observe à juste raison que *N. deserti*, *N. solitaria* et *N. Fraasi* décrites par DE LA HARPE [3]) de El Guss Abu Saïd (Egypte) pourraient se trouver dans un niveau qui appartienne au Crétacé. ZITTEL [4]) a montré d'ailleurs qu'il n'existe pas dans le désert libyque une démarcation bien nette entre le Crétacé (étage Nubien) et le Tertiaire (étage Libyen); les dépôts calcaires du Crétacé supérieur passent insensiblement à l'Éocène inférieur. J'ai mentionné (point 2) que les régions à sédimentation continuelle ne sont pas indiquées pour fixer des limites rigoureuses entre les formations; par conséquent ce n'est pas là que nous chercherons l'apparition ou la disparition des formes fossiles.

13. Récemment L. MENGAUD [5]) a publié une note sur l'association de *Biradiolites ingens* DES MOULINS avec de petites *Nummulites* dans le Maestrichtien du dôme de Cézan-Lavardens (Gers).

Ce dôme représente l'élévation locale de l'axe d'un anticlinal d'âge pyrénéen; il apparaît sous une série sableuse d'âge fort probablement postérieur aux niveaux inférieurs de l'Éocène, couverte à son tour par les dépôts miocènes du Bassin aquitanien. Il résulte de l'étude que fait G. ASTRE [6]) de ces Nummulites qu'on est en présence d'une nouvelle espèce, *Nummulites Mengaudi* ASTRE.

14. On ne doit également pas méconnaître les études récentes de ARNOLD HEIM [7]) en Suisse orientale et Vorarlberg.

---

[1]) KOSSMAT (F.). The cretaceous Deposits of Pondichery. Rec. of the geol. Surv. of India, XXX, part. 2, pg. 97, pl. X, fig. 11—12, 1897.

[2]) ASTRE (G.). Étude paléontologique des Nummulites du Crétacé supérieur de Cézan-Lavardens (Gers) (Nummulites Mengaudi, n. sp.). B. S. G. Fr. 4-e Ser., t. 23, fasc. 7—8, pg. 360—368, 1924.

[3]) DE LA HARPE (PH.). Monographie der in Aegypten und der Libyschen Wüste vorkommenden Nummuliten. Palaeontogr., XXX Bd., III Folge, 6, pg. 161—162, Taf. XXX, fig. 1—8 et XXXI, fig. 18—19, 20—25, 1883.

[4]) ZITTEL (K. A. v.). Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Libyschen Wüste, I. Geologisches Teil., pg. XC, Palaeontographica, XXX Bd., III Folge, 6, 1883.

[5]) MENGAUD (L.). Découverte d'une Nummulite nouvelle dans le Maestrichtien à Biradiolites du dôme de Cézan-Lavardens (Gers) et étude stratigraphique du gisement. B. S. G. Fr., 4-e Ser., t. 23, fasc. 7—8, ppg. 356—359.

[6]) ASTRE (G.). Op. cit. Tab. XXIII, pl. XII.

[7]) HEIM (ARNOLD). Das Problem der Kreide-Nummuliten in Ost-Schweiz und Vorarlberg. Geol. Rundschau. Bd. XV, Heft 3, ppg. 223—226, 1924.

HEIM (ARNOLD). Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe)

Institutul Geologic al României

Selon cet auteur les couches à Nummulites, dans la région de Fähnern, sont intercalées dans le Crétacé. Le niveau le plus inférieur est représenté par le grès vert de Klammenegg où l'on trouve *Assilina exponens*, *A. spira*, *Orthophragmina discus* associées à des *Inocérames* et *Ammonites;* ce niveau est intercalé à la partie supérieure du calcaire de Seewer (Turonien). On rencontre les mêmes intercalations de grès verts à *Assilina exponens* et *Nummulites gallensis* dans la série de marnes sénoniennes (Leistmergel). Les calcaires à *N. gallensis* et *A. granulosa* de Brülisau représenteraient l'horizon supérieur des intercalations à Nummulites crétacées.

Il paraît qu'on ne pourrait pas attribuer à ces couches une position qui les rendrait éocènes, que les passages directs aux couches crétacées sont évidents, que, de la sorte, on doit les envisager comme horizons stratigraphiques.

Dans le Vorarlberg, à Dornbirn, Emser Reute, Bad Haslach, et Mühlebach, il constate les mêmes conditions géologiques qui renforcent l'opinion exprimée.

Description de la Nummulite de Dosul Stânei.

Planche IX.

Coquille de petite taille variant entre 1,17—3,48 mm, discoïdale, déprimée, légèrement ondulée, bord tranchant, surface lisse. Les filets cloisonnaires radiés, rectilignes, arqués vers le bord, sont fins et peu nombreux; ils sont visibles par transparence et davantage par décortication. (Fig. 5 *a*, *d;* 6).

En section équatoriale on observe une spire lâche à pas croissant. (Fig. 1, 2, 3, 4). Nombre des tours 4—5. L'épaisseur de la lame spirale atteint 1/5 de la hauteur des chambres. Les cloisons ont l'épaisseur de la lame spirale, il y en a 4—5 dans le quart du 4-ème tour. Leur extrémité proximale s'insère en angle droit sur le tour précédent; elles ont une direction rectiligne sur 2/3 de leur hauteur pour s'infléchir ensuite fortement et atteindre le tour suivant, beaucoup en arrière, sous un angle postéro-supérieur très aigu. Cette disposition prête aux chambres un contour sémi-lunaire accentué.

Mégasphère elliptique; dimensions du grand axe comprises entre 586—65μ, celles du petit axe entre 517—58μ. Première chambre aplatie, plutôt large que haute. Les autres chambres, en moyenne, deux fois plus hautes que larges.

---

und das Problem der Kreide-Nummuliten. Beitr. zur Geol. Karte der Sch., Neue Folge, 53 Lief. Bern 1923.

HEIM (ARNOLD). Beob. in den Vorarlberger Kreideketten. Eclogae geol. Hel. Vol. XVII, No. 2, pg. 347, 1923.

KAYSER (EM.). Lehrb. der Geol. IV Bd., Geol. Formationskunde II, 6 u. 7-te Aufl., pg. 233, Stuttgart 1924. Note infrapaginale.

Institutul Geologic al României

La Nummulite décrite correspond à *Nummulites planulata* d'ORB. figurée dans la Monographie de d'ARCHIAC et HAIME [1]); DE LA HARPE [2]) l'attribue à *Nummulites elegans* SOW. vu qu'elle possède une loge initiale mégasphérique.

Les cloisons fortement arquées rapprochent cette forme de *N. Tournoueri* DE LA HARPE, l'épaisseur de la lame spirale éloigne cependant toute comparaison.

Les filets cloisonnaires sont plus arqués chez la forme figurée par d'ARCHIAC mais ce caractère est variable, comme l'a montré DE LA HARPE [2]). Quant au nombre des cloisons, moindre chez la forme de Dosul Stânei, je ne lui accorde pas une trop grande importance vu qu'il varie entre certaines limites [3]).

En attribuant la Nummulite décrite à *N. elegans* SOW. (*N. subplanulatus* DOUV.) je me suis servi d'un élément très caractéristique et peu fréquent comme tel chez d'autres formes. Il réside dans la forme et la direction des cloisons, très particulières.

N. elegans SOW. a été rencontrée dans l'Yprésien du Bassin anglo-parisien et du Bassin aquitanien, associée à *N. planulatus* d'ORB., forme microsphérique. Elle représente, avec le couple *spileccensis-bolcensis* du Bassin cisalpin, la plus ancienne forme de Nummulite tertiaire connue.

---

[1]) Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde par le vicomte d'ARCHIAC et JULES HAIME, pg. 142, pl. IX, No. 7, Paris 1853.

[2]) DE LA HARPE (PH.). Étude des Nummulites de la Suisse et revision des espèces éocènes des genres Nummulites et Assilina. Mém. Soc. pal. Suisse, vol. X, III-e partie, pg. 175.

[3]) DE LA HARPE (PH.). Ibidem. Vol. VII, pg. 49, 1881.

Institutul Geologic al României

PLANCHE IX

Fig. 1. — *Nummulites elegans*, SOW. Section équatoriale. × 12.

Fig. 2. — Même coupe. × 12.

Fig. 3. — Même coupe. × 12.

Fig. 4. — Même coupe. × 12.

Fig. 5. — a et d, décortiquées, laissent voir les filets cloisonnaires.

b, c, e, f — aspect extérieur; filets cloisonnaires visibles par transparence. × $4^1/_2$.

Fig. 6. — Les mêmes, grandeur naturelle.

Collection de l'Institut géologique de Roumanie.

Institutul Geologic al României

G. Murgeanu, *Sur la présence de Nummulites elegans dans le Sénonien de Roumanie*



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4

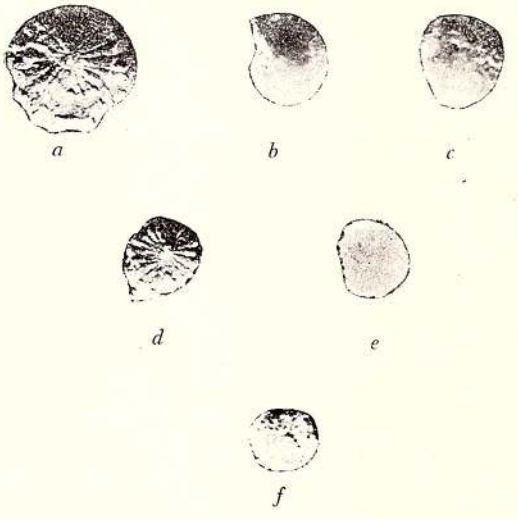


Fig. 5



Fig. 6

Phot. Dr. Th. Kräutner

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CERCETĂRI GEOLOGICE IN IMPREJURIMILE TULGHEȘULUI

(JUDEȚUL NEAMȚ)

DE

ION S. ATANASIU

INTRODUCERE

Tulgheșul este situat în partea de răsărit a Transilvaniei, numai la câțiva kilometri de frontiera Moldovei. Sub stăpânirea ungară eră comuna de reședință a plășii Tulgheș. Astăzi această plasă este încorporată în județul Neamț, împingându-se astfel limita județului până la cumpăna apelor care desparte bazinul Bistriței de bazinul Mureșului, așà cum va fi-fost poate în timpurile mai vechi.

Rețeaua hidrografică a regiunei este în întregime tributară Bistriței și se repartizează aproape egal între râurile Bistricioara și Bicaz.

Din punct de vedere geologic Tulgheșul este situat în jumătatea meridională și aproape de marginea de răsărit a nucleului cristalin al Carpaților orientali. Din nordul Moldovei și până aproape de Miercurea Ciucului, adică pe o lungime de peste 120 km., acest nucleu este acoperit spre W. de masa puternică de depozite vulcanice neogene care formează lanțul muntos Călimani-Hârghita. O serie de depresiuni prin care curg apele Mureșului și ale Oltului separă morfologic masivul vulcanic de Carpații cristalini. Spre Est nucleul cristalin, care are în dreptul Tulgheșului o lărgime de aproape 30 km., este mărginit de o importantă linie tectonică dealungul căreia el încalecă zona flișului. Dela Tulgheș spre Sud, partea răsăriteană a Cristalinului suportă depozitele mezozoice care constituesc Munții Hăghimașului. Masele calcaroase puternice care intră în constituția acestui masiv, marchează foarte clar marginea de răsărit a nucleului cristalin.

Masa muntoasă care separă Moldova de Transilvania este deci constituită dintr'o serie de zone cari formează patru unități geologice. Aceste unități au fiecare morfologia lor caracteristică. Enumerate dela W. spre E., ele sunt următoarele:

Institutul Geologic al României

1. Lanțul eruptiv, constituit dintr'un aliniament de conuri vulcanice gigantice, ale căror forme structurale, adeseori încă admirabil păstrate, sunt trăsătura dominantă în morfologia regiunii. Permeabilitatea perfectă a depozitelor vulcanice dă coastelor despădurite un aspect de ariditate care perzistă chiar și în regiunile cu precipitații mai abundente.

2. Carpații cristalini își datoresc morfologia aproape exclusiv acțiunei apelor curgătoare. Înălțimile care trec de 1.200 m. au forme relativ rotunzite, mature, pe când văile, cu pante mari, cu repezișuri și cu chei, arată o eroziune în plină activitate. Această dezarmonie între morfologia regiunilor înalte și aceia a văilor își are poate explicarea într'o reactivare a eroziunei produsă, fie prin coborîrea nivelului de bază a rețelei hidrografice fie, mai probabil, prin ridicarea în masă a Cristalinului. Noua fază de eroziune astfel născută, neajungând încă în mersul ei regresiv până în regiunea munților înalți, s'au putut păstrà, pe acești munți, forme create de un ciclu de eroziune anterior. Impermeabilitatea subsolului cristalin asigurând o rezervă suficientă de apă, Carpații cristalini contrastează prin abundența vegetației, atât cu masele eruptive cât și cu zona Flișului.

3. Masivul Hăghimașului constituit în cea mai mare parte din calcare și conglomerate calcaroase, cu formele sale îndrăsnețe și despuiate, specifice morfologiei carstiene, introduce o noutate de formă și de culoare între obcinele rotunzite și verzi ale Carpaților.

4. Zona Flișului, mai puțin omogenă în ceeace privește constituția sa petrografică, este și mai greu de caracterizat din punct de vedere morfologic. Spre deosebire de zona cristalină, în care eroziunea a șters aproape complect orice urmă structurală tectonică (excepție fac poate unele bazine de scufundare), găsim în Fliș, destul de des, forme de origine tectonică, încă bine păstrate. Menționez ca exemple bolta anticlinală a Ciahlăului și fruntea pânzei marginale.

Studiile geologice în împrejurimile Tulgheșului le-am început în anul 1920 cu intenția de a mă ocupà în special de stratigrafia și tectonica masivelor mesozoice de pe Cristalin. Cum aceste masive reprezintă numai suprafețe mici față de întinderea de șisturi cristaline în cuprinsul căreia ele se află răspândite, am fost nevoit, în cursul studiului, să străbat continuu masa cristalină. Din observațiile sporadice ale începutului, am întrevăzut interesul deosebit pe care l-ar prezentà un studiu amănunțit și sistematic al șisturilor cristaline, cu atât mai mult cu cât, nu rareori, ele intervin în cutele și în solzii depozitelor calcaroase mesozoice. Acest din urmă motiv în special m'a determinat să întind observațiunile și asupra lor.

Studiul șisturilor cristaline odată început, am dus cartarea până la marginea lor de răsărit, adică până la linia de contact cu Flișul, deoarece de această linie se leagă unele din problemele tectonice cele mai importante ale Carpaților orientali. Din Fliș am studiat numai partea cea mai internă (S t r a -

Institutul Geologic al României

tele de Sinaia) fiindcă numai această parte este interesată direct în relațiunile cu masa cristalină.

Cu aceste lărgiri, studiul geologic al împrejurimilor Tulgheșului ajunge să cuprindă trei grupe distincte de formațiuni, care vor fi tratate fiecare în câte o parte a lucrării de față.

1. Formațiuni cristalofiliene și endogene cari constituiesc masa cristalină.

2. Formațiuni sedimentare desvoltate mai ales în facies calcaros, cari constituiesc masivele mesozoice de pe Cristalin.

3. Formațiuni sedimentare desvoltate în facies de Fliș.

Un ultim capitol va fi consacrat tectonicei și istoricului geologic al regiunii.

Cei 9 ani de studiu, pe cari dealtfel nu i-am putut consacrà decât în parte regiunii Tulgheș, au fost sacrificați în primul rând ca să adun un material cât mai bgoat de date de observație, obiectiv și critic înregistrate, date pe care să se poată sprijini cu toată încrederea orice încercare de sinteză. In hartă, în profile și în desenurile care însoțesc textul am căutat deasemenea să reproduc, cu toată exactitatea posibilă, faptele observate. Cu toate acestea sunt sigur că în multe privințe, harta mai ales, este departe de a reprezentà o imagine perfectă a realității, și această imperfecțiune se datorește pădurilor nesfârșite cari acopăr aproape toată regiunea în care am lucrat.

In interpretarea și sintetizarea datelor de observație am căutat acomodarea logică cea mai coprinzătoare și mai simplă cu faptele observate, căci în definitiv, când două sau mai multe interpretări par posibile, simplitatea rămâne ultimul criteriu după care alegem una din aceste interpretări.

Dacă concluziunile la care am ajuns au putut fi întemeiate pe un număr relativ important de detalii, nu este mai puțin adevărat că aceste concluziuni au fost confecționate tocmai ca să coprindă și să explice în primul rând aceste detalii, cari provin în mare parte numai din împrejurimile Tulgheșului. Ele pot aveà șansă să fie valabile pentru tot lanțul Carpaților orientali, dar înainte de a le acordà această valoare, trebuie să așteptăm confirmarea lor și în alte ținuturi din acest lanț muntos.

Incheind lucrarea de față găsesc ocazia să mulțumesc acelora care m'au îndrumat și m'au ajutat la desăvârșirea ei.

Profesorului M. Reinhard dela Universitatea din Basel, în laboratorul căruia am studiat în semestrul de iarnă al anului 1925—1926 cea mai mare parte din materialul privitor la șisturile cristaline, îi aduc aici cele mai recunoscătoare mulțumiri. Angajat în studiul șisturilor cristaline, am resimțit din primul moment toate inconvenientele incursiunii într'un domeniu în afară de pregătirea și de preocupările mele curente și fără ajutorul său neprețuit, desigur că toate stăruințele mele în această direcție ar fi rămas sterile.

Profesorului P. Arbenz dela Universitatea din Berna, îi mulțumesc călduros pentru toată bunăvoința și amabilitatea cu care m'a ajutat să fac cu-

Institutul Geologic al României

noștință cu stratigrafia și tectonica napelor helvetice, atât în laborator cât și în excursiunea dintre Engelberg și Meiringhen.

Profesorului A. BUXTORF dela Universitatea din Basel, în laboratorul căruia am determinat în semestru de iarnă 1925—1926 fosilele triasice, îi mulțumesc pentru indicațiile prețioase pe care mi le-a dat atât la căutarea literaturii utile cât și la determinarea formelor.

Profesorului L. MRAZEC, director al Institutului Geologic al României, îi exprim aici toată recunoștința pentru ideile noui și fructuoase pe care adeseori mi le-a sugerat cu dărnicia care-l caracterizează. Ii mulțumesc deasemenea pentru toate înlesnirile și mijloacele excepționale pe care, ca membru al Institutului Geologic, le-am avut la dispoziție atât în cursul lucrărilor pe teren cât și în timpul studiilor făcute în străinătate.

Tatălui și Profesorului meu S. ATHANASIU, sub îndrumarea căruia am executat lucrarea de față și în a cărui vastă experiență și adâncă cunoștință a Carpaților Moldovei am găsit un neprețuit sprijin, pentru tot ce-i datoresc, nu-i pot da în scimb decât aceste câteva rânduri de mulțumire.

Profesorului G. MACOVEI dela Școala Politechnică din București, sub conducerea căruia am făcut cunoștință cu terenul, în studiile geologice asupra Flișului din Valea Bistriței, îi sunt recunoscător pentru disciplina severă de lucru cu care m'a deprins chiar dela început.

Mulțumesc deasemenea tuturor colegilor dela Institutul Geologic; împărtășind zi cu zi, timp de aproape un deceniu, atât plăcerile cât și greutățile studiilor, am ajuns să facem din știința noastră un bun comun care vine dela toți și aparține tuturor.

Institutul Geologic al României

ISTORIC

Regiunea de care mă ocup nu a format până acum obiectul nici unei cartări sistematice. Datele pe baza cărora s'au desenat hărțile geologice cari privesc acest teritoriu, sunt numai note răzlețe ale cercetătorilor cari, în treacăt, menționează faptele ce li s'au părut remarcabile.

1822. Observațiile cele mai vechi sunt rezumate în harta lui BEUDANT [1]). Fără să fi vizitat Transilvania, el a constituit prima hartă a acestui ținut «tant d'après quelques ouvrages qui traitent de la nature du sol de ces contrées, que d'après les documents qu-il s'est procurés en Hongrie auprès de plusieurs savans qui les ont parcurues et dans les collections qu-ils en ont rapportées». Pe această hartă sunt însemnate în basinul Bistricioarei «Terrain Trachytique» și «Grauwacke». Masivul Ciahlăului și bazinul Putnei sunt lăsate în alb, ca regiune necunoscută, iar marginea de răsărit a Carpaților între Bistrița și Siret, ca și bazinul Transilvaniei este considerată ca «Grès Houillier». Lipsa șisturilor cristaline de pe hartă în bazinul Bistricioarei este datorită, fără îndoială, insuficienții informațiunilor, căci cevà mai spre Nord ele sunt separate ca unitate aparte sub denumirea de «Terrains primitifs». Grupa «Grauwacke» (Terrains intermédiaires) cuprinde parte din șisturile cristaline (calcarele cristaline și micașisturile asociate cu ele) și depozitele mesozoice de pe cristalin. In regiunile studiate mai de aproape de BEUDANT, el găsește în aceste depozite mesozoice echivalenți ai «Old red-ului» (probabil gresia roșie dela baza mesozoicului) și ai «Mountains limeston-ului» (probabil calcarul dolomitic de deasupra gresiilor roșii). Gresia huilieră — numită de BEUDANT și Gresie carpatică — corespunde Flișului, iar terenurile trahitice maselor eruptive terțiare din lanțul Călimani-Hârghita. Vârsta carboniferă pe care o atribuie Gresiei carpatice este eroarea capitală în lucrarea lui BEUDANT, căci tot ea conduce și la paralelizarea seriei mesozoice de pe Cristalin, intercalată între Cristalin și Gresia carpatică, cu Paleozoicul inferior (Grauwacke, Oldred).

Această eroare își găsește poate justificarea în faptul că în Franța, Anglia, Belgia și Germania, singurile regiuni mai bine cunoscute pe acea vreme, cutări intense ca acelea ale Gresiei carpatice nu se întâlnesc decât în depozite mai vechi decât Permianul.

---

[1]) Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818, Paris, 1822.

Institutul Geologic al României

1834. LILL DE LILLIENBACH [1]), venind dela Borsec, observă că «micașisturile» destul de bogate în cuarț, se întind prin Corbu și Tulgheș până în Moldova și conțin la «Stolo?» (poate Hollo = Corbu) calcar grăunțos. Dacă într'adevăr este vorba de Corbu, acest calcar nu poate fi decât calcarul dolomitic din Bâtca Arsurilor, căci alt calcar nu cunosc în această regiune. La Tulgheș menționează un filon de galenă argentiferă, cu o grosime dela trei degete până la un picior, iar la Nord de această localitate, deasupra micașisturilor, un petec de calcare albe sau roșii cu Hipuriți, calcare ce nu trebuesc confundate, spune autorul, cu acelea dela Borsec, cari sunt subordonate micașisturilor. Aceste calcare cu Hipuriți sunt incontestabil calcarele apțiene din Runcu și Piatra Comarnicului. Dela Tulgheș LILL a revenit foarte probabil la Borsec, ca apoi să treacă spre Bilbor.

Pe harta geologică, care însoțește publicația menționată, în bazinul Bistricioarei sunt reprezentate: șisturi cristaline cu intercalațiile de calcare dela Borsec și Bilbor, calcare «cretacice» pe Cristalin la Tulgheș (puse prea mult spre W., astfel că apar aproape de Borsec deși LILL le menționează la Tulgheș) și Hăghimaș, Gresie carpatică, intercalată în scara stratigrafică între «calcarele vechi» (cristaline) și calcarele sistemului cretacic, și în fine trahite și aglomerate trahitice.

AMI BOUÉ, autorul acestei hărți, în introducerea pe care o face notelor lui LILL DE LILLIENBACH, observă că șisturile cristaline sunt constituite din micașisturi, șisturi argiloase și roce cuarțotalcoase sau cloritoase cu intercalații de calcare asociate cu cuarțite, roce între cari gneisurile sunt rare. Seria poartă toate caracterele șisturilor cristaline cele mai recente. Gresiile carpatice sunt paralelizate cu gresiile verzi (Gaultul de astăzi) cu observația că uneori între ele și Cristalin se interpun și alte depozite secundare mai vechi. Dacă mai avem în vedere că bazinul Transilvaniei este considerat ca terțiar, putem afirmà cu drept cuvânt că LILL DE LILLIENBACH și A. BOUÉ dau pentru prima dată o reprezentare justă în linii generale a Carpaților orientali.

In anul 1854 A. BIELZ [2]) publică o hartă geologică a Transilvaniei la scara 1 : 864.000, hartă pe care o regăsim și în «Mineralogia» lui ACHNER [3]). In bazinul Bistricioarei, afară de calcarele cristaline dela Borsec, sunt reprezentate numai șisturi cristaline. Calcarele mesozoice menționate de LILL la N. de Tulgheș sunt lăsate la o parte însă se reprezintă în schimb Ciahlăul ca un masiv calcaros de vârstă nedeterminată.

---

[1]) Journal d'un voyage géologique en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. Mém. de la Soc. géol. de France, T. I, Deuxième partie 1834, pag. 260.

[2]) Karte der geognostischen Verhältnisse des Grossfürstenthums Siebenbürgen. Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Vereins f. Naturwissenschaften in Hermannstadt. Bd. V., 1854.

[3]) Mineralogie Siebenburgens. Hermannstadt, 1855.

Institutul Geologic al României

In anul 1859 Fr. Hauer și F. Richthofen [1]) însoțiți de A. Bielz, studiază, în excursii de recunoaștere, Carpații orientali. Richthofen s'a ocupat în special de lanțul eruptiv Călimani-Hârghita. Hauer, studiind Cristalinul cu depozitele mesozoice de pe el și « Gresia Carpatică », a revăzut valea Bistricioarei, cercetată dejà de Lill, și a pătruns și în văile Putna, Valea Jidanului, Bicaz și Dămuc, greu accesibile pe vremea aceia. Rezultatele acestor studii au fost consemnate pe o hartă la scara 1 : 230.400 și prezentate Institutului Geologic din Viena la 29 Noemvrie 1859. Această hartă a servit desigur ca bază hărții geologice a Transilvaniei [2]) publicată în anul 1861 la Sibiu. Șisturile cristaline, constituite după Hauer din gnaisuri, micașisturi etc. cu mase de calcare cristaline, fie în mijlocul zonei de șisturi cristaline (Borsec-Corbu), fie la marginea de W. a ei (Sarheghi, Vașlab), sunt pentru prima dată destul de exact cartate, menționându-se în acelaș timp și Cristalinul care apare izolat de restul masei în valea Bicazului, la contact cu Flișul (Aripa externă a lui Uhlig). Fac însă și acì observația pe care am făcut-o la lucrarea lui Lill, că la Corbu (Hollo) nu am întâlnit calcare cristaline. In ceeace privește mesozoicul de pe cristalin se menționează și se reprezintă pe hartă masivele Corbul (probabil B-tca Arsurilor) și Piatra Roșie (probabil împreună cu Piatra Comarnicului), masive care sunt considerate ca jurasice.

In « Geologia Transilvaniei » [3]) apărută la anul 1863, pe lângă observațiile relevate mai sus, mai menționează pe valea Dămucului limita între cristalin și « Gresia Carpatică », formație căreia i-se atribuie vârsta cretacică. Conglomeratele apțiene pe care Hauer le-a întâlnit în valea Jidanului și dolomitele triasice peste care aceste conglometare stau în transgresiune, sunt considerate ca eocene.

Ca rezultat general al acestor cercetări, Hauer [4]) distinge în Carpații orientali, în afară de lanțul vulcanic terțiar, următoarele trei zone:

1. Grupa de Est (Die Sandsteinbergen) în cea mai mare parte de vârstă cretacică — corespunde zonei Flișului.

2. Grupa mijlocie, constituită mai ales din calcare jurasice și conglomerate eocene, reprezintă depozitele mesozoice de pe Cristalin și corespunde sinclinalului extern al lui Uhlig.

3. Grupa de West — a șisturilor cristaline cu intrusiunea de Sienit dela Ditrău.

Cartarea de recunoaștere a lui Hauer, efectuată sistematic și unitar pentru întreg lanțul Carpaților orientali, a format baza tuturor lucrărilor geologice ulterioare din această regiune.

---

[1]) Berichte über die geologischen Aufnahmen in Siebenbürgen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt B. X. Verh., pag. 132 și 181. Wien, 1859.

[2]) Geologische Übersichtskarte von Siebenbürgen von F. Ritter v. Hauer unter Mitwirkung der Herren A. Bielz, F. V. Richthofen, Dr. G. Stache und D. Stur.

[3]) Geologie Siebenbürgens von F. v. Hauer und Dr. G. Stache. Wien, 1863.

[4]) L. c., pag. 304—305.

Institutul Geologic al României

Intre anii 1859 și 1878 HERBICH a studiat « Țara Săcuilor », concentrând activitatea sa în special asupra masivelor Perșanilor și Hăghimașului. Rezultatele cercetărilor sale, publicate întâi fragmentar [1]), au fost întrunite apoi într'o lucrare de sinteză apărută la anul 1878 [2]) însoțită de o hartă la scara 1 : 288.000 (1" = 4.000^0). Partea cea mai însemnată a acestor lucrări este incontestabil descoperirea și orizontarea pe baze paleontologice a unei părți însemnate din depozitele mesozoice de pe Cristalin. Pe când LILL și HAUER [3]) nu au cunoscut în Munții Hăghimașului și în bazinul Bistricioarei decât calcarele cu *Diceras* și *Nerinea* dela Bălan, calcarele cu *Caprotina* dela Tulgheș și conglomeratele cretacice (eocene după HAUER) din bazinul Bicazului, în lucrarea lui HERBICH asupra Țării Săcuilor găsim următoarea împărțire stratigrafică a Mesozoicului din munții Hăghimașului [4]):

Permian: conglomerat breciform (Verucano)
? Trias inferior: calcare dolomitice
Trias inferior: strate de Werfen
? Trias superior: gresii și calcare cu *Monotis salinaria*, șisturi roșii silicioase, Tufuri cu ? *Trachyceras*.
Trias superior: calcare de Hallstadt [5])
Retic: nesigur
Lias: calcare roșii (Adnet)
Dogger: calcare negre (Klauss)
Malm: { Strate cu *Aspidoceras acanthicum*
Calcare cu *Diceras* și *Nerinea* (Stramberg).

[1]) Über die Braunkohlenformation in Ostsiebenbürgen. Hingenau, Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen, 1859, pag. 155—156.

Die Urschieferformation der östlichen Karpathen und ihre Erzlagerstätten. Österr. Zeitschr. für Berg- u. Hüttenwesen, 1861, pag. 209—213, 218—222.

Hallstädter Kalk in Ostsiebenbürgen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien, 1870, p. 227.

Geologische Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens. Mitt. aus. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. 1. Bd., 1871.

Neue Beobachtungen in den ostsiebenbürgischen Karpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1873, pag. 282.

[2]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Budapest, 1878.

[3]) HAUER menționează în «Geologie Siebenbürgens» la pag. 308—309, jaspuri, melafire și gresii cu: *Monotis substriata*, *Myophoria*?. *Nucula*?, *Myacites*?, gresii pe care le consideră ca liasice, la baza calcarelor titonice. Atribuie însă descoperirea acestor depozite lui HERBICH. Tot de HERBICH este adunat materialul menționat de HAUER în notele: Petrefacten aus Siebenbürgen, gesendet von den Herren F. HERBICH u. MESCHENDÖRFER. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1865, pag. 255—258 și în: Petrefacten aus Siebenbürgen, gesendet von Herrn F. HERBICH, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1866, pag. 191—195.

[4]) E. SUESS in Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1867, pag. 28—29, dă cu 11 ani mai înainte o succesiune stratigrafică pentru aceleași depozite stabilită tot pe baza materialului adunat de HERBICH.

[5]) Fauna determinată de MOJSISOVICS, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1875, pag. 142—145.

Institutul Geologic al României

In legătură cu aceste depozite el descrie și roce eruptive: Melafire amigdaloide și Serpentine, pe care le consideră ca fiind puse în loc în Triasicul superior sau în Liasic.

Cât privește Cristalinul, HERBICH deosebește și descrie câteva tipuri pe care le consideră succedându-se în timp în ordinea următoare [1]): la bază calcar cristalin apoi șisturi silicioase și grafitice, micașisturi, cloritoșisturi (purtătoare de minereuri), micașisturi cu amfibol și la partea cea mai superioară gnaisuri. Calcarele cristaline și gnaisurile sunt separate și pe hartă. După cum voi arătà mai departe, superpoziția normală a acestor tipuri pare a fi în realitate inversul aceleia pe care o dă HERBICH, adică având gneisurile la bază și calcarele cristaline la partea superioară. Insuș HERBICH a observat dealtfel că uneori, ca de exemplu la Borsec, calcarele cristaline și cuarțitele negre încoronează complexul șisturilor cristaline, în loc să apară la baza lor. Acest fapt l-a făcut să presupună că rocele calcaroase din această regiune ar puteà fi de vârsta triasică și deci comparabile cu dolomitele dela baza Mesozoicului din Hăghimaș [2]). Interpretarea aceasta, părăsită o bucată de vreme, a fost readusă în discuție de PALFY [3]). Intr'o publicație anterioară [4]) am arătat motivele pentru care ea nu poate fi susținută.

In împrejurimile Tulgheșului, este foarte probabil că HERBICH nu a făcut decât o excursie de recunoaștere, trecând din Valea Putnei peste Obcina Balașului în Valea Jidanului spre Bicaz. El menționează la gura Văii Sadova (Valea Stânei) calcare cu *Caprotina Lonsdali* și *Radiolites neucomensis* și stabilește limita Flișului în Valea Jidanului. Geologia acestei regiuni este reprezentată pe harta sa în mod cu totul sumar și în unele privințe mai puțin exact chiar decât pe harta lui LILL. Așà de exemplu pe tot malul stâng al Bistricioarei, dela Corbu la Prisecani, este însemnat calcar cu *Caprotina* în loc de Cristalin.

Harta Mileniului, publicată de Societatea geologică ungară în anul 1896, pentru regiunea de care ne ocupăm, este în totul harta lui HERBICH, cu deosebire că în afară de gnaisurile, separate de HERBICH în șisturile cristaline și însemnate pe această hartă ca șisturi cristaline inferioare, se mai împarte restul în șisturi cristaline mijlocii și în șisturi cristaline superioare, separație cu totul arbitrară, căci linia care desparte aceste două grupuri nu are nici o semnificare pe teren. Se lasă în schimb la o parte calcarele cristaline pe care HERBICH le separase ca grupă aparte.

---

[1]) Das Széklerland, pag. 65.

[2]) Id., pag. 67.

[3]) Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszekfürdö und Gyergyóbélbor. Földtani k. 1905, Januar.

[4]) I. ATANASIU și E. LABONȚIU. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunei Borsec și Bilbor. Dări de seamă, Vol. IX, pag. 47, București 1926.

Institutul Geologic al României

In anul 1882, PETRU PONI publică lucrarea sa asupra mineralelor din masivul cristalin dela Broșteni [1]), lucrare în care dă și o descriere succintă a elementelor mai însemnate care constituiesc șisturile cristaline din împrejurimile acestei localități.

El distinge:

1. Cuarțșisturi (? Roce porfirogene).
2. Cloritoșisturi.
3. Micașisturi ordinare cu granați (Micașisturi de tipul grupului 1).
4. Gneisuri.
5. Calcșisturi și dolomie zaharoidă.
6. Șisturi silicioase negre (Cuarțite negre).

Dacă avem în vedere faptul că rocile pe cari PONI le numește « cuarțșisturi » reprezintă foarte probabil rocele porfirogene, toate elementele separate de el corespund la tipurile cele mai bine caracterizate și cele mai frecvente din Cristalinul Carpaților orientali.

In anul 1885 C. BOTEA, membru al Biroului geologic, a studiat județul Neamț. Din relațiunea sumară publicată de GRIGORE ȘTEFĂNESCU asupra acestor studii [2]) reiese că BOTEA considerà Flișul, care vine în contact cu cristalinul în Văile Bicaz și Bistricioara, ca fiind de vârsta jurasică și îl compară cu acela care apare în Valea Prahovei, dela Lespezi (Podul Neagului pe harta 1 : 50.000) la deal, comparație care ne arată că autorul menționat se refereà la grupa de strate cunoscută sub numele de «Strate cu Aptychus» în Carpații orientali și de «Strate de Sinaia» în Valea Prahovei. Acest complex este astăzi atribuit Hauterivianului.

Pe harta la scara 1 : 171.800, publicată de Biroul geologic, această concepție a lui BOTEA, justă în ceeace privește identitatea dintre stratele de Sinaia și stratele cu Aptychus, nu este introdusă, deoarece în Valea Prahovei această grupă de strate este reprezentată în culoarea Jurasicului, iar în Moldova, atât în Valea Bicazului, cât și în Valea Bistricioarei, tot Flișul, până la Cristalin este atribuit Eocenului. Găsim în schimb reprezentat pe această hartă [3]) masivul Măgurei cu Permian la bază și Triasic la partea superioară — masiv despre care nu se face nici o mențiune în relațiunea asupra lucrărilor pe teren amintită mai sus. Este foarte probabil că acest masiv a fost observat în cursul excursiei pe care UHLIG a făcut-o în Valea Bistricioarei în anul 1889 în tovărășia lui GRIGORE ȘTEFĂNESCU.

In ceeace privește șisturile cristaline, pe sus menționata foaie a hărții Biroului geologic, vedem exact trasată limita lor de răsărit, iar în relația sumară

[1]) Cercetări asupra mineralelor din Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Ser. II, Tom. V, București, 1882.

[2]) Anuarul Biroului Geologic, Anul III (1885), No. 1, 1888, pag. 52.

[3]) Foaia XXXVII, «Bistricioara» apărută în anul 1894 sau 1895.

Institutul Geologic al României

asupra lucrărilor din anul 1885 [1]) găsim indicația că șisturile cristaline din această regiune sunt constituite din micașisturi roșcate feruginoase și șisturi negre amfibolice, străbătute de numeroase vine de cuarț. Față de detaliile pe care, cu mulți ani mai înainte HERBICH le dădeà asupra șisturilor cristaline din Transilvania și PONI asupra Cristalinului dela Broșteni, indicațiile Biroului geologic par incomplecte. Relev și o eroare care s'a strecurat în această relație sumară: se menționează șisturi cristaline pe «Valea Taslăului la hotarul Transilvaniei și pe Valea Ceahlăului». Deoarece Taslăul rămâne numai în Fliș și nu atinge hotarul Transilvaniei, iar Valea Ciahlăului nu există, cred că avem de aface cu o confuzie sau cu o transcriere greșită a altor numiri geografice.

VICTOR UHLIG a studiat în anii 1889 și 1896 bazinul văilor Bistrița și Moldova. Rezultatul fundamental al cercetărilor din anul 1889 [2]) este fără îndoială separarea și caracterizarea unităților tectonice care intră în constituția Carpaților orientali. Desvoltarea unilaterală a acestui lanț muntos, spune autorul, are ca urmare faptul că unitățile care intră în constituțiunea sa pot fi precis delimitate:

«Nucleul munților îl formează Zona cristalină la care se alătură spre exterior Zona sedimentară mai veche (Die ältere Sedimentärzone). Mai departe, în afară, urmează Zona Flișului cu depozitele miocene argilo-sărate la exterior. Seria sedimentară mai veche începe cu cuarțitul permian deasupra căruia stau depozite triasice, jurasice și cretacice înclinate spre NE. Ea se repetă în senz invers spre exterior formând un sinclinal, la marginea de răsărit a căruia apar din nou șisturile cristaline ca o bandă îngustă dar continuă. Flișul nu stă pe depozitele acestui sinclinal ci este separat de el cât se poate de tranșant prin aripa externă de șisturi cristaline».

In ceace privește stratigrafia depozitelor mesozoice de pe Cristalin, e de remarcat faptul că UHLIG separă și precizează mai bine decât HERBICH răspândirea dolomitului triasic și dă o descriere detaliată a acestui dolomit așà cum el apare în Muntele Chicera [3]). Flișul cu care aripa externă a cristalinului vine în contact în Văile Bicaz și Bistricioara este atribuit Necomianului.

După cercetările din anul 1896 [4]) conclude că «tectonica șisturilor cristaline cu Permomesozoicul de pe ele, este independentă de aceia a zonei Flișului.

[1]) L. c., pag. 54.

[2]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. Aus den Sitzungsberichten d. kais. Akademie d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. XCVIII, Abt. 1, Oct. 1889.

[3]) L. c., pag. 6.

[4]) Über die Beziehung der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Sed. 4, Feb. 1897. Aus den Sitzungsberichten d. kais. Akademie d. Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. XVI, Abt. 1, Mai 1897.

Institutul Geologic al României

Carpații orientali se compun deci din două unități cutate în timpuri diferite: Zona mai nouă a Flișului cu Miocenul la marginea de N-E și Zona mai veche constituită din cristalin și o manta cutată de depozite permo-mesozoice, desvoltate mai ales la marginea externă». Această zonă mai veche corespunde cu zona clipelor pieninice din Carpații de Nord și formează mase individualizate, înconjurate sau acoperite transgresiv de depozitele cretacice superioare și eocene. Clipele nu ar reprezentà nici bolta unui anticlinal, nici petece de acoperire, ci resturile unui ținut insular mâncat de valurile transgresiunii cenomane și îngropat sub propriile sale sfărâmături. Ca depozite ale transgresiunii cenomaniene, deci ca înveliș al clipelor (Klippenhüle) UHLIG a considerat atât conglomeratele cu *Exogyra columba* dela partea internă a arcului Carpatic, cât și conglomeratele care se găsesc în axa sinclinalului mesozoic de pe Cristalin, (Muntele Hăghies, Valea Bicazului). Această concepție o considerăm astăzi greșită pentru că se confundă în acelaș tot două orizonturi conglomeratice care nu au comun nici vârsta nici modul de formare. Conglomeratele cenomaniene dela partea internă a Carpaților sunt într'adevăr conglomerate de transgresiune, comparabile cu acelea care apar și pe Vorland-ul podolic, pe când conglomeratele din sinclinalul mesozoic sunt de vârstă apțiană și marchează începutul exondării geosinclinalului carpatic, fiind comparabile cu acelea care se găsesc și în zona Flișului deasupra marnelor și gresiilor apțiene (Stânișoara, Ciahlău, Zăganu).

Ca date stratigrafice noi, UHLIG aduce din aceasta a doua excursie argumente cari ar pledà pentru vârsta permiană a dolomitului, considerat până acum ca triasic, părere care s'a introdus în multe din lucrările ulterioare [1]). Voiu arătà mai departe că aceste dolomite trebuiesc atribuite Triasicului. In fine el remarcă și o trecere continuă dela calcarele cu *Nerinea* la calcarele cu *Caprotina*, fapt pe care nu am avut ocazia să-l verific în cursul cercetărilor mele. Publicația asupra excursiei din anul 1897 este însoțită de o hartă la scara 1 : 2.006.000, hartă care în ceaece privește bazinul Bistricioarei este mai complectă și mai exactă decât toate hărțile anterioare.

Observațiunile acestea împreună cu toate datele existente până la 1903, au fost sintetizate în lucrarea sa de ansamblu asupra Carpaților [2]), lucrare în care găsim și două profile prin zona depozitelor mesozoice de pe Cristalin, unul între Hăghieș și Chiciura și altul în valea Bicazului. In fine în anul 1907 UHLIG încearcă, în «Tektonik der Karpathen» [3]), o interpretare a tec-

---

[1]) S. ATHANASIU, Dări de seamă, Vol. II, pag. 48, București 1919.

M. ELEMÉR VADÁSZ, Jahresbericht d. k. ung. geolog. Reichsanstalt, 1914 (1915), pag. 275.

D. PREDA și I. ATANASIU, Structura geologică a părții superioare a Văii Trotușului-Anuarul Inst. Geol., Vol. X, pag. 383—384, București 1825.

[2]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 145—159. Wien, 1903.

[3]) Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien. Math.-naturw. Klasse, Bd. XVCI, Abt. 1, Juni 1907.

Institutul Geologic al României

tonicei Carpaților în senzul vederilor lui M. LUGEON [1]). Faptele pe care se sprijină această interpretare și concluziile la care ajunge UHLIG în menționata lucrare, le voiu discută în altă parte.

SAVA ATHANASIU [2]) a studiat în anii 1897 și 1898 constituția geologică a județului Suceava. Deși se referă la o regiune mai depărtată de regiunea care mă preocupă, menționez lucrările acestea pentru că în ele se găsește pentru prima dată studiul microscopic și descrierea mai detaliată a celei mai mari părți din termenii cari constituesc șisturile cristaline. In afară de calcare cristaline, cuarțite negre, cloritoșisturi, micașisturi cu granați și gneisuri, roce menționate și de cercetătorii anteriori, el mai descrie amfibolite, șisturi grafitice, cuarțporfire, heleflinte și gnaisuri sericitice și ca roci de intrusiune în șisturile cristaline, diabaze și diabazporfirite. In ceeace privește depozitele mesozoice de pe Cristalin, bazat pe unele observații din Rarău, emite părerea că dolomitele, gresiile și conglomeratele, considerate de UHLIG ca permiene, ar puteà fi de vârstă jurasică. Aceiaș părere o menține încă în anul 1908 [3]) când ajunge cu studiile până în valea Bistricioarei unde menționează pe Cristalin, pe lângă masivul calcaros al Măgurei și masivul mai mic al Pietrei Mocilor, ambele ca fiind constituite numai din conglomeratele, gresiile și dolomitele triasice. Limita dintre Cristalin și Fliș, cartată în detaliu pe tot teritoriul Moldovei, este considerată ca și de UHLIG ca o linie de încălecare a Cristalinului asupra Flișului, formație căreia i-se atribuie cel puțin în imediata apropiere a Cristalinului vârsta cretacică inferioară.

I. SIMIONESCU [4]) într'o excursie pe care o face pe Măgura Prisecanilor împreună cu D. CĂDERE, constată în acest masiv succesiunea conglomerat-gresie-calcar dolomitic și presupune, după eșantioane aduse de V. BUȚUREANU, existența dolomitului și în Piatra Mocilor. In ceeace privește vârsta acestor depozite, înclină spre părerile lui V. UHLIG.

Intre anii 1899 și 1916 V. BUȚUREANU [5]) consacră o serie de publicații descrierii și analizei rocelor filoniene cari apar în Cristalinul din colțul de N-E al Moldovei, menționând pentru prima dată în Carpații

---

[1]) Les Nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. Vaudoise des sc. nat., 4 S., Vol. XXXIX, pag. 50.

Analogie entre les Carpathes et les Alpes. Comptes Rendues, 17 Nov. 1902.

[2]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien, 1899, pag. 127—147.

Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien, 1899, Bd. XLIX, pag. 429 și urm.

[3]) Cercetări în regiunea internă a Carpaților din Moldova de Nord. An. Inst. Geol. al României, Vol. I, pag. XLI și următoarele, București 1908.

[4]) Sur la présence du Verrucano dans les Carpathes Moldaves. An. sc. de l'Université de Jassy, T. II, f. 3—4, pag. 231—233, Iași, 1903.

[5]) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava, II-ème partie, Bul. Soc. Științe, An. VIII, pag. 91—105, București, 1899.

Institutul Geologic al României

orientali: Minete, Kersantite, Vogesite și Monchiquite.

In 1902 TH. NICOLAU [1]) descrie succint unele filoane de pirită și calcopirită ce apar în Valea Bistricioarei aproape de frontiera Moldovei.

In 1903 D. CĂDERE [2]) descrie și analizează un camptonit provenind din pârâul Borcuța.

TRAUTH [3]) publică în 1910 studiul petrografic al mai multor roce din complexul șisturilor cristaline recoltate într'o excursie făcută de UHLIG cu elevii săi în anul 1904 în Carpații din Bucovina și Transilvania. Intre aceste roce sunt unele care provin chiar din împrejurimile Tulgheșului: cuarțdioritporfirit dela Tibleș, sericitgnais porfiroidic și sericitfilit din pârâul Zavului (recte Zăvoiului, de sub Bâtca Arsurilor) și gnais cu granat de sub Piatra Argintăriei.

E. VADÁSZ [4]) și E. JEKELIUS [5]) au publicat în timpul din urmă observațiuni geologice asupra masivului mesozoic al Hăghimașului. Deși lucrările lor nu ating teritoriul studiat de mine, ele interesează pentru că aduc precizări noi în ceeace privește vârsta depozitelor mesozoice de pe Cristalin. Este de relevat în special faptul că amândoui consideră jaspurile (Jaspisschichten) ca fiind de vârsta Jurasică (Callovian) și nu triasică, așà cum au fost considerate de toți cercetători anteriori.

In anul 1926, apare lucrarea lui R. PASCU [6]) asupra minereurilor feromanganifere dela Broșteni, iar în 1927 au fost publicate observațiile făcute de M.

Études pétrographiques et chimiques des roches éruptives du district de Suceava. Ann. Scient. Univers. Jassy, T. I, fasc. 3, Iași, 1901.

Id., Id., T. II, Iași, 1903.

Studii petrografice și chimice ale rocelor eruptive din districtul Suceava, Mon. Int. Petr. Rom., Vol. III, pag. 206—209, București, 1902.

Études pétrographiques sur les roches éruptives et filoniennes du massif cristallin de Broșteni. Ann. Scient. Univ. Jassy, T. V, fasc. 4, Iași, 1909.

Masivul cristalin dela Broșteni, An. Ac. Rom. Mem. Secț. Șt., Seria II-a T. XXXVIII, București, 1916.

[1]) Note sur une excursion en 1902, Ann. Sc. Univ. Jassy, T. II, pag. 166—168, Iași, 1903.

[2]) Sur les roches éruptives de Borca. Ann. Sc. Univ. Jassy, T. II, pag. 277—283, Iași, 1903.

[3]) Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpatischen Grundgebirges. Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien, Bd. III, 1910, pag. 53—103. Wien, 1910.

[4]) Geologische Beobachtungen in Persany und Nagyhagymás Gebirge. Jahresbericht d. k. ung. Geol. Reichsanstalt für 1914, pag. 272—298. Budapest, 1915.

[5]) Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hăgimașul-Mare in Siebenbürgen. Bull. sect. sc. de l'Académie Roumaine, VII-ème année 1920—1921, pag. 127—134, Bucarest, 1922.

[6]) Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni (Jud Neamț), An. Inst. Geol. Rom., Vol. XI, pag. 161—184, București, 1926.

Institutul Geologic al României

REINHARD[1]) în excursiile sale din anul 1910. Observațiunile acestea, făcute pe întinderea întregului masiv cristalin al Carpaților oreintali, au permis între altele și generalizarea unora din faptele constatate îm împrejurimile Tulgheșului.

---

[1]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinenschiefer der Ostkarpathen. An. Inst. geol. al României, Vol. XII, pag. 391—413, București, 1927.

Institutul Geologic al României

PARTEA I-a

CRISTALINUL

CAP. I

A) CONSIDERAȚIUNI GENERALE

Este astăzi unanim admis că șisturile cristaline sunt un complex heterogen constituit din roce diferite, atât ca origină cât și ca vârstă, cari au căpătat caracterele comune în virtutea cărora pot fi asociate între ele în cursul desăvârșirii unui acelaș fenomen geologic: Metamorfismul.

Sub forma de șisturi cristaline se pot întâlnì toate faciesurile petrografice ale rocelor exogene aparținând unuia sau mai multor sisteme, precum și tot aparatul rocelor endogene: masive de intrusiune cu filoane și zone de contact, mase efusive cu tufurile lor. In definitiv orice rocă endogenă sau exogenă poate aveà un corespondent metamorfozat în complexul șisturilor cristaline.

In general sunt considerate ca șisturi cristaline roce deobiceiu șistoase, cari au o compoziție mineralogică și o structură caracteristică ce nu se întâlnește nici la rocele sedimentare, nici la acele eruptive.

Dacă avem în vedere numai metamorfismul regional, noțiunea de șist cristalin este legată de complex, de grup mai mare, fiindcă șisturile cristaline ca produs al metamorfismului regional, nu pot apăreà local, cum apare un calcar între alte depozite sedimentare, sau o segregație într'un masiv eruptiv. Ele apar numai în masive cu întinderi regionale.

In complexul de șisturi cristaline care constituie aceste masive unii termeni, datorită compoziției lor chimice inițiale (cuarțite, calcare, cuarțuri filoniene) pot aveà încă prea evident caracterul lor originar de rocă exogenă sau endogenă; cu toate acestea ei nu fac mai puțin parte din complexul de șisturi cristaline în care se întâlnesc. Apariția lor este numai incidentală și separarea lor de restul complexului, numai pe aceasta bază, este nejustificată.

Metamorfismul regional se desăvârșește în ariile geosinclinale.

Trebuie să admitem că fundurile acestor arii ajung în anumite împrejurări în condițiuni de temperatură și de presiune la care nu mai sunt stabili componenții minerali ai rocelor aflătoare în geosinclinale. Gruparea elementelor în

Institutul Geologic al României

alte forme minerale, stabile în noul regim fizico-chimic ce domnește în adâncime, reprezintă în definitiv însuș procesul de formare al șisturilor cristaline.

Faptul că șisturile cristaline păstrează și după ce ajung la suprafață caracterele lor, ne arată că produsele metamorfismului posedă o anumită inerție chimică. Dacă această inerție nu ar există, restabilirea condițiilor inițiale, prin revenirea la suprafață a rocelor, ar trebui să aducă după sine și revenirea depozitelor metamorfozate la forma lor primitivă și noțiunea de șist cristalin ne-ar fi necunoscută.

Condițiile fizico-chimice care prezidează la desăvârșirea fenomenelor de metamorfism fiind variabile și în cuprinsul domeniului în care are loc metamorfismul, este evident că, în afară de varietățile de șisturi cristaline rezultate din diversitatea inițială a materialului supus metamorfismului, însuș acest fenomen introduce o nouă cauză de diversitate putând produce, din acelaș material originar, șisturi cristaline diferite, după condițiile de temperatură și presiune în care el s'a desfășurat.

Ca produse ale metamorfismului general, șisturile cristaline pot formà o serie continuă între termenii cei mai puțin metamorfozați și cei mai profund transformați. In această serie se fac două sau trei secțiuni în cuprinsul cărora produsele metamorfice păstrează suficiente caractere comune spre a puteà fi asociate.

GRUBENMANN separă trei astfel de zone:

1. Zona superioară (Epizona).
2. Zona medie (Mesozona).
3. Zona inferioară (Katazona).

Dacă admitem că în ariile geosinclinale, transformarea depozitelor poate merge în unele cazuri până la complecta fuzionare a lor, trebuie să introducem în seria metamorfică și un punct de discontinuitate, punct care ar coincide cu realizarea condițiilor necesare fuziunii depozitelor.

Când fundul unei arii geosinclinale a ajuns să se topească, este foarte probabil că în fenomenul de metamorfism această masă topită poate funcționà întocmai ca o masă intrusivă și este cazul să ne întrebăm dacă sub această formă topită ea nu poate produce fenomene metamorfice comparabile cu acelea produse de o magmă topită oarecare (străină) ce s'ar intrude accidental în complexul șisturilor cristaline dejà formate. Am aveà în acest caz, deasupra sau în jurul acestei mase topite, o zonă constituită din minerale și asociații minerale comparabile cu acelea cari se întâlnesc în zona de contact la masivele intrusive. Aceasta zonă s'ar suprapune sensibil cu zona medie a lui GRUBENMANN.

Deoarece și masele intrusive străine pot căpătà caracterul de gnaisuri, de exemplu în cazul când punerea lor în loc se face în cursul cutării ariei geosinclinale, este realmente greu, într'un sistem de șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional, să distingem o succesiune normală de

Institutul Geologic al României

zone datorite acestui metamorfism, de o intrusiune cu zona ei de contact pusă în loc între șisturi cristaline de tipul grupului superior. De o zonă mijlocie ce ar puteà fi atribuită cu certitudine metamorfismului regional nu putem vorbì decât atunci când, departe de masivele cu aparență de intrusiuni, vom întâlnì asociate elemente ca: micașisturi, amfibolite șistoase, etc. — care nu pot face parte din zona superioară.

Elementele într'adevăr caracteristice metamorfismului regional și care în mod indiscutabil pot fi atribuite în regiunea Tulgheș acestui fenomen, sunt elementele zonei superioare: cloritoșisturi cu cuarț, cu calcit sau cu epidot, roce porfirogene (Hälleflinta), filite negre, cuarțite negre și calcare cristaline.

Rocele mai mult sau mai puțin masive, în general apropiate de granite și diorite, ca i împreună cu roce rubanate, (migmatite) și cu o manta destul de desvoltată de șisturi biotitice și de micașisturi cu granați, formează mase bine individualizate în complexul de șisturi cristaline ale zonei superioare, le-am considerat în regiunea Tulgheș ca masive intrusive cu aureola lor de contact. Voiu expune mai departe motivele care m'au condus la această soluție și dece nu le pot privì ca produse ale unui metamorfism în zone mai adânci (mezo și catazonă).

Consecvent cu aceste considerațiuni am separat, în regiunea Tulgheș, ca aparținând probabil zonei mijlocii numai amfibolitele, șisturile cu biotit și calcarele cristaline de pe pârâul Noroiului, cari par independente de masive ce ar puteà fi presupuse intrusive și stau între șisturi cristaline aparținând zonei superioare.

Considerat ca fenomen care se desăvârșește în ariile geosinclinale, metamorfismul regional apare ca parte integrantă în ciclul fenomenelor geologice.

In evoluția unui geosinclinal s'ar puteà distinge două faze:

a) O fază descendentă, care în ciclul fenomenelor geologice coincide cu faza de sedimentare, și

b) O fază ascendentă, care în acelaș ciclu reprezintă faza de orogeneză.

Metamorfismul regional se introduce în aria sinclinală încă din timpul fazei descendente și atinge poate apogeul în faza ascendentă, atât timp cât depozitele geosinclinalului rămân încă în zona de metamorfism. El trebuie să atingă în primul rând părțile mai adânci adică zona axială a geosinclinalului.

Din însăși această conexiune rezultă în primul rând că în complexul șisturilor cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional, există cea mai mare probabilitate să întâlnim metamorfozate mai ales depozite de mare mai adâncă, adică roce pelitice.

Ținând seama de legea lui HAUG [1]) care stabilește că la perioadele de sedimentare în zonele geosinclinale corespund perioade de regresiune pe ariile

[1]) Les Phénomènes géologiques, pag. 505, Paris, 1907.

Institutul Geologic al României

continentale, trebuie să ne așteptăm ca între șisturile cristaline regional metamorfozate să găsim mai ales depozite din perioadele nereprezentate sau regresive pe ariile continentale.

In fine trebuie să admitem că în toate zonele geosinclinale cutate, sub învelișul de depozite nemetamorfozate se află șisturile cristaline corespunzătoare celor trei zone de metamorfism. Dacă ele nu apar la suprafață, faptul este datorit numai amplitudinei cutărilor față de nivelul mării, nivel sub care — în cea mai mare parte din cazuri — nu mai este posibilă observația geologică.

Dacă avem în vedere numai depozitele cari în faza de cutare apar la suprafață, putem deosebì cutări în cari depozitele se depun și se cutează fără să ajungă în zona de metamorfism. Aceste depozite parcurg un ciclu care ar puteà fi numit ciclu superficial. Alte depozite ating zona de metamorfism și apar la suprafață în cutări, sub formă de șisturi cristaline. Ciclul pe care aceste depozite îl parcurg poate fi numit ciclu profund.

Intocmai precum depozitele cari apar cutate într'o arie geosinclinală pot parcurge numai un ciclu superficial și să rămână nemetamorfozate, sau pot parcurge un ciclu profund și în acest caz apar în cute ca șisturi critasline, tot astfel depozitele care parcurg ciclul profund pot ajunge în zone mai adânci — unde metamorfismul este mai puternic — sau pot atinge numai zona de metamorfism.

Am puteà deci distinge și în ciclurile profunde, adică în acele cicluri care ating zona de metamorfism, cicluri mai superficiale sau mai adânci. Rămânând în cadrul clasificării lui GRUBENMANN am puteà numì aceste cicluri, după zona în care depozitele au suferit metamorfismul, astfel:

Epiciclu, atunci când depozitele se metamorfozează numai în zona superioară.

Mezociclu, atunci când depozitele se metamorfozează în zona medie.

Kataciclu, atunci când depozitele ajung până în zona profundă.

In rezumat, după aceste considerațiuni generale, putem spune că într'un masiv de șisturi cristaline formate prin metamorfism regional, cum este masivul cristalin al Carpaților Orientali, putem găsì depozite sedimentare diferite ca vârstă și ca facies petrografic, metamorfozate în zone diferite de metamorfism și eventual intruse de masive străine fenomenului însuș al metamorfismului, masive care pot aveà aureola lor de contact.

B) CLASIFICARE

Clasificarea materialului care constituie scoarța globului are la bază principiul genetic. Elementele esențiale de care ținem seamă în această clasificare genetică sunt: timpul în care s'au format rocele (vârsta), modul de formare al rocelor (origina), și locul unde ele s'au format (faciesul). Roce de aceiaș

Institutul Geologic al României

origină sunt rocele formate sub acțiunea unui acelaș fenomen geologic și diversitatea fenomenelor geologice oferă primul criteriu de clasificare. Variația pe care acelaș fenomen geologic litogenic o poate încercà în spațiu și în timp dă elementele după care se stabilesc subdiviziunile de ordinul al II-lea (faciesul) și al III-lea (vârsta).

Diviziunile de primul ordin, adică acelea la baza cărora stă fenomenalitatea geologică, reprezintă grupe de roce profund diferite prin origina lor:

1. Produse de sedimentare datorite fenomenelor geologice externe — Roce exogene.

2. Produse de consolidare a maselor topite originare din interiorul pământului — Roce endogene sau magmatice.

Asupra acestor două grupe consensul este unanim și separarea lor, admisă în clasificarea rocelor, este urmărită în primul rând și în ridicările pe teren.

Rocele metamorfice, produse ale fenomenelor de matamorfism, sunt separate ca grupă aparte în petrografie. Dar această grupă este poligenetică deoarece cuprinde produse ale metamorfismului de contact, ale metamorfismului dinamic și ale metamorfismului regional. Ea nu are aceiaș omogenitate genetică pe care o au celelalte două grupe și de aceia introducerea ei ca unitate aparte în hărțile geologice prezintă adeseori greutăți reale.

Dacă lăsăm la o parte produsele metamorfismului de contact și acelea ale dinamometamorfismului, cari apar ca manifestări laterale ale fenomenelor de intrusiune și de orogeneză, și privim numai metamorfismul regional, ne putem întrebà dacă acest fenomen nu are în ciclul geologic aceiaș importanță ca și fenomenele exogene și magmatice.

In concepțiile moderne metamorfismul regional este legat indisolubil de ariile geosinclinale, întrucât aceste regiuni sunt zone de orogeneză, și face parte integrantă din ciclul fenomenelor geologice. El este un factor care acționează într'o zonă intermediară între domeniul de activitate plutonică și între acel de sedimentare, iar rocele formate sub acțiunea sa sunt destul de bine caracterizate față de celelalte două grupe. Dacă în ariile geosinclinale poate există această continuitate între rocele endogene și acele exogene, ni se pare ne logic să tăiem seria numai în două părți și să încercăm a repartizà acestor două părți zona de trecere dintr'ele (Șisturile cristaline); cu atât mai mult cu cât în cea mai mare parte din cazuri această repartizare este pur arbitrară. Metamorfismul regional, fiind un fenomen geologic de aceiaș importanță ca sedimentarea și manifestările ignee, este mai indicat să secționăm această serie în trei părți, introducând șisturile cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional ca grupă de aceiaș valoare ca și grupa rocelor magmatice și aceia a rocelor exogene. Pentru a păstrà omogenitatea nomenclaturii, rocele care constituesc această grupă ar trebuì numite roce m e s o g e n e, adică formate într'o regiune intermediară între regiunile în cari se formează rocele endogene și exogene.

Institutul Geologic al României

Diviziunile de al doilea ordin au la bază variația pe care același fenomen de litogeneză o încearcă în spațiu.

La rocele exogene variația în spațiu a fenomenelor de sedimentare introduce noțiunea de f a c i e s u r i a l e d e p o z i t e l o r.

La rocele endogene variația în spațiu a fenomenelor ignee (pirogenice) introduce noțiunile de v u l c a n i t e (roce efusive) și p l u t o n i t e (roce intrusive).

La rocele mesogene variația în spațiu a fenomenului de metamorfism introduce noțiunea de z o n e d e m e t a m o r f i s m (epizonă, mesozonă și katozonă).

Urmează de aci că după ce am izolat șisturile cristaline de rocele sedimentare și eruptive, trebuie să le subdividem în primul rând după zona de metamorfism în care s'au format.

S'a insistat în studiul șisturilor cristaline asupra necesității de a se stabilì, în prima linie, dacă produsul metamorfozat a fost primitiv o rocă eruptivă sau o rocă sedimentară. Faptul acesta este incontestabil interesant, dar dacă admitem că metamorfismul regional este un fenomen geologic de aceiaș importanță ca sedimentarea și manifestațiile ignee, a căutà origina primitivă a unui șist cristalin este o cercetare comparabilă cu încercarea de a stabilì originea materialului care constituie rocele sedimentare. Uneori lucrul este posibil atât la rocele sedimentare (de exemplu la conglomerate), cât și la șisturile cristaline (de exemplu la unele șisturi cristaline din epizonă, cum sunt calcarele, cuarțitele, etc.), alteori însă, nu. In orice caz, în studiul rocelor sedimentare, chiar când precizarea aceasta este posibilă, ca la conglomerate, ne interesează în primul rând conglomeratul ca roca sedimentară și ca facies al unui anumit etaj, și numai apoi ne ocupăm de origina elementelor cari-l constituesc. Și desigur că, după ce am făcut și acest ultim studiu, vom puteà trage din el multe concluzii interesante, dar nu vom grupà conglomeratele după origina materialului care le constituiește.

Tot astfel în studiul șisturilor cristaline nu este indicat din punct de vedere teoretic, să încercăm gruparea lor după origina materialului primitiv din care ele provin. Precum fenomenele litogenice iau materialul care va fi sedimentat, din orice rocă atinsă de factorii distrugători, tot așà și metamorfismul prinde sub acțiunea sa oricare din rocele aflate, în aria metamorfozată. Sedimentarea formează din materialul detritic roce diferite după zonele de sedimentare, — pe când metamorfismul transformă rocele în mod diferit după zonele de metamorfism.

Deoarece în masivele cristaline se pot găsì suprapuse produsele a cel puțin două fenomene distincte: produse de matamorfism și produse datorite intrusiunii, adică fenomenelor plutonice propriu zise, spre a fi consecvenți cu metoda întrebuințată în general și în regiunile unde sedimentarul nu este metamorfizat regional dar cuprinde masive intrusive, ar trebuì să urmărim în primul rând separarea sau izolarea produselor care revin acestor două fe-

Institutul Geologic al României

nomene geologice atât de deosebite între ele. Este de văzut însă în ce măsură o astfel de încercare poate fi posibilă; căci oricât de imperios s'ar impune, teoretic, o atare separare, atâta timp cât ea nu poate fi pusă practic în aplicare, nu poate fi luată ca un criteriu de clasificare în lucrările pe teren. Ne întrebăm cu alte cuvinte dacă un masiv intrusiv cu mantaua lui de contact, poate fi separat în mod neîndoelnic de șisturile cristaline între care a pătruns. In unele cazuri separarea se face ușor, și ca să nu menționez decât un caz, amintesc masivul sienitic dela Ditrău. Este cazul unei intrusiuni noi, bine caracterizată din punct de vedere al compoziției chimice a magmei și care după punerea sa în loc nu a mai fost prins în cutări.

Am observat însă mai sus că în cazul când o intrusiune are loc în cursul cutării ariei geosinclinale în care a avut loc metamorfismul, mineralele rocelor cari constituesc această intrusiune pot căpătà până la un oarecare grad o orientare datorită presiunii, orientare care să le deà caracterul de gnaisuri apropiindu-le senzibil de produsele de metamorfism din katazonă.

Acelaș fenomen s'ar puteà petrece — poate pe o scară mai mică — și cu masivele de intrusiune puse în loc ulterior cutărei geosinclinalului metamorfozat, dar prinse apoi împreună cu șisturile cristaline într'o altă fază de cutare.

Există prin urmare cazuri când separarea masivelor intrusive este grea sau poate chiar imposibilă, fiindcă nu se poate afirmà cu toată certitudinea dacă ceeace am fi înclinați să considerăm ca un astfel de masiv nu reprezintă cumvà o parte din șisturile cristaline metamorfozate în zona profundă (Katazonă). Atât timp cât această îndoială există pentru masivul însuș, ea subsistă și pentru șisturile cristaline de tipul grupului mijlociu asemănător în ceeace privește compoziția sa petrografică cu rocele care constituesc o aureolă de contact și care și într'un caz și în celălalt, fie ca șisturi cristaline de zonă medie, fie ca aureolă de contact, trebuie să însoțească fie zona profundă fie masivul de intrusiune.

Fiindcă această confuzie între zona profundă a șisturilor cristaline și masivele de intrusiune este posibilă și fiindcă șisturile cristaline de tipul grupului I (al zonei mijlocii) sunt și într'un caz și în celălalt legate genetic cu rocele cu cristalinitate mai pronunțate, atât timp cât nu putem stabilì neîndoelnic dacă avem în complexul șisturilor cristaline realmente de aface cu masive de intrusiune, prima separare pe care trebuie să o facem este aceea a șisturilor cristaline de tipul zonei superioare.

Aceasta separare izolează elemente cari reprezintă incontestabil produse ale metamorfismului regional.

Ceeace rămâne în afară de această grupă poate cuprinde fie masive de intrusiune cu aureola lor — și împreună cu ele eventual și termeni aparținând zonei medii și inferioare de metamorfism — sau numai reprezentanți ai acestor două zone.

Institutul Geologic al României

Acest principiu l-am aplicat în cartarea șisturilor cristaline din regiunea Tulgheș. Separând șisturile cristaline metamorfozate în epizonă, am obținut, ca rest necuprins în acest grup, o serie de masive cu contur mai mult sau mai puțin oval, care trebuie să reprezinte fie masive de intrusiune, fie șisturi cristaline metamorfozate în zonele medie și inferioară. După forma acestor masive, și după faptul că ele sunt constituite, atunci când se ivesc de sub micașisturi, din roce mai mult masive decât șistoase, am considerat aceste masive ca masive de intrusiune cu aureolă de contact bine desvoltată.

Intr'un singur punct, la fundul pârâului Noroiului, am întâlnit o grupă de șisturi cristaline (șisturi biotitice, amfibolite șistoase, calcare cristaline) cari au toate caracterele grupei de șisturi cristaline formate în zona medie și cari se deosibesc dela prima vedere de rocele pe cari le-am întâlnit constant în imediata apropiere a rocelor masive cari apar în masivele de intrusiune (micașisturi cu granați, micașisturi cu biotit, cloritoșisturi cu biotit). Am considerat provizoriu grupa de pe pârâul Noroiului ca reprezentând adevărați produși de metamorfism în zona medie. Aflorimentul atingând numai pe o mică întindere cuprinsul regiunei studiate și desvoltându-se mai ales spre N. în afara acestei regiuni, nu l-am putut urmări spre a stabili cu toată preciziunea relațiunile sale, fie cu grupul superior, fie eventual cu o zonă inferioară sau cu un masiv de intrusiune.

Cu aceste observațiuni, clasificarea pe care am făcut-o în șisturile cristaline din regiunea Tulgheș este următoarea:

Șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional.

In zona superioară:
(Epizonă)
Calcarele cristaline
Cuarțitele negre
Filitele negre
Cloritoșisturile cu calcit
» cu epidot
» cu cuarț
Rocele porfirogene

In zona medie:
(Mesozonă)
Amfibolitele șistoase
Șisturile biotitice
Calcarele cristaline
? Mesocuarțite

Masive de intrusiune cu aureola lor de contact și cu apofizele lor.

Aureola de contact:
Migmatitele
Micașisturile cu granați
Cloritoșisturile cu biotit
Amfibolite

Masivele de intrusiune:
Rocele granodioritice și
Gnaisurile cu biotit

Apofize:
Gnaisurile oculare roșii
Gnaisurile albe.

Institutul Geologic al României

DESCRIEREA PRINCIPALELOR TIPURI DE ROCE CARI APAR IN COMPLEXUL ȘISTURILOR CRISTALINE, RELAȚIILE DINTRE ELE ȘI RĂSPÂNDIREA LOR

CAP. II

ȘISTURI CRISTALINE FORMATE SUB ACȚIUNEA METAMORFISMULUI REGIONAL

In șisturile cristaline propriu zise, adică în șisturile cristaline pe cari le atribui fenomenului de metamorfism regional, am separat două grupe:

A) Șisturi cristaline formate în zona superioară (Epizonă);

B) Șisturi cristaline formate în zona medie (Mezozonă).

La repartizarea tipurilor de roce întâlnite în regiunea Tulgheș între aceste două grupe, m'am condus în general de indicațiile date de GRUBENMANN.

Inainte de a încercà o caracterizare generală a fiecăruia din aceste două grupe, socotesc necesar să dau o descriere a elementelor cari le constituesc. Această descriere este departe de a epuizà toate problemele subtile pe cari petrografia șisturilor cristaline le ridică astăzi. Ea e făcută numai cu scopul de a caracterizà suficient rocele la cari mă raportez și de a permite asfel o recunoaștere a lor în cercetările ulterioare. Termenii de cuarțit, filit, micașist și gneis, foarte des întrebuințate în descrierile anterioare privitoare la părțile învecinate cu regiunea de care mă ocup, sunt atât de largi încât de cele mai multe ori este imposibil de recunoscut, în descriere, roca la care se referă cercetătorul.

A) ȘISTURI CRISTALINE FORMATE IN ZONA SUPERIOARĂ (EPIZONĂ)

Tipurile de roce pe cari le-am deosebit în grupul superior și pe cari le voi descrie aici sunt următoarele:

1. Calcare cristaline;
2. Cuarțite negre;
3. Filite negre;
4. Cloritoșisturi cu calcit;
5. Cloritoșisturi cu epidot;
6. Cloritoșisturi cu cuarț;
7. Roce porfirogene.

Institutul Geologic al României

1. Calcarele cristaline.
Tip: Borsec.

Calcarele cristaline sunt uneori constituite aproape exclusiv din CO_3 Ca, alte ori sunt dolomitice.

Calcarele cristaline (Tip calcar cristalin din Muntele Budacu [1]), sunt albe, zaharoide; crăpături rare, recimentate tot cu calcit, le străbat în toate sensurile.

Analiza chimică le arată a fi constituite aproape numai din CO_3 Ca:

CO_3 Ca	92,81
CO_3 Mg.	1,10
Rezidiu:	
(Si O_2, Al, Fe).	6,10
	100,01

Calcarele cristaline dolomitice (Tip unele calcare din jurul Borsecului) studiate de mine sunt breciforme, fiind constituite din blocuri poliedrice neregulate de calcare vinete și albe, înglobate într'o massă calcaroasă albă-gălbuie.

Blocurile vinete, mai mult sau mai puțin translucide, sunt constituite din grăunțe cu diametrul mijlociu variind între 0,1—0,2 mm., alăturate unele de altele fără să fie angrenate prin margini dințate ca în marmora «ordinario Carrara». Intre grăunțe se văd foarte rare paiete de mică albă.

Blocurile albe sunt mate și uneori relativ friabile. Sunt de sigur același calcar ca al blocurilor vinete, cari din cauza presiunei a ajuns aproape de sfărâmare. Presupunerea aceasta este întărită de faptul că din punct de vedere chimic aceste două feluri de blocuri nu se deosebesc mai deloc între ele [2]), astfel:

	Blocuri vinete	Blocuri albe	Masa albă-gălbuie
CO_3 Ca.	56,94	59,06	40,83
CO_3 Mg.	38,42	38,00	7,63
Rezidiu	4,74	2,76	51,44
	100,10	99,82	99,90

[1]) In regiunea studiată de mine calcarele cristaline apar numai ca lentile mici sau ca masive de mică importanță. Deaceea am preferat să analizez calcare din masive mai importante, chiar dacă ele sunt în afară de regiunea studiată de mine și am ales calcarul din Muntele Budacul și calcarul dela Borsec. Eșantionul studiat, din Muntele Budacul, provine din colecția d-lui Inginer R. PASCU.

[2]) Analiza tuturor calcarelor cristaline a fost făcută la Institutul Geologic de către d-ra chimistă SAȘA POPESCU, și profit de această ocazie spre a-i mulțumi.

Institutul Geologic al României

Masa albă-gălbuie reprezintă părți sfărâmate, constituite în bună parte din calcit în plaje neregulate între cari se observă lamele de mică albă în cantitate remarcabilă. Aceste lamele ajung până la 1 mm. lungime și sunt orientate după anumite direcții, fapt care dă părților sfărâmate un aspect fibros. In aceste părți sfărâmate se mai văd plaje de cuarț cu factură fibroasă (calcedonie). Rezidiul important pe care-l arată analiza chimică a acestor părți din calcar, reprezintă în cea mai mare parte sericitul și cuarțul. Este de observat că înbogățirea în mică albă se face cu pierdere de CO_3Mg, fapt care rezultă clar din analiză. Nu am putut controlà, printr'o analiză a micei, dacă, cel puțin în parte, acest magneziu nu a intrat în compoziția micei noi formate. Calcarul este dolomitic ceace îl deosibește de calcarul dela Budacu.

Calcarele cristaline dolomitice dela Borsec sunt în asociere evidentă cu cuarțitele negre, pe când cele de pe Budacu par a fi izolate în complexul șisturilor cristaline [1]). Din puținele analize chimice pe cari le avem este însă prematur a stabili un paralelizm între compoziția chimică și poziția stratigrafică a calcarelor în complexul șisturilor cristaline.

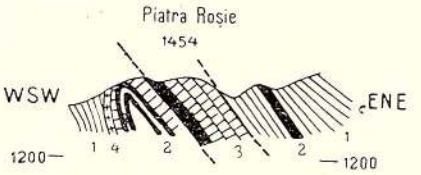


Fig. 1. Cuarțite negre și calcare cristaline. Piatra Roșie Românească. Scara 1: 25.000. 1. Cloritoșisturi, 2 Cuarțite negre, 3. Calcare cristaline, 4 Camptonit.

In regiunea pe care am studiat-o, calcarele cristaline, când nu sunt laminate, au o grosime de circa 50—60 m. Ele apar numai în mase de mică importanță, aproape constant asociate cu cuarțite negre și uneori cu filite cenușii sau cu filite cloritice cu calcit. Astfel:

In muntele Piatra Roșie (Fig. 1), la cota 1454, calcarele cristaline apar evident asociate cu cuarțitele negre. Deschiderea, deși cea mai bună în care găsim cuarțitele asociate cu calcare cristaline, nu lasă să se stabilească neîndoelnic poziția stratigrafică a calcarelor față de cuarțite.

Aceeași asociație strânsă între aceste două elemente ale șisturilor cristaline o mai găsim constant pe pârâul Pântecul (Prisecani), dela gură până la fundul lui, pe pârâul Zănogenilor unde calcarele cristaline apar brecifiate împreună cu cuarțitele negre, în Dealul Ghermanului și în fine în pârâul Ghermanului.

Alte ori calcarele sunt asociate cu filite negre sau cenușii, cărbunoase, roce cari însoțesc constant cuarțitele negre. Astfel de apariții cunosc pe pârâul Preluca (Barașău) și pe pârâul Țepeșeni.

---

[1]) Vezi harta R. PASCU. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni. An. Inst. geol al României Vol. XI, pag. 168—169. București, 1926.

Institutul Geologic al României

Asociația aceasta a fost remarcată atât de PAUL [1]) în Bucovina, cât și de HERBICH [2]) în Transilvania, căci amândoi alătură calcarele cristaline și cuarțitele negre în clasificațiile lor. S. ATHANASIU [3]) o regăsește la Glodu, PALFI [4]), I. ATANASIU și E. LOBONTIU [5]) la Borsec, REINHARD [6]) aproape în întregul arc al Cristalinului Carpaților orientali. Faptul acesta ne îndreptățește să presupunem că această asociație nu este tectonică și că aceste două elemente ale șisturilor cristaline constituiesc în Carpații Orientali două unități suprapuse stratigrafic.

Odată stabilită, această asociere rămâne de văzut care ar fi poziția lor respectivă. Din ivirile pe cari le cunosc în regiunea Tulgheșului nici una nu este concludentă în această privință. Admit însă că cuarțitele negre stau sub calcare, fiindcă în foarte multe cazuri sinclinalele de cuarțite negre strânse între roce mai vechi ale Cristalinului, sunt de cele mai multe ori lipsite de calcare, fapt care nu ar fi explicabil în cazul când calcarele ar sta sub cuarțitele negre. Apoi cuarțitele negre sunt constant asociate cu filite negre cari trec treptat spre cloritoșisturi.

Trebuie să menționez în fine faptul că uneori calcarele apar asociate cu cloritoșisturi cu calcit (Păr. Trocilor la Prisecani, vezi fig. 7), cari pot reprezentă și ele un termen metamorfic al unui depozit calcaros, sau chiar cu cloritoșisturi cu cuarț. O astfel de ivire, foarte bine deschisă, cunosc dela NW de cota 744 din pârâul Țepeșenilor (Bicaz) (Fig. 2).Cele două bancuri de calcare cristaline de câte 20—30 m. grosime sunt separate printr'un pachet de 4—5 m. de cloritoșisturi cu cuarț, cari sunt despărțite

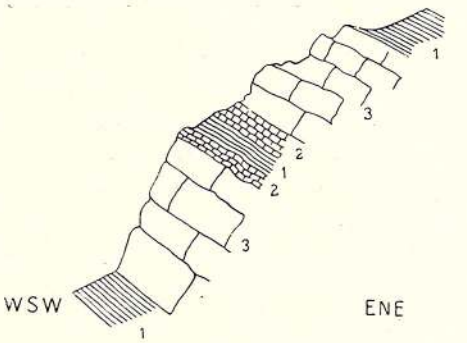


Fig. 2. Calcare cristaline intercalate (?) în cloritoșisturi cu cuarț. Țepeșeni. 1. Cloritoșisturi cu cuarț, 2. Șisturi calcaroase, 3. Calcare cristaline.

[1]) Grundzüge der Geologie der Bukovina.Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXVI, pag. 278, Wien, 1876.

[2]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, 1878 pag. 67. Budapest, 1878.

[3]) Geologische Studien in den nordmoldavischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XLIX, pag. 429 și urm. Wien, 1899.

[4]) Über die geologischen u. hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdö... Földt. Közl. XXXV, pag. 33 și urm. Budapest, 1905.

[5]) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunei Borsec și Bilbor. Dări de seamă, vol. IX, pag. 46. București, 1926.

[6]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. geol. al României. Vol. X I, pag. 412. București, 1927.

Institutul Geologic al României

de masele calcaroase importante prin bancuri de câte 2—3 m. de calcare șistoase. Cu toate că nici un indiciu de frământare nu se vede pe nici una din fețele de contact între cloritoșisturi și calcare și că din poziția lor (vezi harta) s'ar părea că reprezintă un alt orizont decât acel al calcarelor asociate cu cuarțitele negre, totuș, până când observații mai numeroase ne vor arătà repetarea unei astfel de așezări a calcarelor, nu pot afirmà cu toată siguranța că, în afară de calcarele asociate cu cuarțitele negre mai există în grupul superior al șisturilor cristaline și alte calcare intercalate în cloritoșisturi. Rămân deci la concluziunea că în complexul grupului superior al șisturilor cristaline partea cea mai superioară, stratigrafic, o reprezintă calcarele cristaline și sub ele stau cuarțitele negre. Este încă de stabilit dacă într'adevăr un alt orizont de calcare nu se află intercalat și încloritoșisturile cu cuarț.

2. Cuarțitele negre.

Tip: muntele Buckhavas (Borsec). Pl. I Fig. 1.

Cuarțitele negre sunt roce stratificate, dure, cu spărtură așchioasă, care în secțiuni perpendiculare pe stratificație se văd a fi constituite din strate albe, până la 5—6 mm. grosime, cari uneori se efilează lenticular, alternând cu strate subțiri de culoare neagră, în care cuarțul este impregnat cu grafit. Suprafețele de stratificație sunt constant acoperite cu același pulbere de grafit și tăiate de crăpături foarte fine recimentate cu cuarț.

De obiceiu roca este puternic cutată și intim frământată, încât ondulațiile cele mai mici abià au amplitudini de câțiva mm. și apar chiar în secțiunile subțiri, ca și la filitele negre.

Sub microscop grăunțele de cuarț, cari constituiesc aproape în întregime roca, apar uneori alăturate, cu contur mai mult sau mai puțin întreg, formând o structură ca de mozaic (Pflasterstruktur), alteori angrenate formând o structură dințată (Verzahntestructur) Această ultimă formă de structură este câte o dată foarte bine marcată, alte ori mai puțin evidentă.

Stratele albe ale rocei sunt constituite din grăunțe de cuarț în mediu de 0,1—0,2 mm. diametru, între cari sunt foarte rare grăunțe de substanța neagră, pe când stratele negre, foarte bogate în această substanță, care apare ca pigment granular, au grăunțele de cuarț de obiceiu mai mici (0,05—0,07 mm. diametru).

Compoziția chimică și stratificația evidentă, arată că aceste roce reprezintă un sediment metamorfozat.

Cunoscute și studiate încă din prima jumătate a secolului al XIX-lea în Bucovina, unde conțin minereuri de mangan, cuarțitele negre figurează în seria șisturilor cristaline descrise de PAUL [1]) în această regiune sub denu-

[1]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XXVI Pag. 278. Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

mirea de «Schwarze Kieselschiefer». HERBICH [1]) le descrie sub denumirea de «Kieselschiefer und graphitische Schiefer», observând că ele însoțesc constant calcarele cristaline și par a sta deasupra lor. In Moldova le găsim menționate pentru prima oară de PONI [2]) ca purtătoare de minereuri de mangan, sub numele de «Șist silicios de culoare neagră». S. ATHANASIU [3]) observă mai târziu că ele sunt asociate uneori cu o serie de depozite foarte puțin metamorfozate (șisturi grafitice, șisturi argilo-calcaroase etc.). In ultimul timp au fost studiate mai de aproape, în special cu privire la minereurile de mangan pe cari le conțin, de QUIRING [4]) și MOGILNICKI [5]) în Bucovina și de PASCU [6]) la Broșteni în Moldova.

Cuarțitele negre sunt frecvente în regiunea de care mă ocup. De cele mai multe ori se întâlnesc însă numai ca blocuri provenind de sigur din bande subțiri sau din lentile de mică importnță prinse în cutele cloritoșisturilor cu cuarț sau ale filitelor negre. Ivirile în loc au fost aproape constant întâlnite numai pe crestele plaiurilor, având în general înclinări mici, sub 30°.

Ținând seamă atât de ivirile în loc cât și de aparițiile de blocuri, cuarțitele negre par că formează în cuprinsul șisturilor cristaline aliniamente dirijate în general N 30—40° W, aliniamente pe cari trebuie să le considerăm ca resturi de sinclinale, dacă avem în vedere că aparițiile cele mai importante se găsesc pe înălțimi și dacă admitem că în complexul șisturilor cristaline cuarțitele negre reprezintă unul din termenii cei mai noi.

Enumerate dela E la W aceste sinclinale ar fi următoarele:

Sinclinalul Măgurei Prisecanilor reprezentat prin ivirile în loc din Pic. Măgurei și Pic. Bradului. Pe acest picior cuarțitele negre puternic frământate au o grosime aparentă (sigur mărită din cauza cutelor) de peste 100 m. și înclină slab spre NW, fiind prinse între cloritoșisturi cu cuarț și gnaisuri.

Sinclinalul Grințieșul Mare reprezentat prin ivirea în loc de pe acest munte, ivire în care cuarțitele, cu o grosime de circa 100 m., înclină slab spre E, fiind prinse între cloritoșisturi cu cuarț. De acelaș sinclinal țin poate blocurile cari se întâlnesc în pâr. Primătarului la 6—700 m. la deal de contactul cu Flișul.

---

[1]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt Bd. V. Pag. 67. Budapest, 1878.

[2]) Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom. Seria II Tom. V. Secț. 11. Pag. 6. București, 1882.

[3]) Geol. Beobachtungen i. d. nordmoldavischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899. Pag. 139.

[4]) Die Manganerzvorkommen in den kristallinischen Schiefer der bukovinischen Waldkarpathen. Archiv für Lagerstätten Forsch. Heft 30. Berlin.

[5]) Manganerzlagerstätten der südlichen Bukovina. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., Wien, 1917.

[6]) Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni. An. Inst. geol. al României. Vol. XI pag. 161 și urm. București, 1926.

Institutul Geologic al României

Sinclinalul Pietrei Roșii reprezentat prin iviri în loc sau prin blocuri cari se întâlnesc aproape continuu din Bâtca Stegei, situată în extremitatea de N a regiunei și până în valea Bicazului. In Bâtca Stegei cuarțitele negre, au o grosime de peste 200 m., și formează massa cea mai importantă pe care o cunosc în coprinsul teritoriului cercetat de mine. Ele apar și aici intercalate între cloritoșisturi cu cuarțit și înclină cu 25—30° spre NE. Spre Sud le-am mai întâlnit cu aceeaș înclinare, însă cu grosimea redusă sub 100 m., în Bâtca Strugarului. Dela pâr. Preluca spre S ele apar, constant asociate cu calcare cristaline, în Piatra Roșie și în pâr. Prisecani, apoi brecifiate împreună cu calcare în pâr. Zănogenilor și în fine, tot în asociație cu calcare cristaline, în pâraiele Țepeșeni și Gherman, afluenți ai Bicazului. In toate aceste iviri grosimea cuarțitelor negre pare că nu trece de 50 m.

Sinclinalul Obcinei Mari este reprezentat în partea sa nordică de o bandă de câteva zeci de m. lățime de cuarțite negre, cari se poate urmări continuu din Piciorul Runculețul peste Valea Sacă până în vârful Sitarului. Mai spre

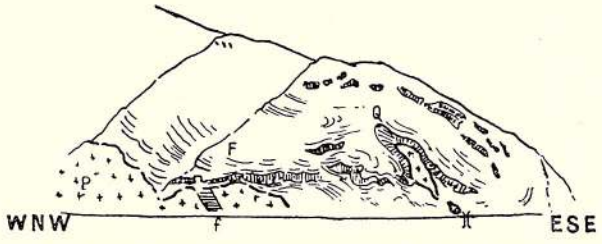


Fig. 3. Cuarțitele negre de sub Arșița lui Iuteș. Scara 1 : 10.000. P. Porfire, f. Filon mineralizat, F. Cloritoșisturi cu cuarț, Q. Cuarțite negre.

Sud acelaș sinclinal îl mai întâlnim la Sângeroasa, apoi în Obcina Mare, prins între cloritoșisturi cu cuarț cari cad cu 60° spre NE și în fine, reprezentat prin blocuri sau iviri de mică importanță, pe plaiurile dela N și S de pâr. Balașului și pe pic. Baratul Mare.

Sinclinalul Țibleșului, desvoltat numai în bazinul pârâului cu acelaș nume, ar coprinde cuarțitele negre din șeaua Țibleșurilor prinse aici între cloritoșisturi cu cuarț, precum și blocurile de pe Obcina Pietrei Arse. Tot aici menționez și aparițiile dela N și S de masivul porfiric al Pietrei Arse, pe muntele Slana și în pârâul Făgețelului.

In fine ultima zonă sinclinală cuprinde ivirea în loc dela Arșița lui Iuteș și blocurile întâlnite pe piciorul Corhanului, pârâul Azod, pârâul Grigoarei, Fața de Jos și pârâul Șumuleu. Cuarțitele dela Arșița lui Iuteș sunt bine deschise chiar în valea Bistricioarei, pe malul stâng, la podul din capătul acestui picior. Frământate împreună cu cloritoșisturi cu cuarț, ele vin în contact cu un masiv de porfir (Fig. 3).

Institutul Geologic al României

3. Filitele negre.

Tip: Pâr. Corbului sub cota 951, la SE. de Dealul Corbului (1173). Pl. I Fig. 2.

Filitele negre sunt roce perfect șistoase, de culoare neagră sau cenușie închisă. Pe suprafață proaspătă au luciu argintiu și sunt acoperite cu pulbere de grafit care se ia pe mână. Pe suprafețele alterate sunt adeseori pătate cu rugină. Pe planul de stratificație se pot distinge fluturași foarte fini de mică albă, iar pe rupturile transversale, strate albe subțiri, sub 1 mm. grosime, constituite din cuarț alternând cu strate tot atât de subțiri de culoare neagră.

In general filitele negre sunt extrem de mărunt plissate și adeseori direcția acestor cute mărunte nu coincide cu planul general după care roca stă astăzi în zăcământ, fapt care ar puteà arătà că roca a fost prinsă în două cutări cu direcții diferite.

La microscop se vede o tecstură șistoasă, plisată încrucișat, perfect asemănătoare cu figura dată de ROSENBESCH [1]) pentru structura h o m e o l e p i d o b l a s t i c ă.

Strătulețele albe sunt constituite din cuarț în granule al căror diametru nu trece în general de 0,02 mm., cu extincții slab onduloase, între cari se văd rare paiete de sericit și de clorit, precum și o pulbere fină neagră.

Stratele negre au aceiaș constituție, cu deosebire că în ele pulberea neagră este mult mai abundentă.

Sericitul formează aliniamente cari marchează foarte probabil linii (în secțiune și suprafețe în rocă) de fricțiune.

După aceste caractere filitele negre apar ca produsul de metamorfism în zona superioară a unui depozit pelitic și prezintă, în ceeace privește constituția lor, asemănări remarcabile cu cuarțitele negre.

Roce asemănătoare cu filitele negre descrise aici au fost observate de HAUER [2]) la St. Domocos pe valea Oltului, asociate cu calcare cristaline. Cercetătorul menționat le clasifică în grupa filitelor și a filitelor micacee (T h o n u. T h o n g l i m m e r s c h i e f e r). PAUL [3]) menționează, după COTTA, șisturi negre bogate în substanță cărbunoasă la Kârlibaba și le cuprinde în grupa superioară (O b e r e A b t e i l u n g) a șisturilor cristaline. HERBICH [4]) descrie șisturi cenușii cu substanță cărbunoasă provenind dela Sarheghi, unde sunt asociate cu calcare cristaline. SAVA ATHANASIU [5]) menționează șisturi grafitice în valea Bistriței, între Cruce și Cojoci și apoi încă pe pârâul Sărișorul, unde sunt în asociație cu cuarțite negre și șisturi calcaroase, formând o grupă pe care d-sa o atribuie Paleozoicului, după asemănarea pe

[1]) Elemente.

[2]) L. c. (Ediția 1885), pag. 206.

[3]) L. c., pag. 279.

[4]) L. c., pag. 67.

[5]) Geol. Beobachtungen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1899, pag. 135 și 139.

Institutul Geologic al României

care o prezintă cu stratele de Schela [1]). In fine I. ATANASIU și E. LABONTIU [2]) menționează filitele negre la Borsec, asociate cu cuarțite negre și calcare cristaline.

Este foarte probabil că rocele semnalate de autorii sus menționați sunt în cea mai mare parte roce întru totul asemănătoare cu filitele negre descrise aici. Observ însă că tot în asociere cu calcarele cristaline apar uneori șisturi grafitice, mai mult sau mai puțin calcaroase, intercalate între calcare negricioase, șistoase. Astfel de șisturi, cari uneori sunt foarte asemănătoare cu ceeace am descris ca filite negre, cunosc de pe pârâul Nadaș (Borsec) și depozite asemănătoare sunt incontestabil șisturile calcaroase menționate de S. ATHANASIU la Sărișoru și poate șisturile calcaroase descrise de PAUL [3]) la Ciocănești. Aceste roce pe cari nu le descriu, deoarece nu le-am întâlnit în regiunea pe care am studiat-o, reprezintă un tip deosebit de filitele negre de pe pârâul Corbului.

Filitele negre — foarte frecvente în șisturile cristaline formate în epizonă — apar constant asociate cu cuarțitele negre. Deoarece deobicei cuar-

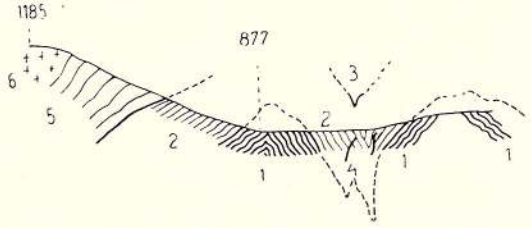


Fig. 4. Profil pe păr. Grigoarei (Noghirez). Scara 1: 25.000. 1. Cloritoșisturi cu cuarț, 2. Filite negre, 3. Cuarțite negre, 4. Filoane bazice, 5. Micașisturi, 6. Granodiorite.

țitele negre sunt păstrate numai pe crestele mai înalte, iar filitele negre coboară aproape întotdeauna și în văi, ca funduri de sinclinale prinse în cloritoșisturile cu cuarț, consider filitele negre ca un termen stratigrafic mai vechi de cât cuarțitele negre. Raporturile între filitele negre și cloritoșisturile cu cuarț sunt mai puțin clare. Ele se văd adeseori cutate împreună (Fig. 4) și se pare că sunt legate printr'o trecere continuă: în cloritoșisturile cu cuarț apare grafit în cantitate din ce în ce mai mare, iar în filitele negre cloritul devine din ce în ce mai abundent. Totuș un profil bine deschis în care să se vadă clar această trecere nu pot menționà astfel că ea rămâne încă o presupunere.

[1]) L. MRAZEC. Über die Antracitformation der Südkarpathen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Dec. 1895.

[2]) L. c., pag. 44.

[3]) L. c., pag. 276.

Institutul Geologic al României

Pe harta care însoțește lucrarea, filitele negre nu au fost separate, fiindcă adeseaori nu sunt destul de bine caracterizate față de cloritoșisturile cu cuarț bogate în substanța cărbunoasă, și în aceste cazuri separația ar fi fost arbitrară.

Filitele negre, roce relativ moi în complexul șisturilor cristaline, formează întotdeauna pornituri sau regiuni complet acoperite cu vegetație. Deschiderile în cari ele se apără clar și pe întinderi mai mari sunt relativ rare.

Fiind constant asociate cu cuarțitele negre, răspândirea lor pe teren este indicată în linii generale de zonele în cari apar aceste roce. Astfel în afară de Valea Corbului, de unde provine roca luată ca tip, se mai întâlnesc filite negre în următoarele puncte:

La fundul Văei Seci, în zona cuarțitelor negre Albia-Bâtca Strugarului, înclinând cu 60° spre E, ca și cuarțitele negre și cloritoșisturile cu cuarț din această regiune.

Pe pârâul Făgețelul (afluent al Văei Seci, imediat la vale de gura pârâului Runculețul, cota 931) în asociere cu cuarțitele negre din Piciorul cel Mare.

La gura pârâului Paltinului, foarte frământate dar căzând în general spre E, foarte probabil făcând parte din zona în care se află și cuarțitele negre de la șeaua Tibleșurilor și din Piatra Arsă.

In bazinul pârâului Barășău pe pâraele Scăiușului și Comarnicului, sensibil în aceeaș zonă cu acelea de pe pârâul Făgețelul și cu cuarțitele negre din Piciorul cel Mare.

Tot în pârâul Barașău, pe viroaga cu două ramuri din fața pârâului Alunului, se văd filitele cenușii stând deasupra grupei albe. Aceste filite se găsesc mai bine desvoltate, peste Piciorul Pietrei Șoimului, în pârâul Argintăriei.

La gura pârâului Barașău apare o altă bandă de filite negre, iarăș asociate cu grupa albă. Ele trec Bistricioara atingând versantul drept al acestei văi la circa 1 km. la vale de gura pârâului Corbu și se continuă în zona cu cuarțite negre din pârâul Nyr (afluent al Văei Corbului).

Pe pârâul Azodul Mare se întâlnesc filite negre aproximativ cu 1 km. mai la deal de cota 779. De aici ele se continuă, pe sub Benești Mic în pârâul Grigoarei, unde apar asociate cu cuarțite negre. La gura acestui pârâu le regăsim în flancul drept al Văei Noghirez, apoi peste Kecskerez în pârâul Citiriga (afluent al Putnei) și în partea inferioară a pârâului Șumuleu la cota 823.

O bandă mai estică, paralelă cu aceasta, ar forma-o filitele negre cari se întâlnesc în pârâul Tisa (la răsărit de Bâtca Sănunilor) și la fundul pârâului Giangalău. De aici, asociate cu cuarțite negre, se pot urmări pe versantul stâng al acestui pârâu până în Valea Noghirez.

In fine o a treia bandă ar forma-o în aceeaș regiune filitele negre de pe malul drept al Bistricioarei, 500 m. la vale de gura pârâului Bor, cari pe la cota 1067 trec în bazinul pârâului Cibi, unde sunt frământate puternic îm-

Institutul Geologic al României

preună cu grupa albă și reprezintă foarte probabil aceeaș zonă care mai spre Sud e marcată de cuarțitele negre dela gura pârâului Balajul.

La marginea de E a șisturilor cristaline, filitele negre se întâlnesc pe pârâul Prisecani, ceva mai sus de gura pârâului Borvizului, apoi constant asociate cu cuarțitele negre, pe pârâul Pintecul, pe pârâul Fundoaia (afluent al Văei Jidanului) și pe pâraele Țepeșeni și Gherman, afluenți ai Bicazului.

Din această enumerare a ivirilor celor mai importante, se poate vedeà că în afară de cuarțitele negre, sunt destul de des asociate cu filitele negre și unele roce porfirogene pe cari le voiu descrie mai departe sub numele de G r u p a a l b ă.

4. Cloritoșisturile cu calcit.

Tip: Pârâul Daprei (sub Piatra Pârlogului, Prisecani). Pl. I Fig. 3.

Macroscopic roca apare bine stratificată, constituită din alternanțe de strate cu grosime de 2—3 mm., de coloare verde ca iarba, cloritice și de strate cam de aceeaș grosime, albe-gălbui sau albe-roz de calcit.

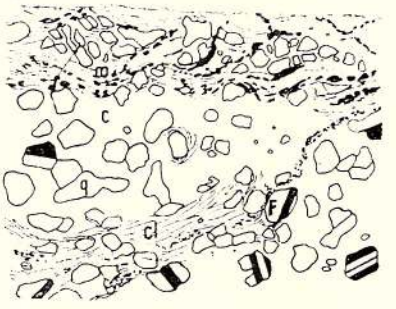


Fig. 5. Cloritoșist cu calcit. Pâr. Daprei × 15 ori, q. cuarț, c. calcit, F. feldspat, cl. clorit, m. minereu.

Sub microscop se văd, atât în stratele de calcit, cât și în acelea de clorit, grăunțe uneori aproape perfect rotunzite, de cuarț și de un feldspat calcosodic. Cuarțul are uneori extincții onduloase, alteori însă nu, sau numai foarte slab pronunțate.

In stratele de clorit (penin) sunt frecvente paiete de sericit și impregnații de minereuri (Fig. 5). Calcitul pătrunde și în aceste strate umplând toate golurile.

Roca este incontestabil de origină sedimentară, foarte probabil o gresie, în care primitiv a existat o stratificație alternativă a cimentului.

Cloritoșisturi cu calcit am întâlnit sub Piatra Mocilor (Prisecani, fundul pârâului Trocilor), la gura pârâului Daprei (afluent al pârâului Borvizului, Prisecani) și pe pârâul cu Glodu (afluent al Văei Jidanului, Bicaz).

In literatura pe care o cunosc asupra părței sudice a Carpaților orientali, nu am găsit menționate astfel de roce.

Pe pârâul Daprei cloritoșisturile cu calcit apar asociate cu cloritoșisturi cu cuarț. Pe pârâul cu Glodul deasemenea (Fig. 6), iar pe pârâul Trocilor [1]),

[1]) Curge dela cota 920 (Piatra Mocilor) spre Bistricioara.

Institutul Geologic al României

sub Piatra Mocilor, cu cloritoșisturi cu cuarț și calcare cristaline (Fig. 7).

Aceste trei iviri, singurele pe cari am avut șansa să le întâlnesc, nu lasă să se precizeze relațiile cloritoșisturilor cu calcit cu ceilalți termeni ai zonei superioare.

Pe harta care însoțește lucrarea, aceste roce nu sunt separate, ci sunt cuprinse în culoarea cloritoșisturilor cu cuarț.

5. Cloritoșisturile cu epidot.

Tip: muntele Gherman (Bicaz). Pl. I Fig. 4.

Cloritoșisturile cu epidot, pe cari le cunosc în regiunea studiată numai în Valea Bicazului (Piatra Ghermanului), sunt roce stratificate, de culoare verde închisă. Stratificația este marcată prin strate albe de calcit cari au de obiceiu numai câțiva mm. grosime. Pe suprafețele de spărtură au aspectul fibros, mătăsos, comun amfibolitelor.

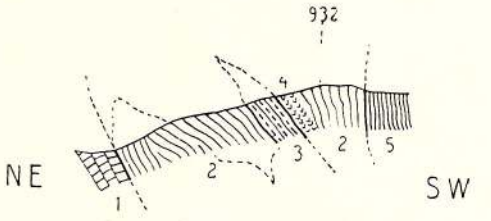


Fig. 6. Profil pe pâr. cu Glodu. Scara 1 : 25.000. 1. Fliș (Hauterivian), 2. Cloritoșisturi cu cuarț, 3. Gnaisuri, 4. Cloritoșisturi cu calcit, 5. Micașisturi cu biotit și cu granați.

Sub microscop roca se vede a fi constituită mai ales din clorit asociat cu un amfibol apropiat de actinot, formând prisme alungite în general după planul de stratificație și cuprinzând în masa lor grăunțe de albit și de epidot. Calcitul există în rocă nu numai ca strate subțiri ci și ca pastă care umple spațiile între celelalte minerale.

Angrenajul structural al acestor componenți amintește figura dată de GRUBENMANN pentru structura poikiloblastică. Dimensiunile mineralelor nu trec în general de 0,2—0,3 mm.; numai unele cristale de epidot ajung până la 1 mm.

Cloritul, cu policroism puternic (*ng* verde ca iarba, *np* galben-oliv deschis) și cu culoare de birefringență foarte scăzută, păstrează tonuri în brun și nu în violet, cum este de multe ori cazul la penin.

Amfibolul, o hornblendă apropiată de actinot, formează cristale alungite cu spărturi transversale, uneori frânte. De cele mai multe ori e alăturat și paralel cu lamele de penin; fiind însă foarte bine individualizat, nu se poate afirmă că există o transformare a unuia din aceste două minerale în cellalt.

Epidotul, formează plaje neregulate, cu diametru de 0,5—1 mm. răspândite în masa rocei, sau grăunțe foarte fine (0,02—0,03 mm.) incluse în penin și în albit.

Institutul Geologic al României

Albitul, apare în grăunțe bine individualizate, cu diametrul de circa 0,1 mm., cu extincțiuni aproape perfecte și cu incluziuni de epidot. Este răspândit neregulat în rocă.

Calcitul, înconjură și mulează toate celelalte elemente, astfel că ar

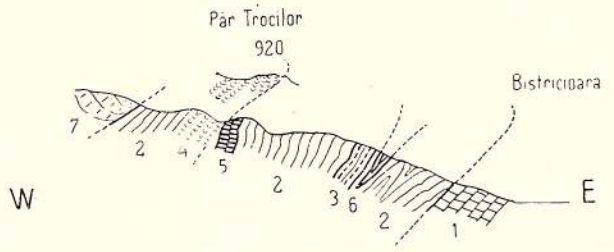


Fig. 7. Profil la fundul pâr. Trocilor. Scara 1 : 20.000, 1. Fliș (Hauterivian), 2. Cloritoșisturi cu cuarț, 3. Gnais, 4. Cloritoșisturi cu calcit, 5. Calcare cristaline, 6. Filite negre, 7. Dolomite (Trias).

apăreà ca elementul ultim format. La contactul între plajele de calcit și penin se observă adeseori o oarecare acumulare de minereuri. (Fig. 8).

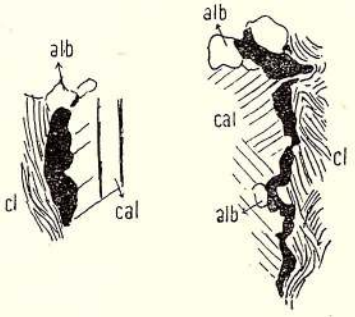


Fig. 8. Cloritoșisturi cu epidot. Muntele Gherman. Acumulări de minerale opace între calcit și clorit. alb. albit, cl. clorit, cal. calcit; × 45 ori.

După clasificarea lui GRUBENMANN roca trebuie numită cloritoșist cu epidot (Epidotchloritschiefer) și e cuprinsă în familia șisturilor cloritice cu epidot, ordinul Epiamfibolitelor etc., zona superioară, grupa Eclogite și Amfibolite. Această clasare concordă, cel puțin în ceeace privește zona de formare a rocei, cu faptul că am găsit cloritoșisturile cu epidot intercalate între cloritoșisturi cu cuarț, roce formate și ele incontestabil în zona superioară (Epizonă). In ceeace privește grupa în care ea e cuprinsă (Eclogite și Amfibolite), întrucât caracterele grupelor, în clasificarea lui GRUBENMANN, sunt date de compoziția chimică, nu pot aduce nici o precizare, deoarece nu am analiza chimică a rocei.

Un caracter interesant al acestei roci este prezența amfibolului; într'adevăr, dintre toate rocele pe cari le repartizez grupei superioare, în regiunea studiată de mine, numai cloritoșisturile cu epidot conțin amfibol. Faptul acesta s'ar puteà explică fie admițând o constituție primitivă particulară a rocei, fie admițând că roca a suferit metamorfismul în partea mai profundă a zonei superioare, parte mai apropiată de zona medie, unde formarea amfibolilor ca produși ai metamorfismului este fapt frecvent.

Institutul Geologic al României

Stratificația [1]) și conținutul mare în carbonat de calciu arată că aceste cloritoșisturi cu epidot reprezintă o rocă de origine sedimentară, metamorfozată. Lipsa, menționată deja, a unei analize chimice, nu permite să se precizeze natura primitivă a acestei roce sedimentare.

Pe harta geologică nu am separat această rocă, ci am coprins-o în culoarea cloritoșisturilor cu cuarț, între cari apare intercalată, pentrucă nu reprezintă un termen care să ia o parte mai însemnată la constituția șisturilor cristaline. Deși va mai fi existând poate în regiunea pe care am studiat-o și în alte puncte decât acela unde a fost găsită de mine, se poate afirmà că în regiunea Tulgheșului, cloritoșisturile cu epidot sunt în general foarte rare. F. TRAUTH [2]) descrie roce de aceiaș natură din Bucovina, asociate cu «micașisturi și gneisuri oculare» și le consideră ca provenind din diabase. Pentru roca descrisă de mine această origină nu pare posibilă; cel mult s'ar puteà admite că ea provine dintr'un tuf vulcanic sedimentat împreună cu alte depozite clastice, bogate în carbonat de calciu.

6. Cloritoșisturile cu cuarț.

Tip: Valea Bistricioarei, la deal de gura pâr. Lămurit (Corbu de Sus). Pl. I Fig. 5.

Cloritoșisturile cu cuarț sunt roce de culoare verde-argintie, de cele mai multe ori mai mult sau mai puțin pătate de rugină.

In clorit, care formează masa principală a rocei, cuarțul apare uneori ca strate de câțiva mm. grosime, alternând regulat cu strate de clorit. De cele mai multe ori însă cuarțul formează lentile cari ajung până la 10 cm. lungime și 2—3 cm. grosime. Aceste lentile sunt constituite din grăunțe cu extincție onduloasă, cu marginele dințate, angrenate între ele și cu incluziuni dispuse în șiruri cari trec peste limitele grăunțelor. (Fig. 9). Unele cavități mici cari există între grăunțe conțin pulbere brună de oxid de mangan. Pentru cloritoșisturile la cari cuarțul apare în strate, se poate presupune o stratificație primitivă, alternantă de strate bogate și sărace în cuarț, care pe urma metamorfismului s'a păstrat. In cloritoșisturile cu cuarț lenticular este însă probabil

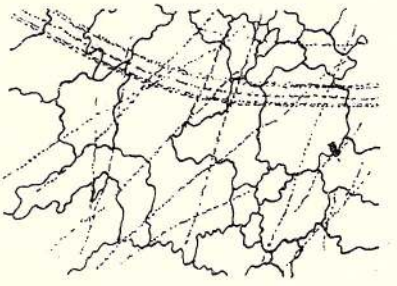


Fig. 9. Cloritoșisturi cu cuarț. Parte dintr'o lentilă de cuarț cu șiruri de incluziuni cari trec peste contururile cristaline; × 30 ori.

[1]) Pe planșă (Pl. I, fig. 4) nu se vede stratificația.

[2]) L. c., pag. 95.

Institutul Geologic al României

că lentilele reprezintă acumulări de cuarț eliminat din restul rocei prin procesul metamorfic.

Cloritul este constituit dintr'un agregat fin de lamele slab colorat în verde și a căror birefringență nu se ridică peste 0,012. In acest agregat ca și în lentilele de cuarț nu sunt rare paietele de sericit.

In bazinul Bistricioarei șisturile cloritice cu cuarț formează masa principală a șisturilor cristaline. In apropierea masivelor granodioritice sunt intruse uneori de gnaisuri, pe când în zonele cu cuarțite negre și cu calcare cristaline sunt mai sărace în cuarț și treptat se înbogățesc în grafit, trecând astfel spre filitele negre.

Este foarte probabil că ele reprezintă în mare parte roce sedimentare metamorfozate în zona superioară (Epizonă). Problematică este origina sedimentară numai pentru unele tipuri cari se apropie de gnaisuri. Studiul chimic al acestor tipuri, studiu care ar puteà aduce contribuții prețioase pentru lămurirea acestei probleme, rămâne de făcut.

Cloritoșisturile cu cuarț, în special acelea bogate în sericit, au fost aproape întotdeauna menționate în literatură sub denumirea de micașisturi. PAUL [1]) și HERBICH [2]) au numit cloritoșisturi rocele verzi, șistoase, cloritice, sărace în cuarț și sericit, în cari se află minereurile de fier și cupru dela Fundul Moldovei în Bucovina și dela Bălan în Transilvania.

Tot cloritoșisturi cu conținut în minereuri de fier și cupru descrie PONI [3]) dela Broșteni. El numește micașisturi ordinare rocele ce constituesc masa principală a masivului cristalin din aceà regiune, roce cari de fapt sunt ceeace numesc aici cloritoșisturi cu cuarț. In acelaș sens ca cercetătorii sus menționați întrebuințează și S. ATHANASIU [4]) denumirea de cloritoșist.

Astfel de cloritoșisturi am întâlnit adeseori în complexul șisturilor cristaline din bazinul Bistricioarei; nu le-am separat însă de cloritoșisturile cu cuarț, căci sunt legate de ele prin treceri continuie și am crezut că pot lărgì denumirea de cloritoșisturi (cu cuarț) și pentru rocile cloritice cari deși sunt uneori foarte bogate în cuarț și sericit, totuș păstrează încă destul de evident afinitatea cu cloritoșisturile de tipul acelor descrise de PAUL, HERBICH și PONI.

Denumirea de cloritoșisturi cu cuarț, aplicată rocelor menționate, are avantajul că separă aceste roce de micașisturile propriu zise, constituite din lamele mari de mică albă și aproape întotdeauna purtătoare de granați, roce cari, cel puțin genetic, aparțin unei alte unități decât cloritoșisturile cu cuarț.

Șisturile cloritice cu cuarț sunt aproape întotdeauna puternic frământate și adeseaori tăiate de falii și străbătute de filoane de cuarț. Ele apar în deschi-

[1]) L. c., pag. 277.
[2]) L. c., pag. 65.
[3]) L. c., pag. 7.
[4]) Verhandlungen, 1899, pag. 135.

Institutul Geologic al României

deri cu poziții cari variază chiar la depărtări de câteva zeci de metri. Această variație este datorită în primul rând faptului că de cele mai multe ori șisturile cloritice au cute mărunte, cu amplitudini de decimetri sau chiar de centimetri, al căror sens diferă deseori de acel al cutelor mai mari. Dacă voim să considerăm toate aceste cute ca efecte tectonice trebuie să presupunem că șisturile cloritice cu cuarț au fost prinse în cel puțin două perioade de cutare, cu direcții diferite între ele.

Cloritoșisturile cu cuarț constituesc, după cum am mai spus, cea mai mare parte din masa șisturilor cristaline din partea de Sud a Carpaților orientali. Această răspândire generală care dă caracterul cel mai pregnant Cristalinului din această regiune, mă dispensează de o enumerare a aflorimentelor. Menționez numai, ca punct ușor accesibil și unde cloritoșisturile cu cuarț au desvoltarea tipică, deschiderea dela Corbul de Sus, imediat la deal de gura pârâului Lămurit.

7. Roce porfirogene.

a) Grupa albă.

Rocele cari formează Grupa albă apar întotdeauna ca intercalații de grosimi variabile în cloritoșisturi bogate în cuarț, între cari contrastează prin culoarea lor deschisă și prin rezistența la erosiune. Această din urmă însușire se face văzută mai ales în văi, unde Grupa albă formează colțuri cari pătrund în coturile apelor, strâmtori cu repezișuri sau uneori adevărate chei. Când apare pe coamele munților, cu culoarea ei albă și cu relieful accentuat, văzută de departe, această grupă are aspectul calcarelor cristaline și ca și calcarele poartă câteodată în toponimie denumirea «Pietrile albe».

In constituția Grupei albe intră următoarele roce:

Hälleflinta, caracteristică pentru grup,

Roce porfirogene șistoase,

Gnaisuri psamitice.

Hälleflinta, Pl. I Fig. 6.

Descrierea care urmează se referă la secțiuni făcute în roce cari provin dela gura pârâului Șumuleu (Somlyo) și Baratul Mic (Kis Barat) afluenți ai Putnei.

Macroscopic, roca de culoare albă lăptoasă și cu aspect cornean, lasă să se distingă o șistozită foarte fină pusă în evidență prin dungulițe subțiri de culoare verzuie. In această masă șistoasă, criptocristalină, apar rare fenocristale de feldspat. Roca e dură și se sfărîmă în bucățele mai mult sau mai puțin prismatice.

Textura fin stratificată, lenticulară, amintește unele cuarțporfire fluidale. Structura poate fi numită cripto-cristalin porfirică întrucât fenocristalele de cuarț sunt încă evidente, cele de feldspat foarte bine păstrate, iar pasta con-

Institutul Geologic al României

ține și părți aproape izotrope. Cataclasa care a sfărîmat cuarțul este mult mascată de recristalizări și formațiuni noui datorite metamorfismului.

F e n o c r i s t a l e d e c u a r ț întregi nu se văd. Ele sunt sfărîmate și transformate în lentile alungite după șistozitate. (Fig. 10). Extincțiile onduloase sunt relativ slabe față de deformarea mare pe care o constatăm la cristale. Faptul acesta ar arătà că, cel puțin în parte, cuarțul din aceste lentile este regenerat.

F e l d s p a ț i i, în grăunțe bine desvoltate cu diametru de 3—5 mm., sunt de cele mai multe ori orientate după direcția de șistozitate; se văd însă destul de des și cristale cu orientare oarecare. Uneori sunt rupți (primar) și recimentați cu cuarț și pastă microcristalină. (Fig. 11).

Cristalele lasă să se vadă, la o mărire puternică, o factură microclinică



Fig. 10. Lentilă de cuarț. Pâr. Baratul Mic; × 18 ori.

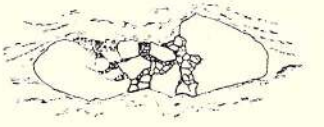


Fig. 11. Cristal de feldspat rupt și recimentat. Pâr. Șumuleu; × 10 ori.

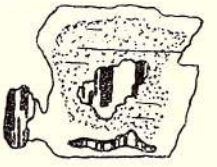


Fig. 12. Albit în mirocclin. Pâr. Șumuleu; × 26 ori.



Fig. 13. Maclajul albitului. Pârâul Șumuleu; × 200 ori.

mai mult sau mai puțin pronunțată. Intotdeauna au pe margini o zonă mai clară, pe când în interior prezența unui mineral pulverulent desenează o plajă tulbure. Sericitul e aproape complet absent în cristal. De cele mai multe ori acești feldspați conțin pete de albit cu forme și mărimi variate. Albitul poate fi maclat și maclajul este deobiceiu orientat aproape (nu exact) perpendicular pe direcția de structură a microclinului. (Fig. 12). El poate invadà câteodată aproape complect cristalul de microlin lăsând numai pe margine o zonă îngustă, care reprezintă întrucâtva zona limpede dela cristalele nealbitizate. Mărit puternic, maclajul albitului arată factura reprezentată în figura 13, factură care ar puteà provenì dintr'o deplasare a lamelor maclate, după planurile de clivaj.

La alte cristale structura caracteristică de microlin este bine evidentă; ele sunt deasemenea aproape complet substituite prin albit. Uneori se vede

Institutul Geologic al României

o zonă marginală limpede de microclin, iar în interior o zonă tulbure descompusă în fășii cari, ca aspect, amintesc întrucâtva serpentinizarea olivinei. (Fig. 14). La mărire puternică fășiile mai luminoase (între nicrolii încrucișați) se arată a fi constituite din albit, pe când cele mai cenușii din microclin tulburat de o pulbere și de sericit. (Fig. 15). Albitul poate prezentà și maclaj. Este probabil că un fenomen identic de descompunere, nu însă așà de pronunțat, dă naștere aspectului nebulos pe care unele cristale de feldspat îl au între nicolii încrucișați, fără să se poată însă vedeà vreo diferență

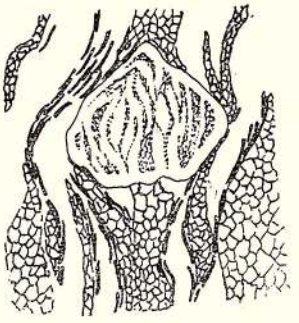


Fig. 14. Microclin cu albit. Baratul Mic; × 26 ori.

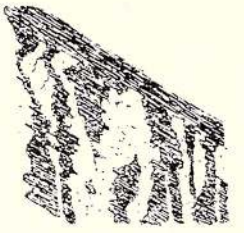


Fig. 15. Microclin cu albit. Porțiune din fig. 14 mărită de 200 ori.

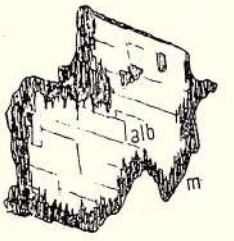


Fig. 16. Microclin (m) cu albit (alb). Baratul Mic; × 46 ori.

între indicii de refracție ai petelor. In fine la alte cristale de microclin, albitul, de cele mai multe ori nemaclat și cu incluziuni de sericit, constituie toată partea internă a feldspatului rămânând ca microclin numai zona marginală (Fig. 16). In aceste cazuri nu putem afirmà cu siguranță că este vorba numai de o substituire. Această asociere ar puteà fi și o concreștere primară.

Albitul formează uneori cristale întregi cu zona marginală mai puțin evidentă, uneori chiar absentă și include rare paiete de sericit. Nu este exclus ca astfel de cristale să reprezinte un albit primitiv.

Mica, rară în cristale mai mari, reprezintă deasemenea tot un fenoelement. Culoarea e verzuie (*ng* verde-albăstrui deschis, *np* aproape incolor), are birefringența aproximativ 0,032—0,035 și semnul optic negativ. Extincțiunile sunt onduloase și în secțiunile bazale se vede clar în lumină convergentă o oarecare biaxicitate. Uneori se întâlnește și ca incluziuni în feldspați.

Biotitul este absent în secțiunile studiate. Ca un produs de transformare a acestui mineral poate fi privit un clorit aproape incolor, cu birefringență mică (0,015) ce apare asociat cu minerale opace și epidot.

Pasta este constituită din benzi sau lentile foarte mult alungite, unele aproape numai din cuarț în cristale destul de mari, iar altele aproape numai din feldspat sau din substanță izotropă. In aceste din urmă se văd rari grăunțe mai mari de feldspat și de cuarț, mai mult sau mai puțin alungite în direcția

Institutul Geologic al României

șistozității, pe când cea mai mare parte a lentilei e constituită din cristale mult mai mici (sub 0,05 mm. sau indiscernabile). In interiorul cristalelor de feldspat și în jurul lor se văd, probabil ca produse de descompunere, rare paiete de sericit și în cantitate mai mare, penin. Peninul, dispus foarte ades în benzi, are constant pe margini sericit cu care uneori pare în directă continuare. Este incontestabil aici o transformare, dar nu avem nici un mijloc să vedem în care sens ea se face.

După caracterele date de ROSENBUSCH această rocă poate fi grupată între «Hälleflinte», roce pe cari autorul menționat le pune între gnaisuri, apropiindu-le de granulite. După clasificația lui GRUBENMANN [1]), atât cât putem utilizà această clasificație fără o analiză chimică, roca ar intrà în grupul I (Alkalifeldspatgneise), ordinul 3 (Sericit albitgneise) între gnaisurile epialcalifeldspatice.

Față de ceilalți termeni ai grupei albe, roca descrisă ca hälleflinta este caracterizată macroscopic prin aspectul său cornean și prin duritatea sa, iar microscopic prin prezența formelor de desamestec ai feldspaților sodico-potasici.

Fenocristalele de feldspat foarte bine desvoltate și resturile de pastă încă aproape amorfă, arată că suntem în fața unui porfir metamorfozat. Cantitatea mare de microclin, abundența cuarțului și raritatea elementului negru (chiar sub formă de produse de transformare) pledează pentru un cuarțporfir acid și destul de bogat în potasiu. Roca este însă suficient metamorfozată ca să poată fi considerată sigur ca șist cristalin.

Foarte apropiată de ceeace am descris ca hälleflinta este roca descrisă de TRAUTH [2]) ca «Porphyroidischer Serizitgneis» din pârâul Zavului (Zăvoiului) unde dealtfel există și roca descrisă de mine.

Hälleflinta este încă menționată în Carpații orientali de S. ATHANASIU [3]) și R. ZUBER [4]). Roca descrisă de acest ultim cercetător provine din pârâul Pârcălabu (afluent al Ceremușului în nordul Bucovinei) și se deosebește de aceia descrisă de mine prin culoare (fiind verzuie-cenușie), prin prezența biotitului și foarte probabil și prin compoziția chimică. Intr'adevăr analiza arată [5]), pentru roca din pârâul Pârcălabu 9,576 K_2O și 0,485 Na_2O, raport care nu poate există la hälleflintele din valea Bistricioarei, în care albitul este destul de abundent, fie ca formație primară, fie ca produs de descompunere.

---

[1]) L. c., pag. 156.

[2]) L. c., pag. 65.

[3]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 136—141.

[4]) Die kristallinischen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. Tscherm. min. u. petr. mitt. N. F. VII 1886, pag. 195.

[5]) SiO_2 76, 661. Al_2O_3 10, 852. Fe_2O_3 0,955. CaO 0,318, Na_2O 0,485, K_2O 9,576, H_2O 0,613. Total 99,46.

Institutul Geologic al României

Adeseori bancurile de hälleflinta cari apar în bazinul Bistricioarei sunt străbătute de filoane puternice de cuarț. Aceste filoane sunt bine evidente în aflorimentele de pe pârâul Barașău, aproape de gură, și din Valea Corbului.

Roce porfirogene șistoase.
Pl. II Fig. 1.

Sunt roce bine șistoase, bogate în sericit, în cari se văd, atât pe suprafețele de șistozitate cât și în secțiunile perpendiculare pe șistozitate, fenocristale albe lăptoase de feldspat.

Structura hollocristalin până la criptocristalin porfirică (relictă) cu suprapunere de cataclasă și de formațiuni texturale metamorfogene. Sensibil asemănătoare cu aceia a rocelor descrise sub titlul de hälleflinte, ea amintește mult figura dată de GRUBENMANN [1]) pentru un sericitalbitgnais.

Uneori se poate observà în secțiuni și o textură fin ondulată care amintește textura helicitică [2]). In cazul de față însă aceste încrețituri sunt în cea mai mare parte datorite cutărei. Observăm însă că, cel puțin uneori și parțial, este posibil ca ea să fie un produs al metamorfismului și în acest caz să reprezinte o intimă încrețire a rocei care nu stă în legătură cu cutări sau cu formațiuni în mase lichide sau viscoase. Această încrețire ar puteà fi pusă pe seama necesității mineralelor noi formate, cu volum mai mare, de a se acomodà la un spațiu insuficient. Acest proces apare logic mai ales în produsele de metamorfism cari nasc pe urma trecerii unei roci din zonele profunde (mezo și mai ales cata) în zona superioară. Intr'adevăr în zonele profunde metamorfismul formează minerale cari se acomodează unei presiuni hidrostatice puternice. Nestabile în epizonă, ele se descompun și mineralele noi formate în afară de zona de influență a presiunei hidrostatice, pot realizà forme cu volum mai mare. Această mărire de volum, care poate fi accentuată și prin oarecare aport de substanță nouă și din cauza stresului, este determinată mai ales în direcții paralele cu șistozitatea. In total rezultă o alungire a rocei, alungire care aduce după sine necesitatea încrețirei. Aceste observații mi-au fost sugerate de faptul că astfel de încrețiri intime am observat de nenumărate ori nu numai în grupa albă ci și în alte șisturi cristaline. Remarcabile sunt mai ales în unele cloritoșisturi cu cuarț și în filetele negre grafitice. De cele mai multe ori aceste încrețiri nu au nimic comun, ca formă și ca direcție, cu cutele șisturilor.

Cuarțul nu există sub formă de cristale mari întregi; se văd însă uneori sfărămături mai mari asociate cu bucățele mărunte, formând asociații în general

[1]) Die Kristallinen Schiefer 1910. Pl. V fig. 3.
[2]) Idem. Pl. II, fig. 6.

Institutul Geologic al României

alungite după șistozitate, dar uneori dispuse oblic, și cari foarte probabil reprezintă resturi ale fenocristalelor. Tot ca astfel de resturi pot fi privite unele plaje grosolan lenticulare constituite numai din sfărămături de cuarț.

Feldspatul, care ajunge uneori până la 7 mm. lungime, nu prezintă în nici una din secțiuni forme proprii pentru o determinare riguroasă. Putem spune numai că microclin, cu structura sa caracteristică, nu există și că cea mai mare parte din indivizii de feldspat — după indicele de refracție, după maclaj și după unele extincțiuni — par, foarte probabil, a reprezentà albitul. Ei apar în cristale mari, alungite indiferent față de șistozitate și cu contururi mai mult sau mai puțin destrămate. Adeseaori aceste cristale sunt rupte și recimentate cu cuarț și cu pastă șistoasă. Conțin întotdeauna în interior bogate incluziuni de sericit, incluziuni cari lasă pe margini o zonă mai curată bine evidentă și adeseori nu maschează complet clivajul și resturile unui maclaj.

Ortoza (?) poate să fie reprezentată prin unele cristale cari între nicolii încrucișați apar pătate (cu culoare de birefringență neomogenă) fără să se poată constată vreo diferență între indicii de refracție ai petelor, și cari de cele mai multe ori prezintă macle simple (din doi indivizi) ca macla de Karlsbad. Adeseori au pe margini o zonă limpede constituită din albit maclat în lamele. Această concreștere inversă e recunoscută ca frecventă în șisturile cristaline.

Pasta e formată din elemente alungite după șistozitate, între cari predomină cu mult cuarțul și sericitul. Sericitul se prezintă și el singur în străturețe subțiri cari pun și mai bine în evidență șistozitatea și prezintă uneori încrețiturile de cari ne-am ocupat mai sus. Tot în pastă apar unele lentile relativ alungite, verzui în lumină naturală și cu birefringență foarte scăzută între nicolii încrucișați. Ele sunt constituite din penin care uneori se vede parțial transformat în sericit. Unele din aceste lentile, cari sunt asociate cu minerale opace, pot reprezentà resturi dintr'un biotit primitiv.

Cu această compoziție mineralogică și cu structura descrisă, după clasificația lui ROSENBUSCH, roca ar fi un gnais porfiroid (profirartig) — dintre gnaisurile apropiate de acest autor de granulite — iar după GRUBENMANN un Sericitalbitgneis, adică ar intrà în aceeaș grupă și în acelaș ordin ca roca descrisă sub denumirea de hälleflinta. De aceasta se deosibește, în afară de caracterul macroscopic, în special prin forma sub care apar feldspații (cristale fără contururi perfecte, lipsa concreșterilor interioare descrise la hälleflinta, lipsa microclinului).

Macroscopic unele roce porfirogene șistoase se aseamănă foarte mult cu gnaisurile albe cari se întâlnesc uneori intercalate în cloritoșisturi, fără să fie asociate cu tot cortejul de roce caracteristice grupei albe. Un astfel de gnais este acel care provine din pârâul Prisecani și pe care-l descriu mai departe Microscopic însă deosebirea se face imediat. In ceeace privește structura ele

Institutul Geologic al României

prezintă fenoelementele constant alungite după șistozitate, fapt care arată că e vorba de o structură porfiroblastică și nu de una porfirică relictă ca la gnaisurile din grupa albă, și care le apropie mai mult de gnaisurile de Cozia. In ceeace privește compoziția mineralogică, deosebirea stă în faptul că în gnaisurile din cloritoșisturi întâlnim muscovitul bine desvoltat, feldspații relativ curați și bogați în concrețeri micropertitice și uneori mirmechitice, adică atâtea caractere cari lipsesc în gnaisurile din grupa albă și cari din contră sunt comune în gnaisul de Cozia.

Compoziția chimică a rocelor porfirogene șistoase din Valea Bistricioarei ne este necunoscută.

Caracterele de textură și de compoziție mineralogică arată că roca este un cuarțporfir metamorfozat. Inerția fenocristalelor de feldspat în transformările matamorfice nu o putem justifică decât admițând că primitiv, în porfirul original, acest feldspat a fost în cea mai mare parte un albit, adică o formă care suportă până la un anumit punct metamorfismul, fără să se descompună. Potasiul trebuie să fi fost cuprins în cea mai mare parte în pastă, unde prin desamestecul substanței ortozice sub acțiunea metamorfismului a condus la formarea sericitului. Aceste interpretări conduc la concluzia că, între porfirele cari au dat hälleflinta și acele cari au dat aceste gnaisuri sericitice, deosebirea nu stă atât în compoziția chimică globală, cât mai ales în modul de repartiție a sodiului și a potasiului între fenoelemente și pastă.

Gnaisuri psamitice.
Pl. II Fig. 2.

Sub această denumire cuprind roce șistoase, de culoare verzuie argintie și cu suprafețe de stratificație aspre la pipăit, cari se găsesc aproape constant asociate cu celelalte roce descrise ca făcând parte din grupa albă. Ele apar deobiceiu, nu atât ca intercalații între ceilalți termeni, ci mai ales ca termen intermediar între grupa albă și cloritoșisturi.

Structura micrograno blastică amintește câteodată foarte bine figura 96 dată de ROSENBUSCH [1]), alteori însă grăunțele sunt mai puțin alungite și roca reproduce sensibil structura dată de GRUBENMANN pentru un psamitgnais [2]).

Roca este formată dintr'un agregat de grăunțe mici (cu diametrul cel mai mare 0,1—0,2 mm.), uneori foarte mult alungite după direcția de stratificație și având mai ales la extremități contururi mai mult sau mai puțin dințate și angrenate. Cuarțul este mult mai abundent decât feldspatul. Feldspatul, rareori maclat, poate fi deosebit numai cu greu de cuarț; când poate fi identificat se arată constant ca albit și are numai foarte puține incluziuni,

[1]) Elemente, 1923, pag. 658.
[2]) L. c., pl. IV, fig. 6.

Institutul Geologic al României

comparativ cu celelalte roce descrise din grupa albă. Cloritul este în cea mai mare parte penin, cu culoare verde ca iarba și cu culoarea de birefringență albastră violacee; foarte ades este concrescut cu sericit.

Intre elementele acestea, cari formează masa și dau caracterul rocei, se găsesc răspândite neregulat și aproape complet indiferente față de șistozitate, grăunțe mai mari (până la 1 mm. diametru) de cuarț, adeseori cu contur neregulat dar uneori sensibil rotunzit, și de feldspat cu aceleași caractere dar mult mai rar. In fine rar de tot se vede și câte o lamelă de biotit în parte cloritizată.

Cu această constituție mineralogică roca se apropie de unele gnaisuri puse de ROSENBUSCH între granulite (W e i s s t e i n) iar în clasificația lui GRUBEMANN intră în grupa 1 ordinul 3 (S e r i c i t a l b i t g n e i s e), familia gnaisurilor sericitalbitice. După amândouă aceste clasificări roca păstrează deci poziția sa apropiată de a hälleflintei și a gnaisurilor șistoase cu sericit. Ambii autori observă însă că multe dintre aceste granulite și în special acelea cu factura rocei descrise de mine, pot fi de origine sedimentară (așà numite gnaisuri psamitice sau pelitice). Neomoginitatea grăunțelor precum și unele elemente cari par rotunzite mecanic, sugerează această bănuială și pentru granulitele studiate aici. Având în vedere asociația constantă care se constată pe teren între aceste granulite și celelalte roce din Grupa albă, le mențin în această grupă considerându-le genetic legate de ea.

O parte din rocele cari constituesc Grupa albă — anume acelea pe cari le-am descris ca hälleflinte și ca roce porfirogene șistoase — sunt incontestabil porfire metamorfozate. Fenocristalele de feldspat bine formate și cu rupturi recimentate cu pastă, fenocristalele de cuarț cari, deși sfărîmate, sunt adeseaori încă evidente, resturile de pastă amorfă și în fine unele urme de textură fluidală, sunt atâtea dovezi càri vorbesc pentru această origină a lor. Porfirele primitive au fost cuarțporfire în general acide.

Resturile de pastă amorfă, textura fluidală și mai ales faptul că apar intercalate ca strate între cloritoșisturi, arată că aceste porfire au format curgeri sau nape de lavă.

Transformate în șisturi cristaline sub acțiunea metamorfismului regional, aceste roce porfirice păstrează încă destul de evident unele din caracteristicele imprimate de natura lor primitiv efuzivă.

La rocele cari constituesc grupa albă toate transformările metamorfice s'au efectuat în zona superioară (Epizonă). Ele au parcurs așa dar un epiciclu.

Considerate împreună, rocele din grupa albă amintesc l e p t i t e l e, denumire întrebuințată de geologii scandinavi pentru șisturi cristaline cari reprezintă în cea mai mare parte produse vulcanice metamorfozate (lave, tufuri, etc.). Ca și grupa albă aceste leptite cuprind hälleflinte, gnaisuri și șisturi în cari adesea este evidentă o origine primitiv porfirică. Ele iau o parte im-

Institutul Geologic al României

portantă în constituția așà numitei grupe a porphiroleptitelor, grupă care cuprinde [1]): gnaisuri grăunțoase, șisturi de diferite tipuri, între cari și șisturi verzi, calcare, dolomite, șisturi argiloase, cuarțite, conglomerate și în fine porfire și roce porfiroide. In această grupă, atât de cuprinzătoare, ar puteà intrà aproape toate șisturile cristaline ale Carpaților orientali cu excepția maisvelor granodioritice. Dealtfel precum Grupa albă, cu cloritoșisturile, cu calcarele cristaline și cu cuarțitele negre împreună, umple în Carpații orientali spațiile între aceste masive, tot așà porfiroleptitele formează fășii între gnaisurile și granitele Scutului Fino-Scandinav. Este totuș o diferență care se remarcă: pe când în Carpați Grupa albă și în general rocele porfirogene sunt subordonate cantitativ față de alte șisturi cristaline (Ex. față de cloritoșisturi), în grupa porfiroleptitelor, porfirele și leptitele au cea mai mare parte în constituție.

Cu această apropiere pe care o fac între grupa albă și leptite, nu vreau

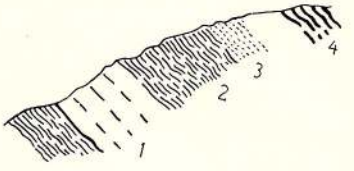


Fig. 17. Grupa albă sub vârful Hollosarka. 1 : 500. 1. Hälleflinta. 2. Hälleflinta ?, 3. Șisturi sericitice, 4 Cloritoșisturi cu cuarț.

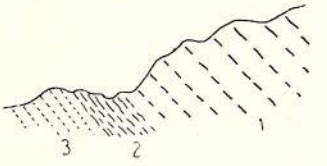


Fig. 18. Grupa albă la cota 671 (versantul stâng al Putnei). 1 : 500. 1 Hälleflinta, 2. Șisturi sericitice, 3. Gnaisuri psamitice.

să prejudec asupra vârstei șisturilor cristaline din Carpații orientali, ci constat numai o asemănare care aduce un sprijin mai mult presupunerei că Grupa albă formează o unitate genetică și că rocele cari o constituiesc reprezintă produse vulcanice (porfire și poate în parte și tufuri) metamorfozate. Am crezut prematur să întrebuințez deadreptul, pentru rocele cari constituesc Grupa albă, denumirea de leptite, pentru motivul că neavând nici material de comparație de proveniență scandinavă la dispoziție și nici analize chimice pentru rocele din Carpați, lipsesc criteriile riguroase după cari să se poată stabili identitatea între aceste două grupe de roce. Deaceea am introdus denumirea provizorie de «Grupa albă», denumire care, este dela sine înțeles, va cădeà de îndată ce identitatea ei cu leptitele va fi dovedită.

Am descris în grupa albă trei tipuri de roce: hälleflinta, roce porfirogene șistoase și gnaisuri psefitice. După cum vom vedeà în cele ce urmează, Grupa albă, considerată în ansamblu, apare adeseaori ca intercalații destul de groase

[1]) O. I. Holmquist. The Archaean geology of the coast-regions of Stockholm. Guid. congr. geol. Stockholm, 1910. Fasc. 15.

Institutul Geologic al României

(până la 3—400 m.) în cloritoşisturile cu cuarţ. Este însă aproape imposibil de stabilit dacă această grosime constituie un singur pachet de depozite sau dacă grosimea reală a acestor depozite nu este mărită prin fenomene tectonice. In general se poate spune că rocele descrise ca hälleflinta nu apar niciodată în bancuri compacte cu grosimi mai mari de câteva zeci de metri. Când Grupa albă are grosime mare, bancurile constituite din aceste roce sunt separate prin pachete de şisturi sericitice, gnaisuri psamitice şi uneori chiar de cloritoşisturi cu cuarţ sau filite negre. Dau acì trei profile în cari se poate vedeà parţial constituţia de detaliu a grupei albe. (Fig. 17, 18, 19).

Modul de zăcământ al Grupei albe este pus în evidenţă în profilele generale reprezentate pe planşa anexată lucrărei. In valea Putnei unde deschiderea este aproape continuă, Grupa albă apare intercalată constant între filite

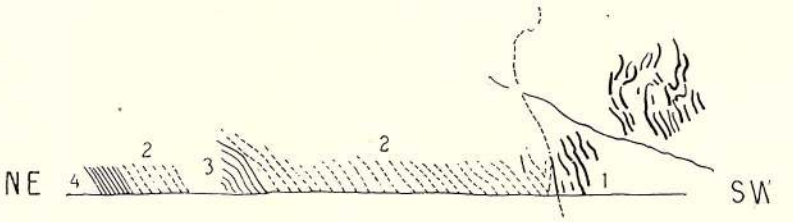


Fig. 19. Grupa albă pe pâr. Telac la cota 760. 1 : 500. 1. Cloritoşisturi cu cuarţ, 2. Hälleflita, 3 Cloritoşisturi sericitice, 4. Filite negre.

verzi cu cuarţ şi filite verzi sărace în cuarţ, cari trec în filite grafitice. Cum este foarte probabil că în seria izoclinală aparentă pe profil avem deface cu o repetare a aceloraşi depozite, cari par să formeze solzi, ar fi interesant de ştiut care din termenii profilului formează baza solzilor. Deschiderea de pe Putna lasă nelămurită această problemă, căci nici unul din planele de contact nu se vede. Dealtfel, deschideri în cari ele să poată fi studiate trebuie să fie extrem de rare căci, fiind în general însoţite de o zonă de sfărâmare a rocelor, sunt acoperite cu pornituri. Bănuesc că depozitele cele mai vechi cari apar în acest profil sunt cloritoşisturile cu cuarţ. Cu această presupunere, Grupa albă are la bază aceste cloritoşisturi cu cuarţ şi deasupra cloritoşisturi sărace în cuarţ, filite grafitice şi cuarţite negre. Sunt însă numeroase profile în cari deasupra cloritoşisturilor cu cuarţ urmează filitele cenuşii şi negre şi cuarţitele negre, uneori cu calcare, fără să mai apară Grupa albă între cloritoşisturi şi filitele negre. Faptul acesta ar arătà că Grupa albă nu formează o pânză continuă intercalată în şisturile cristaline, ci că apare, la un anumit nivel, pe întinderi limitate. In acest caz profilul stratigrafic al părţei şisturilor cristaline cari cuprind Grupa albă ar fi cel reprnzentat în fig. 20.

Acest profil concordă cu natura depozitelor cari constituiesc Grupa albă

Institutul Geologic al României

cari, după cum am arătat mai înainte, sunt în cea mai mare parte curgeri și poate în parte și tufuri porfirice.

Câteodată Grupa albă apare în profile și deasupra filitelor cenușii și negre, fapt care ar ridică problema dacă grupa albă nu este mai nouă și decât aceste șisturi și poate decât tot restul șisturilor cristaline reprezentate în profilul stratigrafic deasupra ei. De câte ori am avut însă deschideri bune în astfel de cazuri (Pâr. Cibi, Pâr. Huiana) s'a putut vedeà destul de clar că profilul nu este normal, contactul fiind însoțit de frământări puternice, de brecii (Pâr. Cibi) și de izvoare carbonatate și feruginoase. Deaceea consider poziția stratigrafică reprezentată în profilul de mai jos ca cea mai probabilă.

Geneza Grupei albe presupune o discordanță față de cloritoșisturile mai vechi decât ea. Această discordanță nu apare pe profile și nici nu am putut-o stabilì prin observație directă, fiindcă după cum am spus, nu am putu vedeà nicăeri contactul bine deschis între aceste două serii. Ca observație generală

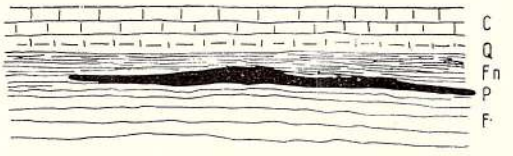


Fig. 20. Profil stratigrafic schematic în partea superioară a șisturilor cristaline. F. Cloritoșisturi cu cuarț, P. Roce porfirogene Fn, Filite negre, Q. Cuarțite negre, C. Calcare cristaline.

pot menționà faptul că cloritoșisturile cu cuarț sunt întotdeauna foarte puternic și intens cutate, ceeace nu este cazul pentru Grupa albă care apare deobiceiu în bancuri masive, relativ regulate și fără cute de amplitudini prea mici. Apoi foarte adeseori Grupa albă arată direcții și înclinări mult deosebite de acele ce se pot măsurà în cloritoșisturi. Faptele acestea pot fi însă interpretate și ca o reacțiune deosebită la acțiunea factorilor orogenetici datorită diferenței de constituție petrografică a grupelor.

In ceeace privește relațiile cu porfirele dela Țibleș, observ că în pârâul Țibleș Grupa albă vine aproape în atingere directă, fiind separată numai printr'o bandă de câteva zeci de metri lărgime de cloritoșisturi cu cuarț, cu porfirele cari constituiesc Piatra Arsă. Această apropiere și în acelaș timp deosebirea mare care există între Grupa albă, bine metamorfozată și porfirele din Piatra Arsă, neatinse de acest fenomen, arată că rocele acestea nu aparțin aceleiaș veniri eruptive. Porfirele dela Țibleș trebuiesc considerate ca mai noi și puse în loc după ce s'a desăvârșit metamorfismul rocelor cari au dat șisturile cristaline.

Institutul Geologic al României

In bazinul Bistricioarei, ivirile cari apar între masivele biotitice formează 4 sau 5 benzi cari apar ca intercalații în cloritoșisturi cel puțin în trei profile generale: în albia Putnei, în pârâul Tisa (afluent al Azodului) și în valea Corbului. Continuarea directă dela profil la profil a acestor benzi este aproape imposibil de urmărit, în primul rând din cauza cutărei foarte complicată a șisturilor cristaline și în al doilea rând din cauza lipsei aflorimentelor suficiente. Este foarte probabil că aceste benzi nu reprezintă intercalații diferite, ci repetarea unui acelaș orizont în solzi sau cute.

La răsărit de masivele biotitice am întâlnit Grupa albă bine caracterizată dela Piatra Roșie (1509) spre Nord, adică la fundul Grințieșului, și în jumătatea superioară a pâraelor Barașăul și Valea Seacă.

Spre Sud de valea Bistricioarei cunosc Grupa albă încă bine desvoltată în pârâul Magas Bükk (E de Gheorgeni), unde apare iarăș asociată cu cuarțite negre și cu calcare cristaline.

Spre Nord am văzut că este menționată de S. ATANASIU în valea Bistriței sub Pietrosul și de ZUBER în valea Ceremușului.

Apare astfel foarte probabil că grupa albă este reprezentată, cel puțin tot așà de bine desvoltată ca în valea Bistricioarei, și în restul cloritoșisturilor din Carpații orientali.

b) Roce porfirogene cu biotit.

Pe valea Bistricioarei, dela Arșița lui Iuteș la deal, pe Valea Seacă și pe pârâul Muncelul Mare, apar roce întru totul asemănătoare cu acelea cari constituesc Grupa albă; singurul caracter care le deosebește este prezența biotitului, care substitue aici peninul și, în parte, sericitul din Grupa albă. Din acest punct de vedere ele se apropie de hälleflinta cu biotit descrisă de ZUBER în valea Ceremușului.

Urme de biotit am observat și în rocele cari constituesc Grupa albă; am presupus chiar că biotitul a putut fi prezent în acele roce în momentul când s'au consolidat la suprafață sub formă de curgeri. El s'a distrus însă, fie prin fenomenele de cataclază cari s'au produs în timpul ridicării masei metamorfozate la suprafață, fie în timpul metamorfismului dacă acest metamorfism s'a produs în zona superioară (Epizonă).

Pentru rocele porfirogene cu biotit se pune întrebarea: căror fenomene se datorește perzistența biotitului atunci când în rocele asemănătoare, cari constituesc Grupa albă, acest mineral s'a distrus?

De oarece rocele porfirogene cu biotit nu ating regiunea studiată de mine decât pe o porțiune cu totul restrânsă, astfel că nu am avut ocazia să urmăresc mai deaproape desvoltarea lor și relațiile în cari stau cu restul șisturilor cristaline, nu aș puteà aduce precizări în această privință. Este eventual posibil ca Valea Seacă și pârâul Muncelul Mare, de unde încep să apară aceste roce,

Institutul Geologic al României

să marcheze începutul unei regiuni în care apar șisturi cristaline formate în condițiuni de metamorfism întrucâtva diferite de acelea sub imperiul cărora s'au format cea mai mare parte din șisturile cristaline din împrejurimile Tulgheșului.

c) Roce porfirogene cu clorit.

Rocele porfirogene cu clorit apar intercalate între cloritoșisturi ca și Grupa albă. Fenocristalele mari de cuarț și de feldspat înglobate într'o masă verde cloritică, le dau la prima vedere aspectul de conglomerate. Secțiunile subțiri studiate la microscop arată însă imediat că rocele sunt porfire metamorfozate. Față de rocele ce constituesc Grupa albă, ele par mai puțin transformate și uneori ar puteà chiar fi apropiate într'o măsură oarecare de porfirele masive dela Țibleș. Totuș faptul că apar întotdeauna ca intercalații — cu grosimi relativ mici — între cloritoșisturi, nu lasă nici o îndoeală că ele aparțin șisturilor cristaline și nu pot fi privite decât tot ca pânze de lavă interstratificate și nu ca porfire ca acelea dela Țibleș, cari ar fi fost strivite și metamorfozate numai dinamic.



Fig. 21. Fenocristal de cuarț crăpat și fisurat; × 20 ori.

In împrejurimile Tulgheșului astfel de roce apar pe valea Corbului, pe pârâul Noghirez și pe valea Putnei.



Fig. 22. Fenocristal de feldspat sfărâmat și în parte descompus în sericit; × 250 ori.

Descrierea mineralogică este făcută pentru roce provenind dela Nyerges (la fundul văii Putna). Punctul este în afară de regiunea reprezentată pe harta geologică, pentrucă în acest punct rocele au factura cea mai tipică.

Rocele porfirogene cu clorit dela Nyerges sunt de coloare verde cenușie, cu textură șistoasă pronunțată, care lasă să se vadă în secțiuni transversale feno-cristale de cuarț și feldspat de mărimea mazărei. Structura holocristalin (?) porfirică (relictă) peste care se suprapun rudimente de o structură blastogenă și efecte cataclastice.



Fig. 23. Rozete de penin și sericit în jurul bucăților de feldspat descompus; × 250 ori.

La microscop fenocristalii de cuarț (Fig. 21) se arată bine formați, cu extincții onduloase puternice și cu numeroase fisuri.

Feldspatul este reprezentat între fenoelemente prin plaje mari, cari uneori au peste 10 mm. diametru, în cari se văd sfărâmături (primare?) de cristal feldspatic înconjurate de

Institutul Geologic al României

rozete compacte de sericit concrescut cu penin. (Fig. 22 și 23). Sericitul are o foarte slabă colorație galben-verzue. Resturile de feldspat apar ușor nebuloase între nicolii încrucișați și includ numai foarte puțin sericit și ceva mai multe minerale pulverulente. Unele bucăți de cristal, relativ limpezi, prezintă maclaj după legea albitului. Cantitatea mare de sericit mă face să bănuesc că aceste plaje reprezintă vechi cristale de albit cu conținut potasic, sfărâmate poate în parte în timpul punerii în loc a magmei și descompuse în cea mai mare parte în sericit și albit. Că albitul este regenerat rezultă și din faptul că orientarea sa diferă de a plajei și limpezimea contrastează cu alte resturi de feldspați. Alte fenocristale de feldspat se văd ca grăunțe mai mult sau mai puțin rotunde cu zonă limpede la margine și cu mijlocul bogat în incluziuni pulverulente. Ele reprezintă probabil albit primitiv.

Biotitul, cu forme neregulate, este mai rar și puțin decolorat (*ng* oliv-brun, *np* aproape incolor) și adeseori transformat în parte în penin asociat cu minerale opace, leucoxen și zoizit.

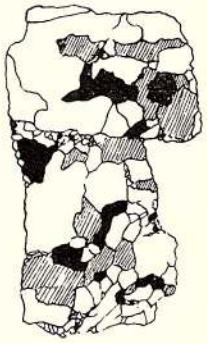


Fig. 24. Fenocristal de cuarț sfărâmat; × 26 ori. Nicoli +

Pasta, cu structură microgranitică, e constituită din grăunțe cu totul neregulate de cuarț, din feldspat cu incluziuni de sericit și penin și înfine din lamele de biotit, ceva mai puțin policroic decât acel ce apare în fenocristale.

După compoziția mineralogică, roca se arată a fi fost primitiv un cuarțporfir care astăzi prezintă unele modificări de natură metamorfică. Cele mai evidente din aceste modificări sunt:

a) Formarea șistozității;

b) Desamestecul feldspaților *sodopotasici* cu distrugerea parțială a nucleului ortozic și transformarea lor în sericit și albit;

c) Distrugerea în parte a biotitului cu producere de penin, minerale opace, leucoxen și zoizit.

Tot dela Nyerges provine un porfir metamorfozat care diferă de cel descris mai înainte, mai ales prin gradul mai pronunțat al cataclasei.

Macroscopic nu se poate stabili altă deosebire de roca precedent studiată decât raritatea fenocristalelor. Textura șistoasă, structura holocristalin-porfirică (relictă).

Fenocristalele de cuarț, relativ rare, sunt constituite dintr'un agregat de grăunțe diferit orientate și cu extincții onduloase pronunțate (Fig. 24).

Feldspatul apare sub două forme: 1) ca grăunțe mai mari și mai frecvente decât cuarțul, unori rupte și recimentate cu pastă porfirică (rupturi primitive) și aproape constant cu extincții unduloase. Ele sunt relativ puțin descompuse (se văd ca produs rare paiete de sericit) și au pe margini o zonă mai clară nu

Institutul Geologic al României

prea evidentă și 2) ca plaje mari, descompuse, în care se văd resturi feldspatice proteiforme cu aspect vag nebulos între nicolii încrucișați (Ortoză?). Aceste resturi arată pe margine o zonă cu birefringență ceva mai ridicată, cu indice de refracție mai mare și cu maclaj după legea albitului (Albit secundar). Spațiul dintre aceste resturi este umplut cu substanță feldspatică cu birefringență slabă și cu indice de refracție mai mic decât al albitului. Pe lângă pasta feldspatică se mai întâlnesc în aceste spații lamele mici de biotit și rare grăunțe de cuarț. Sericitul și cloritul apar în cantitate mică pe marginea resturilor feldspatice sau în interiorul lor. Aceste plaje reprezintă probabil produsele de defascere ale unor feldspați sodopotasici primitivi.

Biotitul câteodată curbat și rupt, se prezintă în suprafețe cu contur foarte neregulat (Fig. 25), păstrând birefringența ridicată (aproximativ 0,040) și policroismul pronunțat (*ng* brun-oliv, *np* aproape incolor). Adeseaori e adunat în jurul feldspatului și uneori evident aliniat. Cloritizarea se observă rar.

Apatitul, în cristale rupte și recimentate, este destul de frecvent în acumulările de biotit.

Mineralele opace sunt de obiceiu asociate cu leucoxen (Ilmenit?) și în dârele pe care le formează se mai văd grăunțe de epidot și cristale rupte de sfen.

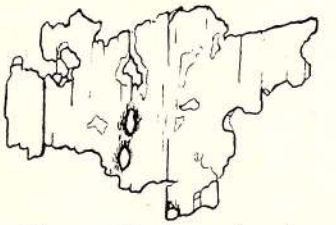


Fig. 25. Biotit; × 82 ori.

Pasta este formată din grăunțe, uneori alungite după aceiaș direcție, de cuarț, feldspat și biotit, constituind un angrenaj microgranitic. Cuarțul predomină și uneori formează aproape singur mici lentile, iar feldspatul este numai puțin alterat.

După compoziția mineralogică roca trebuie să fi fost primitiv un cuarțporfir relativ sărac în potasiu. Fenomenele de metamorfism care au transformat în parte acest cuarțporfir au lăsat aceleași urme ca în roca precedent descrisă.

B) ȘISTURI CRISTALINE FORMATE IN ZONA MEDIE DE METAMORFISM (MESOZONĂ)

Tipurile de roce întâlnite în împrejurimile Tulgheșului pe cari le consider ca formate în zona medie de metamorfism sunt:

1. Amfibolite șistoase.
2. Șisturi biotitice.
3. Calcare cristaline.
4. Mezocuarțite?

Institutul Geologic al României

1. **Amfibolitele șistoase** (ROSENBUSCH) = **Mesoamfibolite** (GRUBENMANN).
Tip: Pârâul Noroiului. Pl. II Fig. 3.

Roca evident șistoasă, este de coloare verde-închis, cu bande sau nodule albe verzui. Șistozitatea este pusă în evidență prin intercalații de strate subțiri foarte bogate în biotit.

Sub microscop, se vede o structură cristaloblastică ce reproduce sensibil figura 109 dată de ROSENBUSCH [1]), amfibolul fiind desvoltat în prisme alungite, cu contur destul de neregulat și relativ paralele, între cari apare ca umplutură un feldspat.

Amfibolul ajunge până la 2—3 mm. lungime și este o hornblendă comună, puternic policroică (*ng* verde negricios, *nm* verde gălbui, *np* oliv deschis).

Feldspatul care apare în grăunțe rare ori maclate, cu diametrul mai mic de 0,5 mm. formează plaje cari ocupă locul dintre cristalele de amfibol, plaje cari pe liniile de contact se întrepătrund cu amfibolul. După determinările pe care le-am putut face, feldspatul pare să fie un oligoclaz (15—20% Anortit).

Epidotul asociat cu feldspat alterat, constitue benzile și nodulele albe verzui cari apar și macroscopic în rocă numai în stratele cu amfibol, lipsind în intercalațiile subțiri bogate în biotit.

Destul de dese sunt mineralele opace, adeseori asociate cu sfen, deasemenea și apatitul, desvoltat mai ales în bandele cu epidot.

Biotitul puternic policroic (*ng* brun-tabac închis, *np* gălbui-aproape incolor) formează strate subțiri, în cari lamelele sunt bine formate (până la doi mm. lungime).

După clasificația lui GRUBENMANN, roce cu această structură și compoziție mineralogică intră în Familia Plagioclazamfibolitelor, ordinul Mesoamfibolite, din grupa IV Eclogite și Amfibolite. In clasificația lui ROSENBUSCH roca dela pârâul Noroiului s'ar clasà între Amfibolitele șistoase (Familia rocelor cu Amfiboli sau cu Piroxeni).

Amfibolitele șistoase apar, în regiunea pe care am studiat-o, numai pe pârâul Noroiului (la fundul Văii Seci), de unde provine și tipul descris aici. Ele formează bancuri puternice cu șistozitate clar evidentă, cari stau izoclinal pe cloritoșisturile grupului superior și suportă roce cu biotit asemănătoare cu aceea pe care le consider ca formând masivele de intruziune și învelișul lor de contact (vezi profilul Fig. 26). Aceste relațiuni tectonice le voi discutà mai deaproape la sfârșitul capitolului privitor la șisturile cristaline formate în zona mijlocie de metamorfism.

Amfibolite șistoase, comparabile cu acelea de pe pârâul Noroiului nu am întâlnit nicăiri în împrejurările Tulgheșului; de la Tulgheș spre Sud ele sunt

[1]) Elemente, 1923, pag. 708.

Institutul Geologic al României

deasemenea necunoscute până în prezent. Rocele cu caracter gnaisic conținând hornblendă (Gneisartige Hornblendegestenie) pe cari le menționează HAUER [1]) și HERBICH [2]) la W de Hăghimașul Mare, sunt foarte probabil gnaisuri cu amfibol, cari apar în masivul de intrusiune ce se întinde dela fundul văii Putnei pe sub Haghimaș, până în extremitatea de Sud a nucleului cristalin. Ele nu pot fi comparate cu amfibolitele șistoase de pe pârâul Noroiului.

La Nord de Tulgheș se cunosc amfibolite șistoase în cheile Bistriței [3]) și în Bucovina, la Ciocănești [4]).

După cum m'am putut convinge văzând eșantilioanele colectate de Dr. TH. KRÄUTNER, roce identice sunt bine reprezentate și în masivul Rodnei.

2. Șisturile biotitice.

Tip: Pârâul Noroiului. Pl. II Fig. 4.

Roca este perfect șistoasă, cu luciul și coloarea caracteristică date de biotit și cuprinde intercalații lenticulare, conforme, de cuarț a căror grosime variază între 1 și 5 mm.

Biotitul în lamele rare ori îndoite, formează strătulețe de câțiva mm. grosime și conține uneori incluziuni de zircon cu aureole negre. Secțiunile bazale au întotdeauna conturul neregulat (sdrențuit).

Cuarțul cu extincții onduloase frecvente apare ca grăunțe dințate, angrenate între ele, formând lentilele interpuse între strătulețele de biotit. Incluziunile sunt grupate în dâre (treneuri) care trec peste limitele cristalelor, așà cum am observat și la cuarțul care formează lentilele din cloritoșisturi (Fig. 9).

Feldspatul, un oligoclaz acid (cu circa 10% An), uneori fin maclat, formează granule care apar de obiceiu între lamelele de biotit. Apatitul este foarte frecvent.

După GRUBENMANN, roca poate fi numită șist biotitic cu plagioclas (Biotitplagioclas-Schiefer) și se clasifică în grupa VII, ca formație de zonă medie. In clasificația lui ROSERBUSCH se clasează între Mica-șisturi.

Șisturile biotitice apar în pârâul Noroiului asociate cu amfibolitele șistoase. In această asociație nu mai sunt menționate nicăiri în partea meridională a Carpaților orientali.

---

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 208, Wien, 1863 (ediția 1885).

[2]) Das Széklerland, pag. 73, Budapest, 1878.

[3]) S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 137. Wien, 1899.

[4]) K. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bucowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI pag. 276. Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

3. Calcarele cristaline.
Tip: Pârâul Noroiului.

Calcarele cristaline de pe pârâul Noroiului sunt de coloare vânătă, mai mult sau mai puțin translucide și nu se pot deosebi prin nimic de unele varietăți de calcare cristaline cari apar asociate cu șisturile cristaline formate în zona superioară.

Ele apar ca două intercalații, numai de câțiva metri grosime, în șisturile biotitice de pe pârâul Noroiului; una din aceste intercalații se regăsește și în pârâul Albiuța. Le-am considerat ca formate în zona medie de metamorfism fiindcă se întâlnesc asociate cu șisturi cristaline formate în această zonă.

4. Mesocuarțite.
Tip: Pârâul Gheței.

Roca pe care o descriu sub acest nume apare la fundul pârâului Gheței (afluent al pârâului Noroiului), unde formează chei și abrupturi impunătoare. Am numit-o mesocuarțit fiindcă prezintă unele caractere care amintesc «gnaisurile psamitice» și cuarțitele și în acelaș timp este asociată cu amfibolitele șistoase și cu șisturile cu biotit pe cari le-am considerat ca fiind formate în mesozonă.

Mesocuarțitele sunt roce de coloare albă verzue pe spărtură proaspătă, galbenă ruginie pe suprafețe alterate și au textură mai mult masivă decât șistoasă, desfăcându-se în bucăți mai mult sau mai puțin prismatice, rugoase, amintind bucățile de lemn crăpate dintr'un trunchiu. In pasta verzue, bogată în fluturași de mică se văd rare fenocristale de feldspat având uneori conturul destul de regulat, cu diametrul de 1—2 mm.

Sub microscop, feldspatul fenocristalelor se arată a fi ortoză sau mai rar microclin. Extincții onduloase vagi.

Pasta este constituită aproape în întregime din grăunțe de cuarț cu diametrul mai mic de ¼ mm., angrenate între ele prin dințăturile conturului și cu extincții onduloase apreciabile. Pe lângă cuarț, se mai văd lamele de muscovit și de clorit și rar grăunțe de feldspat.

Prezența cloritului, într'o rocă pe care o consider ca formată în zona medie, este datorită foarte probabil unor transformări ulterioare.

După cum se vede din descriere roca este aproape în întregime constituită din cuarț care formează grăunțe cu contur dințat ce se angrenează între ele. Această structură este frecventă la cuarțite [1]) și deaceea am clasat roca între cuarțite. Prezența fenocristalelor de feldspat, a căror origină nu am

[1]) H. ROSENBUSCH. Elemente, 1923, pag. 699.

Institutul Geologic al României

putut-o explică, apropie însă mesocuarțitul de unele roce porfirogene (porfirartiger-gnais [1]); deaceea consider clasarea între cuarțite ca îndoelnică.

Observațiuni asupra rocelor formate în zona mijlocie de metamorfism.

Dintre rocele pe care le-am atribuit zonei medii de matamorfism, amfibolitele șistoase, șisturile cu biotit și calcarele cristaline, formează o serie normală: calcarele cristaline apar ca intercalații în șisturile biotitice iar aceste șisturi apar la rândul lor ca intercalații, mai subțiri sau mai groase, în amfibolitele șistoase.

Față de această unitate, rocele numite mezocuarțite ocupă o poziție relativ independentă. Separate de restul grupei mijlocii printr'o lamă de roce asemănătoare cu acelea cari apar în masivele de intruziune și tăind par'că transversal, cel puțin în partea de Sud a ivirii, șisturile cristaline între cari apar,

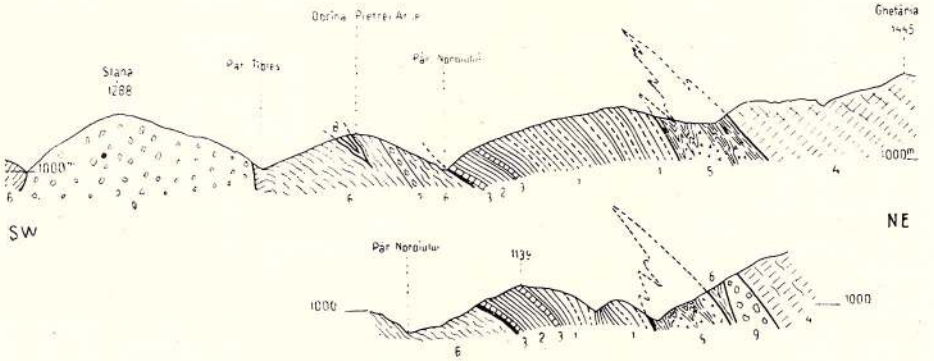


Fig. 26. Profil prin seria cristalină formată în zona medie de metamorfism. Scara 1 : 25.000. 1. Mesoamfibolite, 2. Șisturi biotitice, 3. Calcare cristaline, 4. Mesocuarțit? 5. Masiv de intruziune cu înveliș de contact, 6. Cloritoșist cu cuarț, 7. Grupa albă, 8. Cuarțite negre, 9. Cuarțporfire.

dau mai de grabă impresia unei intruziuni. Nu se poate însă afirmà acest fapt fiindcă cercetările mele fiind limitate numai la bazinul Bistricioarei, nu am urmărit desvoltarea și modul de zăcământ al acestor roce mai spre Nord, în basinul Borcei. In pârâul Ghețăriei ele inclină cu 30—35° spre N-W, apărând deasupra amfibolitelor șistoase și șisturilor biotitice cu intercalații de calcare cristaline. Este însă foarte probabil că această poziție nu este cea normală fiindcă amfibolitele și șisturile biotitice, având o înclinare de 20—40° spre N-E, stau și ele în aparență deasupra cloritoșisturilor cu cuarț. Cum deasupra cloritoșisturilor stau în general alte roce (roce porfirogene, filite negre, cuarțite negre, etc.), trebuie să considerăm succesiunea cloritoșisturi-

[1]) H. ROSENBUSCH. Elemente, 1923, pag. 659.

Institutul Geologic al României

șisturi biotitice ca o sreie inversă. Această interpretare am introdus-o în profilul alăturat (Fig. 26). Cât privește mezocuarțitele ele pot reprezentà fie un termen mai profund al zonei superioare, fie o intruziune veche, fie înfine un element de zonă mijlocie separat de amfibolite printr'un plan de contact anormal.

Observațiunile relativ la relațiile tectonice între rocele zonei medii și acelea ale zonei superioare sunt sprijinite numai pe raporturile constatate pe pâraele Noroiului și Ghețăriei, pentrucă numai în această regiune am întâlnit șisturi cristaline de tipul zonei medii. Aceste raporturi pot fi strict locale și deaceea evit orice generalizări pe baza lor, reținând numai constatarea că în bazinul pârâului Noroiului apar roce care pot fi considerate ca formate în zona medie de metamorfism, ca amfibolitele șistoase și șisturile cu biotit cu intercalații de calcare cristaline.

CAP. III

MASIVELE DE INTRUSIUNE CU ÎNVELIȘUL DE CONTACT ȘI CU APOFIZELE LOR

In șisturile cristaline din împrejurimile Tulgheșului se pot separà mase cu contur subeliptic constituite din roce granodioritice, gnaisuri cu biotit și migmatite, asociate constant cu micașisturi cu granați. In cuprinsul acestor mase, cari se deosebesc de restul șisturilor cristaline în primul rând prin prezența biotitului, rocele masive par a formà mase proteiforme, cu apofize numeroase, ale căror neregularități sunt oarecum împlinite și rotunzite de micașisturile cu granați. Masele acestea pot fi considerate, după cum vom vedeà, ca intruziuni de roce granodioritice cari au produs în șisturile cristaline ale zonei superioare o aureolă de contact constituită mai ales din micașisturi cu granați la cari se mai asociază uneori cloritoșisturi cu biotit și în care se întâlnesc constant și amfibolite grăunțoase. Gnaisurile cari apar între șisturile cristaline ale zonei superioare pot fi privite ca apofize mai îndepărtate ale acestor masive.

O separare pe hartă a rocelor grano-dioritice masive, a gnaisurilor, a migmatitelor și a micașisturilor ar fi adus de sigur preciziuni foarte importante relativ la structura și tectonica masivelor de intruziune. Incercarea pe care am făcut-o în această privință a rămas însă fără succes, căci limitele ivirilor de roce intruse, independente de indicațiile busolei, nu puteau fi urmărite de vizu din cauza împrejurărilor naturale nefavorabile [1]).

In schița reprezentată în Fig. 27 s'au separat micașisturile și cloritoșisturile cu biotit de restul rocelor care constituesc masivele de intruziune. Această

[1]) Regiunea Tulgheș este complet împădurită.

Institutul Geologic al României

separație este aproximativă și pune în evidență numai masele mai importante de micașisturi. Deoarece nenumărate iviri de mai mică importanță au fost lăsate la o parte, s'a falșificat întrucâtva și raportul între micașisturi și rocele masive, lăsându-se ultimei grupe de roce o suprafață mai mare decât aceea

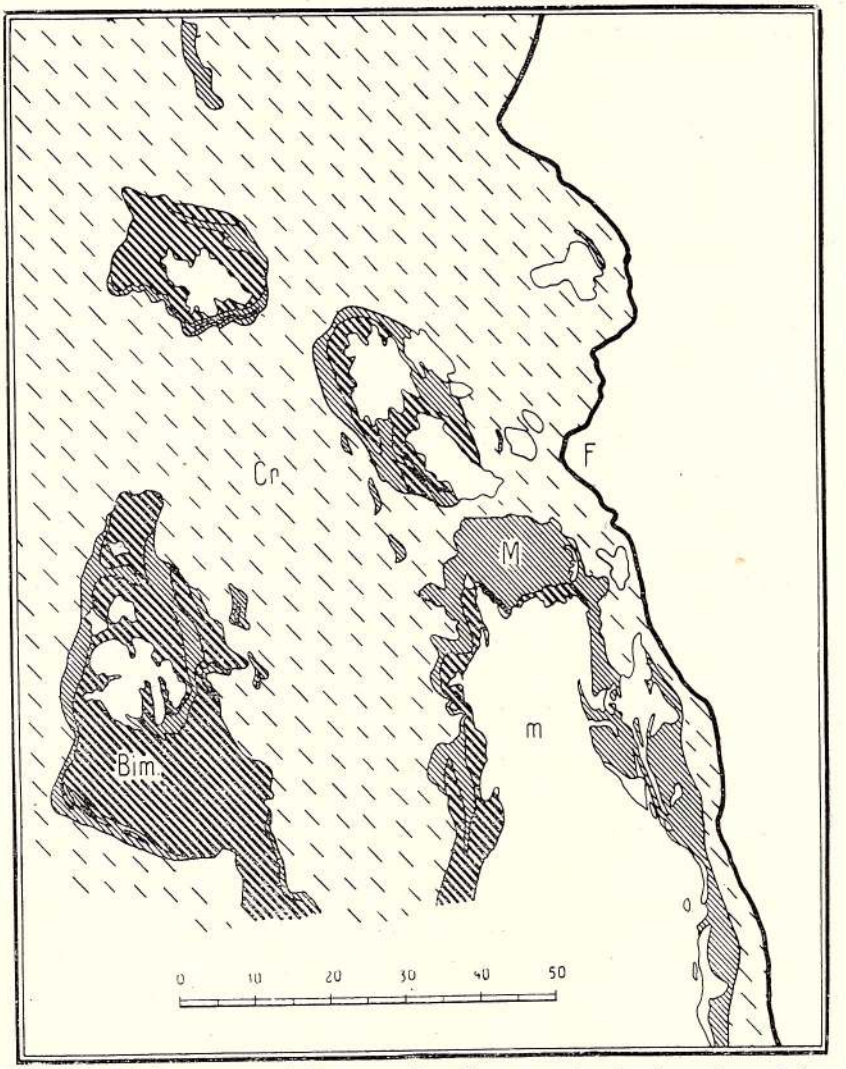


Fig. 27. Schiță reprezentând raporturile dintre rocele de intruziune și învelișul de contact în regiunea Tulgheș. Scara 1 : 200.000 .
Bim. Roce granodioritice masive și gnaisuri, M. Micașisturi cu granați și cloritoșisturi cu biotit formând aureola de contact, Cr. Șisturi cristaline formate în zona superioară, m. Mezozoic pe cristalin, F. Fliș.

pe care o ocupă în realitate. In grupa pe care am separat-o de micașisturi sunt cuprinse mai ales roce grano-dioritice mai mult sau mai puțin masive, gnaisuri cu biotit și migmatite.

Institutul Geologic al României

A) MASIVELE DE INTRUSIUNIE

Rocele granodioritice și gnaisurile au fost, în parte, studiate microscopic de TRAUTH [1]) care a descris: D i o r i t g n e i s de lângă stația de cale ferată Ciumeni (Lóvész) de pe linia Palanca—Miercurea Ciucului, B i o t i t - m u s c o v i t - g n a i s «von granitischer Herkunft» de pe coasta de W a Muntelui Hăghieșului și de pe pârâul Zavului (recte Zăvoiului), ce coboară din Bâtca Arsurilor spre Bistricioara și înfine Granit delaMuncelul din Bucovina.

Dealtfel, astfel de roce sunt menționate și în literatura mai veche. PAUL[2]) observă că în Bucovina unele gnaisuri trec în granite gnaisice și crede, împreună cu COTTA, că ele au pătruns în micașisturi ca mase eruptive. HERBICH [3]) menționează «gnaisuri cu structură granitică prin intermediul cărora gnaisurile trec în granitgnais și sienitgnais, iar S. ATHANASIU [4]) observă în Rarău și Pietrile Roșii din Nordul Moldovei, gnaisuri granitice care în eșantion, sunt greu de deosebit de granite și crede, după fenomenele de contact, după modul de apariție și după incluziuni, că aceste roce sunt de natură eruptivă.

In regiunea Tulgheșului, rocele masive cu textură granitică sunt relativ rare și formează numai aflorimente de mică întindere.

In masivul Arsurilor le-am întâlnit la gura pârâului Ţibleș unde sunt asociate cu gnaisuri biotitice cari conțin nodule mari de cuarț, apoi pe pârâul Lung la deal de cota 898, la fundul pârâului Zăvoiului, la cota 1139 de pe piciorul Pietrei Argintăriei și înfine în pârâul Argintăriei la deal de cota 889.

In masivul Comarnicului ele apar pe piciorul dela E de pârâul Canalul Turcului la circa 1120 m. altitudine, în pârâul Alunului la deal de cota 935, la W de cota 1312 de pe Piciorul cel Mare (ce coboară din Preluca lui Andrei), lângă cota 1224 la NE de vârful Făgețelului și înfine la SW de Piatra Runcului, unde formează o masă mai importantă care se întinde cu o lărgime de 200—300 m. între cotele 1090 și 858.

In masivul Beneșului am întâlnit aceleași roce pe piciorul Corhanului între cotele 1187 și 1189, apoi între Beneșul Mare și cota 1340, pe piciorul Beneșului Mic la S de cota 1087, în Valea Noghirezului la cotele 815 și 873 și înfine în Valea Putnei sub cotele 924 și 1077.

In masivul Hăghieșului rocele separate de micașisturi pe schiță sunt constituite aproape exclusiv din gnaisuri și migmatite. Roce mai mult sau

[1]) Ein Beitrag zur Kenntniss des ostkarpatischen Grundgebirges. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, Bd. III, Pag. 56, 85 și 66, Wien 1910.

[2]) Geologie der Bucowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XXVI, pag. 276. Wien, 1876.

[3]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 73. Budapest, 1878.

[4]) Geol. Beobachtungen i. d. nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 135. Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

mai puțin masive se întâlnesc numai în Valea Balașului la deal de cota 894 și la fundul pârâului Rupturi.

Gnaisurile cu biotit sunt roca cea mai răspândită în cuprinsul suprafețelor separate de micașisturi pe Fig. 27. Unele din aceste gnaisuri sunt incontestabil ortognaisuri și trebuie să presupunem că stau în directă legătură cu intruziunile de roce granodioritice masive în cari și trec, după mărturia cercetătorilor menționați mai sus. Astfel de gnaisuri sunt acelea descrise de TRAUTH, de pe coasta Hăghieșului și de pe pârâul Zăvoiului și foarte probabil cea mai mare parte din gnaisurile cari iau parte la constituția masivelor de intruziune.

Iviri mai importante de gnaisuri cu biotit am întâlnit în cuprinsul suprafețelor separate ca masive de intruziune în următoarele puncte:

In masivul Arsurilor: la cota 1236 (Obcioara), în Vârful Runcului (1164) apoi la baza Triasului din Piatra Argintăriei și înfine pe pârâul Paltinului la vale de cota 911.

In masivul Comarnicului: în pârâul Măgherușul sub Vârful Dobriban (918), apoi dealungul rocelor masive de sub Piatra Runcului (1215) și pe piciorul care dela cota 1221 coboară spre izvorul de borviz din pârâul Borvizului.

In masivul Benești: pe piciorul mic care scoboară dela cota 1180 (Triasul din piciorul Corhanului), unde gnaisurile au bobul foarte mare și în valea Noghirezului, la vale de cota 815.

In masivul Hăghieșului: la fundul pârâului Ruptura, afluent al Balașului, apoi la cota 1154 (fundul Văii Jidanului) pe pârâul Borvizului, afluent al văii Jidanului și înfine la cotul văii Stânei.

In afară de ortognaisuri, TRAUTH [1]) descrie și un gnais care după părerea sa, ar puteà fi de origină sedimentară (paragnais) format în zona medie de metamorfism. Această rocă este un «granatgneis» și provine de sub Piatra Argintăriei (masivul Arsurilor). Astfel de gnaisuri cu granați am mai întâlnit și în șeaua dela N de Bicafeul Mare (masivul Benești). Dacă aceste roce sunt indiscutabil paragnaisuri, ceeace ar trebuì confirmat și prin analiză chimică, trebuie să le considerăm ca părți din masa în care au avut loc intruziunile de roce granodioritice, prinse și metamorfozate între apofizele acestor intruziuni.

B) INVELIȘUL DE CONTACT

1. Migmatite.

Migmatite identice, cel puțin macroscopic, cu unele din acelea care se întâlnesc în Munții Pădurii Negre, sunt comune în masivele de intruziune din regiunea Tulgheș. Elementele albe, sunt dispuse în strate paralele cari

[1]) *L. c.*, pag. 87.

Institutul Geologic al României

din cauză că roca este intim frământată, apar pe suprafețele erodate ca benzi albe, meandriforme.

De foarte multe ori migmatitele se interpun între rocele de intrusiune (granodiorite sau ortognaisuri) și micașisturi. Poziția aceasta este dealtfel normală pentrucă ele reprezintă tocmai un produs de amestec format pe zona de contact dintre masivele intrusive și rocele în cari a avut loc intrusiunea.

Asociate cu micașisturi și relativ bine deschise se pot vedeà, în masivul Comarnicului, pe pârâul Alunului dela cota 935 la deal, iar în masivul Benești pe valea Noghirezului în special între cotele 794 și 815, pe malul drept.

2. Micașisturi cu granați.

Micașisturile cu granați sunt roce de coloare galbenă-ruginie, cu luciul caracteristic muscovitului și cu șistozitate remarcabilă. Pe suprafețele paralele cu șistozitate, se văd întotdeauna pe lângă lamele de muscovit și lamelele mai fine și în general mai rare de biotit. Adeseori se văd pe aceleași suprafețe cristale de granați care excepțional pot aveà până la 10—12 mm. diametru; în general însă ele au mărimea unui bob de mazăre și când sunt încă acoperite cu lamele de mică, apar numai ca nodule proeminente pe aceste suprafețe. In secțiunile perpendiculare pe șistozitate se văd constant lentile de cuarț a căror volum este uneori de mai multe zeci de cm.^{3}

TRAUTH [1]) dă o descriere microscopică a micașisturilor cu granați dela Muncelul (Bucovina); roca descrisă de el se deosebește de micașisturile din regiunea Tulgheșului numai prin cantitatea mai mare de biotit pe care o conține. PAUL [2]) menționează aceleași roce în numeroase puncte în șisturile cristaline din Sudul Bucovinei, iar S. ATHANASIU [3]) constată existența lor și în Cristalinul din Nordul Moldovei. In regiunea Tulgheșului și în extremitatea meridională a șisturilor cristaline din Carpații meridionali, micașisturile cu granați nu sunt menționate, o parte din ele fiind foarte probabil înglobate de cercetători în grupa cuprinzătoare a «micașisturilor».

In Fig. 27 dau răspândirea aproximativă a micașisturllor în regiunea Tulgheșului; am observat mai înainte că masele mai mici de micașisturi nu au fost reprezentate. Punctele unde aceste roce au desvoltarea tipică sunt următoarele:

In masivul Arsurilor pe pârâul Paltinului.

In masivul Comarnicului pe afluentul dela cota 659 al pârâului Măghieruș, circa un km. la deal dela confluență.

In masivul Beneșului: la fundul Noghirezului pe pâraele Smida Vacii, Noghirezul și pârâul lui Leț, constant lângă contactul cu cloritoșisturile

[1]) *L. c.*, pag. 98.

[2]) *L. c.*, pag. 267—278.

[3]) Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 135.

Institutul Geologic al României

apoi pe pârâul ce se varsă în Șumuleu la deal de cota 823 (pârâul lui Moisi), unde granații ajung până la mărimea unei alune și înfine pe piciorul dela E de pârâul Paltinului, la cota 1185 și la deal de cota 1075.

In masivul Hăghieșul, pe pârâul Raiului la deal de cota 666, pe versantul drept al pârâului Mare la cota 924 și sub cota 951 și pe pârâul Borvizului (Valea Jidanului).

Micașisturile cu granați mai întovărășesc și lama de gnaisuri oculare roșii (gn. de Cozia), ce apar sub Triasicul din Măgura Hangu.

3. Cloritoșisturi cu biotit.
Pl. II Fig. 5.

Cloritoșisturile cu biotit sunt uneori asociate cu micașisturile cu granați. Aceste roce nu se deosebesc de cloritoșisturile cu cuarț decât prin prezența biotitului, care formează lamele mari, uneori în parte decolorate. El este, foarte probabil în cazul de față, un mineral de contact, format în timpul intruziunei de roce granodioritice. Prezența sa ca mineral de contact în cloritoșisturi arată că punerea în loc a acestor masive a avut loc posterior metamorfismului care a produs cloritoșisturile și nu concomitent cu el.



Fig. 28. Profil pe păr. Noghirez la jumătatea distanței între cotele 794 și 815.
Scara circa 1: 4000.
m. Micașisturi. M. Roce granodioritice masive. N. Migmatite.

Cloritoșisturi cu biotit am întâlnit în masivul Comarnicului: pe pârâul Măghierușul la deal de curba de 800 m., și pe afluentul dela cota 659 al acestui pârâu, la circa 400 m. la deal de confluență, apoi sub Piatra Runcului (Tulgheș), iar în masivul Benești, pe pârâul Noghirezului în apropierea aflorimentului de amfibolite dela cota 873, la fundul aceluiaș pârâu sub cota 1151, și în Valea Putnei pe partea dreaptă a apei, lângă contactul de SW al masivului de intruziune cu cloritoșisturile.

Din schița dată (Fig. 27), rezultă în primul rând faptul că micașisturile împreună cu cloritoșisturile cu biotit se interpun constant între rocele masive și șisturile cristaline ale zonei superioare. Ele mai apar apoi ca fâșii prinse între lame de gnaisuri sau ca înveliș al rocelor masive. Adeseori între ele și rocele masive sau gnaisuri se interpun migmatite. Deschideri excepționale cari să permită studiul de detaliu al contactului acesta nu cunosc în regiune; numai pe Valea Noghirezului, la deal de cota 794 se vede relativ bine cum micașisturile îmbracă oarecum rocele masive (Fig. 28).

Institutul Geologic al României

După constituția mineralogică și după modul acesta de zăcământ am dedus că micașisturile cu granați și cloritoșisturile cu biotit reprezintă produse de contact ale intrusiunilor de magmă granodioritică. Prezența biotitului în aceste două feluri de roce nu poate fi explicată altfel; ca produse de metamorfism regional, în zona superioară, rocele nu conțin biotit și asociația clorit-biotit nu poate prin urmare fi formată de un astfel de metamorfism. Biotitul, chiar dacă există în rocele supuse metamorfismului, el se distruge când acest metamorfism are loc în zona superioară. Dinamo-metamorfismul distruge deasemenea acest mineral. El este însă frecvent ca produs al metamorfismului de contact. Deaceea admit că micașisturile cu granați reprezintă părți din șisturile cristaline ale zonei superioare — foarte probabil în cea mai mare parte cloritoșisturi cu cuarț — cari au suferit un metamorfism de contact pe urma căruia s'au îmbogățit în muscovit și au căpătat biotitul și granații. Cloritoșisturile cu biotit (și uneori și cu granați) ar reprezentă un termen intermediar între micașisturi și cloritoșisturi.

4. Amfibolite.

In învelișul de contact al masivelor de intruziune, adică în micașisturile cu granați, apar uneori în împrejurimile Tulgheșului amfibolite cu granați.

Dependența între micașisturi și amfibolite o arată clar schița din Fig. 29, pe care sunt însemnate toate punctele unde ele au fost întâlnite. Faptul că aceste amfibolite sunt strâns legate de aureola de contact a masivelor granodioritice, lasă să se bănuească o legătură de cauzalitate între geneza lor și metamorfismul de contact produs de magmele cari au format intruziunile granodioritice. Se poate anume presupune că amfibolitele provin, fie din anumite șisturi cristaline ale grupului superior, fie din unele filoane cari au căzut sub acțiunea acestui metamorfism.

Deaceea am introdus studiul amfibolitelor cu granați în capitolul în care mă ocup de masivele de intruziune și de învelișul lor de contact.

Ca tip voiu descrie mai deaproape amfibolitul dela obcina Balașului.

Amfibolit.

Tip: Obcina Balașului. Pl. II Fig. 6.

Sub lupă roca se vede a fi formată dintr'o masă cristalină, neagră verzue, mai mult sau mai puțin fibroasă și cu luciu mătăsos, în care uneori se pot distinge benzi deosebite între ele prin mărimea cristalelor de amfibol cari le constituesc. Rare grăunțe de granat, colorate în roz, cu diametrul de 1—2 mm., sunt răspândite în această masă.

Institutul Geologic al României

La microscop pe lângă amfibol și granați se mai recunosc ca elemente secundare zoizit, saussurit și cuarț, iar ca elemente accesorii, sfen, pirit, ilmenit (?) și apatit.

Textura este masivă, cu o ușoară tendință de aliniere a amfibolului, care

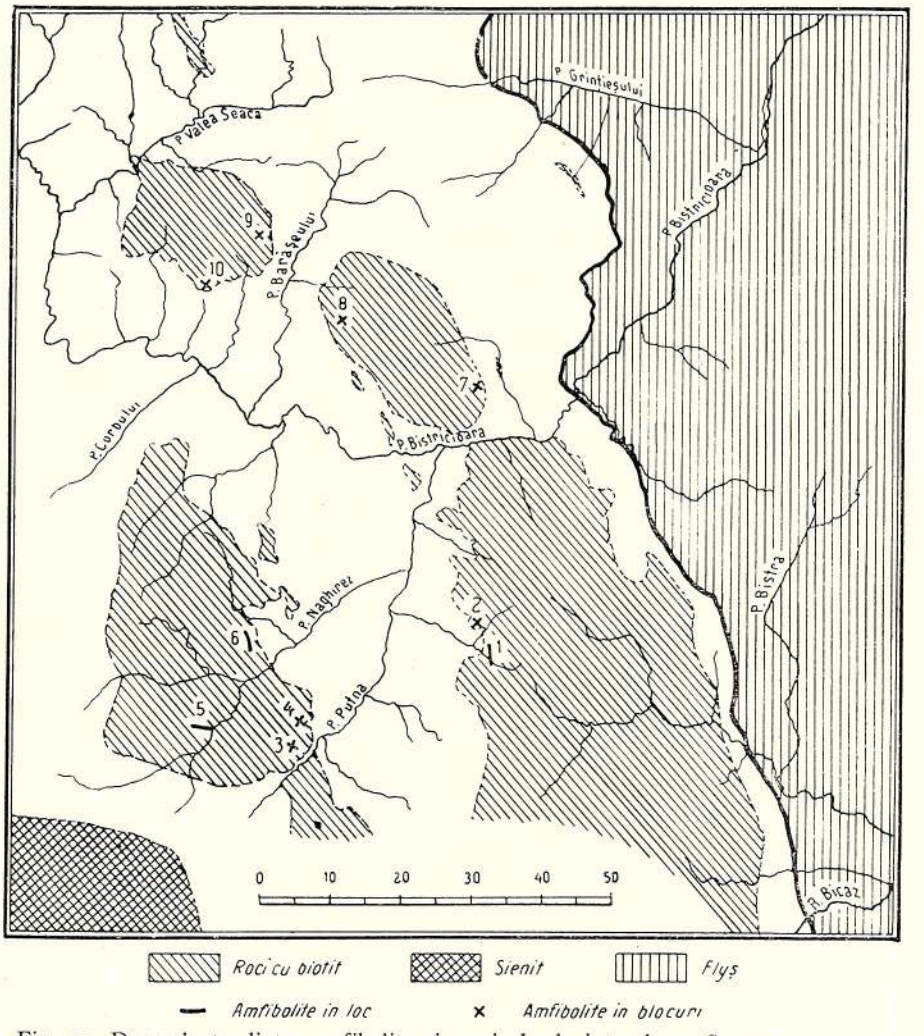


Fig. 29. Dependența dintre amfibolite și masivele de intruziune. Scara 1: 200.000. 1. Obcina Balașului, 2. Pâr. Ruptura, 3. Pâr. Fața Alunului (Mogyarós), 4. Pâr. Alunului (Mogyarós), 5. Noghirez, 6. Pâr. Paltinului (Balin), 7. Piatra Runcului (Vereskö), 8. Pic. Pârlit, 9. Pâr. Argintăria, 10. Piatra Șoimului.

uneori conturează mai mult sau mai puțin granatul. Structura homeoblastică. E de observat însă că grăunțele de granat sunt de cele mai multe ori acu-

Institutul Geologic al României

mulate în plaje cari întrec cu mult mărimea mijlocie a cristalelor de amfibol, imprimând astfel structurei o oarecare heteroblastie.

Amfibolul se prezintă în prisme puțin alungite și deobiceiu fără fețe terminale. Policroismul pronunțat (*ng* verde bătând în brun roz, *nm* verde bătând în brun, *np* galben palid cu o foarte ușoară nuanță de verde); la marginea cristalelor există aproape constant o zonă îngustă în care, după *ng*, coloarea apare albastră-verzue fără să se mai observe nuanța brună. Birefringența maximă variază în jurul lui 0,022. Extincția, față de clivaj, la 14^0 și puțin mai mică pentru zona albăstrie de pe margine. Semn optic negativ. Aceste caractere indică o Hornblendă comună care poate aveà un oarecare conținut sodic. Analiza chimică a acestui amfibolit arată dealtfel 3,02% Na_2O care, foarte probabil, revine în cea mai mare parte amfibolului. Ca incluziuni, în afară de apatit, sfen și minerale opace, se întâlnesc uneori și grupe de prisme foarte alungite, aproape aciculare, verzui, paralele între ele și aliniate, fie după clivajul prismatic al amfibolului, fie după o altă direcție (actinot?). Cristalele de hornblendă nu prezintă fenomene care ar indicà o deformație mecanică.

Granatul (un granat comun) este aproape incolor (cu o foarte slabă nuanță roz) și formează plaje mari constituite din 3—4 indivizi alăturați, cu contururi de obiceiu neregulate, dar uneori evident mai mult sau mai puțin hexagonale. Include sfen, zoizit și foarte rar rutil. In afară de aceste incluziuni se observă întotdeauna, în partea centrală a cristalului mai mult decât pe margini, suprafețe mari ocupate de hornblendă, cuarț, zoizit și sfen. Față de hornblendă, granatul apare mai mult sau mai puțin idioblast.

Zoizitul în cantitate mică, apare în prisme alungite tăiate de spărturi transversale. Extincția dreaptă; birefringența rămâne inferioară aceleia a cuarțului. Unele secțiuni prezintă o coloare de interferență albastră-violacee în loc de gris, fapt care ar fi caracteristic pentru varietatea de zoizit numită zoizit α [1]). Include rare grăunțe de sfen și pare a fi idioblastic față de hornblendă.

Cuarțul, net xenoblastic, este deasemenea rar, nu prezintă fenomene de deformație mecanică și apare relativ curat.

Sfenul, în afară de incluziuni, apare și în grăunțe mai mult sau mai puțin rotunde, izolate sau grupate în agregate cu formă neregulată. Adeseori în mijlocul grăunțelor se vede un punct negru, probabil constituit din ilmenit.

Apatitul formează de obiceiu grăunțe mici. Rareori însă se vede și în cristale mari, bine formate care pot aveà 2—3 mm^2. suprafață.

Ca saussurit am determinat un agregat mineral constituit din fire sau granule foarte mici, agregat care apare uneori pe marginea și în crăpăturile granaților, dar de cele mai multe ori în plajele xenoblastice de cuarț. In acest cuarț unele grupe de cristale filiforme ale saussuritului sunt astfel desvoltate

[1]) ROSENBUSCH. Mikroskopische Physiographie, Bd. II, pag. 170.

Institutul Geologic al României

încât pot fi comparate cu o tufă de plante aflătoare sub apă. Faptul acesta arată că saussuritul și cuarțul s'au format simultan. Calculată la sută, frecvența lineară este în amfibolitul dela obcina Balașului următoarea:

73 hornblendă, 10 granat, 6 zoizit, 6 cuarț, 5 sfen; apoi: saussurit, apatit, pirit, ilmenit? [1])

După structura, textura și compoziția mineralogică descrisă mai sus, putem numì această rocă un granatamfibolit grăunțos. Ea corespunde granatamfibolitelor grăunțoase ale lui ROSENBUSCH [2]) și granatamfibolitelor homeoblastice pe cari GRUBENMANN [3]) le descrie la familia Granatamfibolitelor (*b*) din Ord. 2 (mesoamfibolite), grupa IV (Eclogite și amfibolite). Faptul că roca intră în ordinul Mesoamfibolitelor indică, în clasificarea lui GRUBENMANN, că fenomenele metamorfice care au transformat această rocă și au adus-o la factura actuală s'au petrecut într'o zonă mijlocie de metamorfism. După cum vom vedeà însă aceste amfibolite sunt foarte probabil produsele unui metamorfism care poate dealtfel produce roce asemănătoare cu acelea formate în mesozonă. Grupul IV presupune o compoziție chimică anumită, condiție care, după cum reiese din analiza chimică, este și ea satisfăcută.

Analiza amfibolitului cu granat dela Obcina Balajului din basinul Bistricioarei, datorită chimistului I. ATHANASIU, a dat următoarele rezultate:

SiO_2	43,14
TiO_2	2,12
Al_2O_3 . . .	14,18
Fe_2O_3 . . .	0,12
Fe O	14,18
Mn O . . .	0,74
Mg O . . .	7,66
Ca O	14,17
Na_2O . . .	3,02
K_2O	0,17
Ph_2O_5 . . .	0,08
SO_3	0,51
H_2O (110°)	0,07
H_2O (180°)	0,16
CO_2	—
	100,92

Numerii lui OSANN

s = 46,62

A = 3,16	a = 2,1
C = 5,54	c = 3,7
F = 35,98	f = 24,2
n = 9,7	k = 0,71

Numerii lui NIGGLI

Si = 84	alk = 6
qz = —40	k = 0,04
al = 16	mg = 0,64
fm = 47	c/fm = 0,66
c = 31	Sect. IV

[1]) Pe lungimi constante și regulat distanțate între ele și dispuse pe două direcții perpendiculare s'a măsurat lungimea care revine fiecărui mineral și s'a redus apoi la sută. Această măsurătoare s'a făcut pe 20—30 linii. Mineralele cari nu au fost tăiate de aceste linii au foarte probabil o frecvență lineară mai mică de 1%. Le-am enumerat totuș întotdeauna după acele minerale care intră în calculul frecvenței. Acest procedeu l-am întrebuințat la toate determinările de raporturi cantitative între minerale cari constituesc o rocă.

[2]) Elemente der Gesteinslehre, 1923, pag. 706.

[3]) Die kristall. Schiefer, 1910, pag. 203.

Institutul Geologic al României

Asupra acestei analize este de observat faptul că totalul (100,92) este sensibil mărit fiindcă s'a dozat sulful ca SO_3, când e foarte probabil că în rocă el există ca S (în pirită). Oxigenul astfel adăugat reprezintă 0,31, astfel că totalul real, micșorat cu această cantitate ar fi 100,61.

Amfibolitul dela Kammegg are, din toate analizele publicate de ROSENBUSCH [1]), compoziția chimică cea mai apropiată de aceea a amfibolitului dela obcina Balașului.

De cea mai mare parte din analizele publicate de GRUBENMANN și ROSENBUSCH ca exemple, acest amfibolit diferă prin cantitatea mică de $Si O_2$ (inferioară cu câteva procente cantității de $Si O_2$ găsită la cea mai mare parte din analizele menționate), și prin lipsa aproape completă a ferului feric.

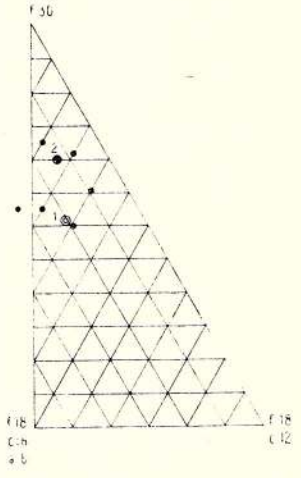


Fig. 30. Proiecțiunea amfibolitului dela obcina Balașului: 1. între Hornblendite, 2. media Hornblenditelor.

Privitor la cantitatea mică de $F_2 O_3$ trebue să observ că amfibolitul analizat este aproape o rocă monominerală, fiind constituit în cea mai mare parte din hornblendă. Este deci de așteptat ca tonul în analiza chimică să fie dat de acest mineral, în special în ceeace privește oxizii de fer, căci în celelalte minerale cari iau parte mai însemnată la constituția rocei (granat, zoizit), ferul joacă un rol subordonat. Ori hornblende cu $F_2 O_3$ puțin nu sunt rare și la una din ele [2]) găsim 0,20 $Fe_2 O_3$ și 14,48 Fe O, față de 0,12 $Fe_2 O_3$ și 14,18 Fe O în amfibolitul dela obcina Balașului. Că hornblenda determină în mare parte compoziția chimică a acestui amfibolit se vede în figura No. 30 care reprezintă o parte din triunghiul lui OSANN pe care s'a proiectat, între hornblenditele menționate de ROSENBUSCH [3]) și amfibolitul dela obcina Balașului; cu o astfel de rocă el coincide aproape perfect în proiecție. In tetraedul de concentrație a lui NIGGLI (Fig. 31) amfibolitul dela obcina Balașului se proiectează aproape perfect în mijlocul câmpului amfibolitelor.

In proiecția GRUBENMANN [4]) (Fig. 32) el se suprapune cu proiecția analizei No. 4 (Eclogit).

Amfibolite cu granat am mai întâlnit pe coasta de Răsărit a Pietrei Runcului (Tulgheș) și pe pâr. Paltinului (afluent al Noghirezului).

Amfibolitul dela Piatra Runcului, întâlnit numai ca blocuri, se deosebește de acela dela obcina Balașului prin cantitatea mai mare de

[1]) Elemente, 1923, pag. 710. Analiza 15.

[2]) DÖLTER. Handb. d. Mineralchemie, Bd. II, Heft 1, pag. 612. Analiza 11.

[3]) Elemente, 1923, pag. 261.

[4]) *L. c.*, pag. 212, fig. 18.

Institutul Geologic al României

cuarț și de saussurit pe care o conține. Zoizitul e rar. Unele crăpături ale rocei, sunt cimentate cu zoizit asociat uneori cu epidot.

Frecvența lineară a mineralelor este următoarea:

Hornblendă 52, cuarț 22, saussurit 10, granat 8, sfen 5, zoizit 3, minerale opace, apatit.

In pârâul Paltinului amfibolitul nu are aproape deloc saussurit, dar în schimb are o cantitate însemnată de zoizit. Frecvența lineară arată: Hornblendă 56, cuarț 16, zoizit 14, granat 9, sfen 5, minerale opace, apatit.

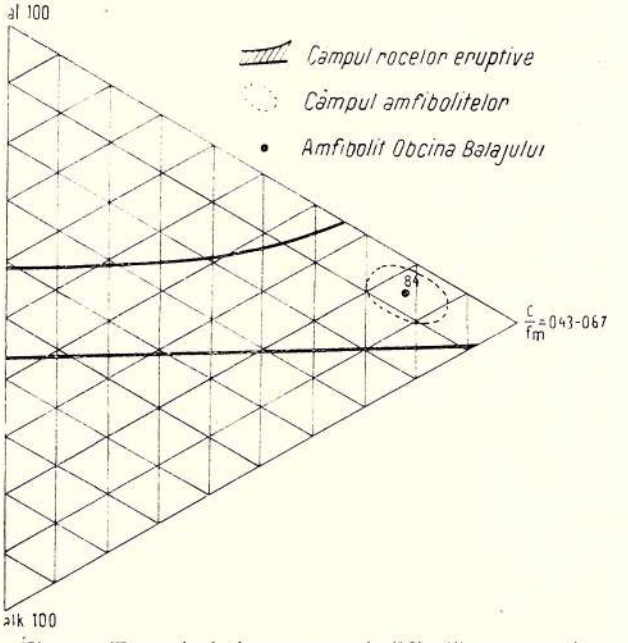


Fig. 31. Tetraedrul de concentrație (Niggli) cu proecția amfibolitului dela obcina Balașului.

Celelalte amfibolite cari provin din basinul Bistricioarei se deosebesc prin lipsa completă, sau aproape completă a granatului.

In pârâul Magyrós (sub piciorul cu Paltini, în basinul Putnei) amfibolitul, întâlnit numai ca blocuri, are zoizitul ca principalul asociat al hornblendei pe când granatul este rar. Cristalele de hornblendă, mult mai mari ca în ambolitul dela obcina Balașului, sunt bine desvoltate și uneori maclate. In unele părți ele sunt sensibil orientate în aceeaș direcție. Celelalte caractere corespund întru totul cu ale hornblendei din amfibolitul dela obcina Balașului, cu excepția extincției, care are loc la 15—16° față de clivajul prismatic. Zoizitul, acumulat de obiceiu în cantități mai mari în unele părți ale secțiunei, e reprezentat prin cristale bine desvoltate cari dau uneori coloarea de interferență anormală albastră. Include câteodată hornblendă. Cuarțul, relativ mult, este neomogen răspândit pe secțiune ca și zoizitul. Foarte rar se întâlnește un feldspat calcosodic, limpede, xenomorf ca și cuarțul. Frecvența lineară e următoarea:

Hornblendă 59, zoizit 20, cuarț 13, saussurit 5, sfen 2, minerale opace 1, granat, feldspat.

După cantitatea mare de zoizit acest amfibolit se arată a fi un zoizit-amfibolit.

Institutul Geologic al României

O secțiune făcută în alt eșantion care provine din același pârâu, arată o compoziție mineralogică deosebită: după hornblendă, care păstrează aceleași caractere ca în secțiunea precedentă, mineralul cel mai frecvent este saussuritul în care, pe lângă zoizit, se mai vede epidot. Uneori zoizitul apare ca zonă în jurul epidotului. Cuarțul se întâlnește parte în grăunțe mari, cu extincții unduloase pronunțate, parte în grăunțe mici, răspândite mai ales în masa saussuritului și cari nu au aproape deloc extincție unduloasă. Foarte rar biotit. In cantitate relativ mare sunt mineralele opace, constituite foarte probabil în cea mai mare parte din ilmenit; coroane de sfen sunt frecvente.



Fig. 32. Triunghiul lui Ossan în care sunt proectate după GRUBENMANN eclogitele și amfibolitele împreună cu amfibolitul dela obcina Balașului.

In interiorul hornblendei se văd uneori acumulări de grăunțe opace foarte mici, care fac impresia unei colonii de microbi; multe din aceste grăunțe au coroană de sfen, și printre ele sunt frecvente și granule de sfen curat. Frecvența lineară a mineralelor este următoarea: Hornblendă 50, saussurit 34, cuarț 12, minerale opace 4, apatit, sfen, feldspat.

Deoarece «saussuritul» este evident constituit în cea mai mare parte din zoizit, roca poate fi denumită tot un Zoizitamfibolit.

In părul Noghirezului amfibolitul este foarte bogat în cuarț, care devine cel mai frecvent mineral după hornblendă. Zoizitul este asociat cu epidot și uneori cristalele de zoizit au o coroană cu birefringență mai ridicată. Un feldspat calcosodic, limpede, este foarte rar. Mineralele opace (Ilmenit mai ales) sunt și aici abundente și uneori au coroane frumoase de sfen. Frecvența lineară este următoarea:

Hornblendă 47, cuarț 32, zoizit și epidot 16, sfen 3, minerale opace 2, apatit, feldpstat.

După compoziția sa mineralogică, roca ar fi un cuarțamfibolit cu zoizit.

Din această descriere a amfibolitelor din basinul Bistricioarei reiese că pe lângă granatamfibolite și zoizitamfibolite, apar în regiune și alte amfibolite cari diferă între ele, atât prin cantitatea de cuarț pe care o conțin, cât și prin raportul de cantitate între granat și zoizit (sau saussurit). Frecvența lineară a mineralelor permite o comparație între aceste tipuri variate. Dacă pe o dreaptă luăm pentru fiecare tip studiat, frecvența lineară a cuarțitului ca abscisă și frecvența celorlalte minerale ca ordonate, obținem diagrama reprezentată în figura No. 33, diagramă din care rezultă următoarele fapte:

1. Amfibolul descrește regulat odată cu creșterea cuarțului.

Institutul Geologic al României

2. Zoizitul (luat împreună cu saussuritul) oscilează în sens invers cu granatul.

3. Sfenul împreună cu mineralele opace formează o cantitate aproape constantă, insensibilă la variația cuarțului.

Lăsând la o parte sfenul și mineralele opace, care apar în diagramă ca un tot inert, putem considerà seria de amfibolite reprezentate în diagram ca rezultatul unui joc fizico-chimic între trei substanțe: substanța amfibolică, substanța cuarțică și substanța zoizit (saussurit)-granatică. Primele două substanțe formează un sistem de doi componenți, cari se dislocă unul pe altul și funcționează relativ independent față de substanța zoizit (saussurit) granatică. Totuș în unele cazuri (amfibolitul cu 12% cuarț dela pâr. Alunului), când substanța zoizit-granatică apare în cantitate mare, ea împietează și asu-

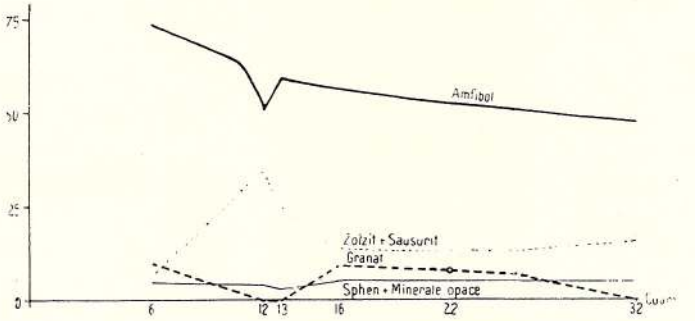


Fig. 33. Diagramul frecvenței lineare a mineralelor în amfibolitele din basinul Bistricioarei 6. Granatamfibolit obc. Balașului, 12. Zoizitamfibolit pâr. Alunului, 13. Zoizitamfibolit pâr. Alunului, 16. Granatamfibolit cu zoizit pâr. Paltinului, 22. Granatamfibolit cu saussurit Piatra Runcului, 32. Zoizitamfibolit pâr. Noghirez.

pra sistemului amfibol-cuarț. Substanța zoizit (saussurit)-granatică formează un al doilea sistem, care poate da, fie numai zoizit (uneori sub formă de saussurit), fie granat și zoizit (în parte uneori saussurit) în proporții variabile. Din aceste considerații ar urmà că o separare netă între granatamfibolite și zoizitamfibolite nu se poate face, ci aceste două tipuri sunt legate între ele printr'o gamă întreagă de intermediare.

Mai este de observat încă pe diagramă că amfibolitul dela obcina Balașului, singurul pentru care am dat o analiză chimică, reprezintă un tip extrem între amfibolitele din basinul Bistricioarei. Faptul acesta explică de ce în analiza chimică bioxidul de siliciu apare în cantitate mai mică decât în cea mai mare parte din amfibolitele menționate de ROSENBUSCH și GRUBENMANN.

Amfibolitul dela obcina Balașului apare ca o bandă de 3—4 m. lărgime care taie șoseaua Tulgheș—Bicaz 200 m. mai la deal de podul cu cota 894. Roca se vede în loc între micașisturi cu biotit, dar modul ei de zăcământ

Institutul Geologic al României

nu apare clar. Chiar la cota 894 rocele cu biotit formează un anticlinal (în fl. drept al Balașului: Direcția N 10° W, Incl. 45° E; în fl. stâng Dir. N 48° W, Incl. 43° SW) în axul căruia s'ar părea că stau amfibolitele. Această eventuală legătură între cută și apariția de amfibolite n'am putut-o stabili și mi se pare mai probabil că amfibolitul cade în afară de axul anticlinalului, pe flancul lui estic, continuându-se până în pârâul Ruptura, unde chiar la cota 869 se găsesc blocuri mari și nerotunzite de această rocă.

In pârâul Paltinului, care se varsă în Noghirez la cota 794, amfibolitul este vizibul 10 m. mai jos de confluența cu primul afluent drept. El apare ca un strat între roce mai mult sau mai puțin șistoase cu cuarț și biotit.



Fig. 34. Ivirea de amfibolit dela cota 873 (Pâr. Noghirez). Scara 1 : 300.
1. Amfibolit, 2. Roce granodioritice masive, 3. Gnaisuri cu biotit.

In celelalte puncte [1]) și anume: 2) în pârâul Ruptura la cota 869, 3) în pârâul Fața Alunului (Fața de sus) 400 m. la deal dela gură, 4) în pârâul Alunului 600 m. dela gură, 7) pe Piatra Runcului la N de cota 1021 în viroaga care se lasă spre N din această cotă [2]), 8) în piciorul Pârlit (așà e numit de localnici piciorul care se lasă din Piatra Comarnicului spre W între pâraele Valea Lungă și Alunului) 200 m. la E de cota 1125, 9) în pârâul Argintăriei (afluent al pârâului Barașăului) 200 m. dela cota 888 la deal pe confluentul drept și 10) sub Piatra Șoimului 200 m. la N de cota 1154, nu am întâlnit decât blocuri. Observ însă că am înregistrat numai blocuri care prin forma lor nerotunzită și uneori și prin abundența lor, arătau apropierea imediată a amfibolitelor în loc.

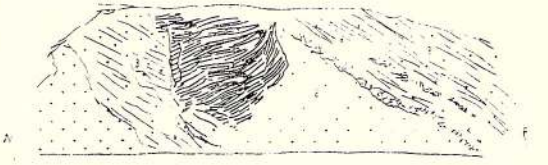


Fig. 35. Ivirea de amfibolit situată cu 200 m. mai la deal de cota 873 (Noghirezul). Scara 1 : 300.
1. Amfibolit, 2. Roce granodioritice, 3. Gnaisuri cu biotit.

Mai concludent în ceeace privește modul de zăcământ al amfibolitelor sunt însă ivirile dela cota 873 pe pârâul Noghirez. In prima ivire care se vede în malul stâng al pârâului, chiar la cota 873, amfibolitele stau în contact imediat cu roce granodioritice masive și sunt străbătute de apofizele acestor roce (Fig. 34).

Intr'o altă ivire, care apare cu 200 m. mai la deal de cota 873, pe aceeaș parte a pârâului, amfibolitele par că formează un corp, în parte prins și digerat de magma granodioritică (Fig. 35).

[1]) Numerile sub care sunt înscrise punctele pe schița 1 : 200.000, fig. 29.
[2]) Afloriment omis pe harta geologică.

Institutul Geologic al României

Aceste două iviri arată că amfibolitul este foarte probabil un produs al metamorfismului de contact, fapt care explică și apariția sa numai în aureolele de contact ale masivelor granodioritice.

Faptul că amfibolitele apar numai în iviri mici, cu caracter local și fără afinitate evidentă cu rocele cari le înconjoară, deși aceste roce sunt tot produse de contact, ar arătà că ele sunt vechi filoane intrusive în șisturile cristaline, filoane cari accidental s'au găsit în regiunile ce au suferit metamorfismul la contact cu intrusiunile granodioritice.

Dealtfel interpretarea analizei chimice după metodele BECKE, NIGGLI și OSANN, nu exclud posibilitatea ca amfibolitul dela obcina Balașului, singurul analizat, să fie o rocă de origină eruptivă și nu sedimentară.

In triunghiul lui BECKE roca având indicii:

$$Si = 41{,}92 \qquad U = 37{,}58 \qquad L = 20{,}50$$

se proiectează în marginea câmpului rocelor eruptive.

In tetraedul de concentrație al lui NIGGLI (Fig. 31), proiecția ei cade în mijlocul câmpurilor rocelor eruptive.

In fine, după criteriile lui OSANN, atât raportul S: Al: F, cât și raportul Al: Ca : Alk, plasează amfibolitul între rocele de origină eruptivă. Indicii necesari acestei proiecții sunt:

$$\begin{array}{ll} S = 14{,}4 & Al = 9{,}2 \\ Al = 2{,}7 & Ca = 17{,}5 \\ F = 12{,}9 & Alk = 3{,}3 \end{array}$$

Putem deci conclude, atât după compoziția chimică cât și după modul de zăcământ, că amfibolitele pe care le-am întâlnit în împrejurimile Tulgheșului provin din roce filoniene bazice cari au fost transformate în amfibolite sub acțiunea metamorfismului de contact produs de intrusiunile magmelor granodioritice.

M. SAVUL [1]) care a studiat amfibolitele din regiunea Șarul Dornei, ajunge la concluzia că ele reprezintă roce lamprofirice transformate; pune însă această transformare pe seama dinamometamorfismului.

Existența unor filoane, atinse de metamorfismul de contact produs de masivele de intrusiune granodioritice, presupune existența în șisturile cristaline a unor roce corespunzătoare netransformate, cu alte cuvinte că în afara aureolei de contact trebuie să găsim filcane cari fac parte din aceiaș serie filoniană cu amfibolitele și cari au păstrat caracterul lor primitiv. In primul rând ne-am puteà gândì la «diabaze» fiindcă aceste roce au de multe ori

[1]) Studii asupra șisturilor cristaline din regiunea Șarul Dornei. An. Inst. Geol. al României, vol. XII, pag. 432. București, 1927.

Institutul Geologic al României

compoziții chimice sensibil asemănătoare cu ale amfibolitelor și fiindcă diabaze transformate în amfibolite se întâlnesc frecvent.

Dealtfel SAVUL [1]) observă o asemănare de compoziție chimică între amfibolitele din împrejurimile Șarului Dornei și rocele filoniene din Nordul Moldovei analizate de BUȚUREANU. Trebuie să observ însă că o afinitate chimică cel puțin tot așà de strânsă ca între amfibolitele și «diabazele» din masivul Broștenilor se constată și între aceste diabaze și rocele efusive cari apar intercalate între depozitele triasice superioare ce stau pe șisturile cristaline din Carpații orientali.

Aceste afinități chimice ne-ar conduce să cuprindem în aceeaș fază de manifestări eruptive amfibolitele, «diabazele» și rocele efusive mesozoice și să deducem că amfibolitele (pe cari le considerăm ca diabaze metamorfozate) sunt puse în loc în Triasicul superior ca și rocele efusive corespunzătoare. In acest caz intrusiunile granodioritice cari au produs metamorfismul de contact pe urma căruia diabazele au trecut în amfibolite, trebuiau să aibă loc după Triasicul superior.

Concluziunea aceasta nu poate fi susținută deoarece Triasicul, cu care începe seria depozitelor mesozoice de pe cristalin, se așterne discordant peste liniile de contact între masivele de intrusiune și șisturile cristaline, indicând prin această dispoziție că, încă înaintea Triasicului inferior, masivele de intrusiune erau puse în loc și aureola de contact formată. Amfibolitele cari s'au format în cuprinsul acestor aureole nu pot fi deci decât pretriasice.

Dacă există filoane sincrone cu diabazele din Triasicul superior, fapt care, după cum vom vedeà, este foarte probabil, nu acestea sunt rocele cari au dat naștere amfibolitelor din aureola de contact a masivelor granodioritice.

Amfibolitele nu pot proveni decât din filoane puse în loc înaintea Triasicului.

Trebuie să admitem așadar că în șisturile cristaline din împrejurimile Tulgheșului au avut loc intrusiuni de filoane în Paleozoic, încă înainte de punerea în loc a masivelor granodioritice. Unele din filoane fiind prinse în aureolele de contact ale acestor masive, au fost transformate în amfibolite; altele însă au putut rămâne în starea lor primitivă și se găsesc astăzi în șisturile cristaline alături de filoane lamprofirice mai noi.

Este posibil ca unele amfibolite să provină din roce lamprofirice căzute sub acțiunea dinamometamorfismului, așà cum crede SAVUL că s'au format amfibolitele dela Șarul Dornei. In acest caz ele pot proveni și din roce filoniene mai noi și nu trebuie să mai fie legate de aureola masivelor granodioritice. In regiunea Tulgheș nu am întâlnit însă astfel de amfibolite în afara aureolelor, și deaceea nu am văzut necesitatea de a atribui acestor roce o origine dinamometamorfică.

[1]) Studii asupra șisturilor cristaline din regiunea Șarul Dornei, An. Inst. Geol. al României, Vol. XJJ, pag. 432. București, 1027.

Institutul Geologic al României

C) GNAISURI

In afară de gnaisurile cu biotit, cari apar în cuprinsul suprafețelor separate pe hartă ca masive de intrusiune cu învelișul lor de contact, fie ca facies periferic al acestor masive, fie ca apofize pătrunse între micașisturile cu granați, se mai întâlnesc în împrejurimile Tulgheșului și gnaisuri cari formează lame prinse între cloritoșisturi. Aceste gnaisuri le consider ca apofize ale masivelor granodioritice, pentru motive pe cari le voiu expune mai departe.

Intre gnaisurile cari apar între cloritoșisturi, separate de masivele de intrusiune, se pot deosebì două varietăți:

1. Gnaisuri oculare roșii.
2. Gnaisuri albe.

1. Gnaisurile oculare roșii.

Tip: Măgura Prisecanilor.

Macroscopic gnaisul acesta apare ca o rocă evident șistoasă, cu separație ușoară după planul de șistozitate, constituită dintr'o mică verzue care împreună cu cuarțul formează masa în care apar ochiurile de feldspat roșiu.

Tecstura șistoasă lenticulară (ocular sau de gnais ocular).

Structura porfiroblastică cu elementele mici, variind între 0,2—0,5 mm. și rareori ajungând până la un mm. diametru, pe când porfiroblastele au 5—10 mm. lungime și sunt în general fusiforme. Elementele mici formează straturi sau lentile foarte alungite, alterne.

Cuarțul apare rar în ochiuri mai mari constituite din aglomerate de cristale cu extincție onduloasă pronunțată. Cea mai mare parte a cuarțului formează cristale mai mici, xenomorfe, adunate destul de evident în benzi. Cât privește ochiurile mari de cristale de cuarț s'ar puteà pune întrebarea dacă ele reprezintă cristale primitive mari, sfărâmate, sau dacă nu cumva sunt lentile născute pe urma unui proces de metamorfism.

Feldspații formează ca și cuarțul, benzi desvoltate în sensul șistozității. «Ochiurile» de coloare roz apar din distanță în distanță în aceste benzi și sunt constituite dintr'un cristal mare simplu sau maclat, mai mult sau mai puțin eliptic în secțiune, prelungit în direcția șistozității la amândouă capetele cu câte un aglomerat de cristale feldspatice mai mici.

Feldspatul predominant este microclinul, aproape fără excepție concrescut cu albitul. Concrețerile sunt de cele mai multe ori flamiforme (Albitflämchen [1]), parte în Fig. 36), asemănându-se sensibil și cu pertitul reprezentat de O. WENGLEIN [2]), în Fig. III. Când aceste concrețeri sunt foarte abundente,

[1]) M. REINHARD. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen, pag. 54. București, 1906.

[2]) Über Perthitfeldspäthe. Kiel, 1903.

Institutul Geologic al României

feldspatul ia aspectul micropertitului reprezentat de ROSENBUSCH în Pl. XI, Fig. 3. Alteori concreșterile sunt constituite de lamele fine, lungi, desvoltate după direcția de structură a microclinului (parte în Fig. 36). Infine albitul poate formà filonașe sau plaje cu contur neregulat și alungite relativ independent față de direcția de structură a microclinului (Fig. 37) și poate fi maclat (Fig. 38).

In toate aceste concreșteri albitul este mai bogat în incluziuni — mai ales granulare și numai mai rar sericitice — decât microclinul. Abundența concreșterilor micropertitice indică pentru feldspat un conținut ridicat în sodiu. Faptul că sericitul lipsește aproape complet, ca incluziuni, în aceste cristale, arată că aceste concreșteri micropertitice pot fi privite ca un desamestec [1]) al unor feldspați sodico-potasici.

Microclinul prezintă adeseori vagi extincții unduloase. Uneori cristalele

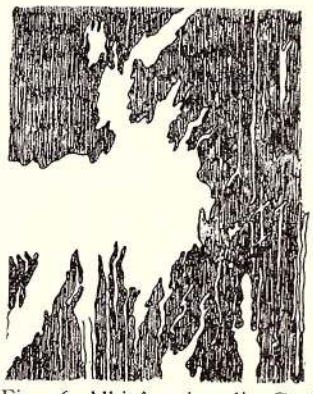


Fig. 36. Albit în microclin. Gnais ocular roșiu. Măgura Prisecanilor; × 200 ori.



Fig. 37. Albit în microclin. Gnais ocular roșiu. Măgura Prisecanilor; × 34 ori.



Fig. 38. Parte din Fig. 37. Se vede maclajul albitului; × 357 ori.

sunt rupte și recimentate cu cuarț, fapt care prezintă oarecare analogie cu rupturile primare.

In afară de microclinul cu structura sa caracteristică se mai văd în secțiune unele cristale bine formate, maclate, cu indice de refracție mai mare ca al balsamului și mai mic decât al cuarțului și cari nu prezintă niciodată concreșteri micropertitice. Constant includ paiete de sericit bine formate și relativ abundente, incluziuni cari lasă pe margini o zonă curată, bine evidentă. Este probabil un plagioclaz foarte acid poate chiar albit. Lipsa secțiunilor caracteristice nu îngădue o determinare mai exactă. Dealtfel analiza chimică pe care o cunoaștem asupra gnaisurilor oculare din nordul Moldovei [2])

[1]) GRUBENMANN. Die krist. Schiefer, p. 150. Berlin, 1910.

[2]) TH. NICOLAU. Gneisul dela Rarău. Archiva, No. 4, Aprilie 1905.

Institutul Geologic al României

arată numai 0,53 CaO, astfel că înlătură aproape complet posibilitatea existenții plagioclajilor bogați în calciu.

Ortoză nu am putut determină în secțiunea studiată.

Mica, puțină, apare în strate foarte subțiri între stratele de cuarț și de feldspat, fiind mai mult sau mai puțin acumulată spre extremitățile ochiurilor de feldspat. Este o mică ușor colorată în verde și foarte slab policroică. Birefringența pare a fi mai mică decât a muscovitului căci întotdeauna nu se ridică mai sus de 0,035.

Apatitul, apare de obiceiu asociat cu mica, în cristale adeseori îndoite și sensibil biaxe [1]).

După structură și după compoziția mineralogică roca se arată a fi un gnais ocular cu microclin. Caracterele sale coincid cu acelea ale gnaisului dela Rarău [2]) și ale altor gnaisuri oculare din Bucovina și din Nordestul Transilvaniei [3]), gnaisuri cari au fost întotdeauna comparate cu gnaisul de Cozia[4]). Deosebirea care o constat față de toate aceste gnaisuri este în primul rând lipsa biotitului care în gnaisul dela Măgura e înlocuit prin altă mică, fapt care se vede și macroscopic. Acest fenomen poate fi datorit unui metamorfism de al doilea rang, căruia trebuesc atribuite și fenomenele de cataclază observate în cuarț precum și extincțiile unduloase ale feldspatului, mai evident aici decât în celelalte regiuni unde gnaisul acesta a fost studiat, și nu ar indicà o deosebire esențială față de celelalte gnaisuri oculare. Lipsa mirmekitului, care când e prezent e asociat cu o structură mai mult sau mai puțin granofirică (granofiroblastică), lipsă care dealtfel a fost constatată de TRAUTH și în alte gnaisuri asemănătoare, ar arătà că în constituția mineralogică a acestor gnaisuri, cuarțul și feldspatul sunt asociate în cantități aproape corespunzătoare eutecticului, care uneori e realizat, alteori nu.

TRAUTH [5]) în comparația pe care o face între gnaisul de Cozia și gnaisurile oculare din Carpații orientali, observă ca deosebiri principale dimensiunile ochiurilor de microclin (cari ajung în gnaisul dela Cozia până la mărimea pumnului, pe când în Transilvania și Bucovina abià ating rareori 2½ cm.) și lipsa protoclazei. Constatând aceste deosebiri ajunge la concluzia că ele au originea în însuș procesul de formare al rocelor. Pe când, după MRAZEC și REINHARD textura lenticulară a gnaisului de Cozia ar fi în mare parte primară, născută în consolidarea cu fluctuații magmatice a unui granit porfiric sub acțiunea unui «Stress» puternic, gnaisurile din Transilvania și Buco-

[1]) M. REINHARD. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. pag. 36. Bukarest, 1906.

[2]) TH. NICOLAU. *L. c.*

[3]) F. TRAUTH. Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges. Mitt. d. geol. Gesellschaft, Wien, Bd. III, 1910, pag. 71.

[4]) M. REINHARD. *L. c.*

[5]) *L. c.*, p. 79.

Institutul Geologic al României

vina și-ar datorî textura exclusiv metamorfismului suferit pe urma «Stress-ului» de o rocă dejà consolidată biotitgranit-porfirică (Șistozitate de cristalizare). Observ însă că rupturi, cari cu foarte multă probabilitate pot fi considerate ca protoclaze, se întâlnesc și în feldspații gnaisurilor oculare din Carpații orientali (cel puțin în gnaisul de Măgura), iar diferența de mărime a ochiurilor poate sta în legătură, nu atât cu modul de formare al gnaisurilor, cât mai probabil al amplitudinei fenomenului însuș. Astfel la Măgura, unde gnaisurile oculare au o grosime de cel mult 10 m., ochiurile nu ajung până la un cm. lungime ci de cele mai multe ori au numai 5—6 mm.; pe când la Rarău unde grosimea lui poate fi aproape 50 m., ochiurile sunt constant mai lungi ca un cm. In general gnaisurile oculare din Carpații orientali, cu grosimi cari rareori ajung la 50 m. și cu desvoltare locală, lenticulară, prezintă condițiuni mult mai puțin favorabile de cristalogeneză decât gnaisul de Cozia care se desvoltă într'o zonă de câțiva km. lărgime și peste 100 km. lungime. Cu această observație trag concluzia că nu mi se pare atât de accentuată deosebirea între aceste două gnaisuri ca să fie necesară presupunerea unei diferențe în modul lor de formare. Pare mai probabil că ele reprezintă rezultatul unui fenomen identic. Dacă ele reprezintă o magmă consolidată sub «Stress», sau dacă sunt o rocă dejà consolidată și ulterior metamorfozată, este o problemă pentru soluționarea căreia nu pot aduce elemente noui, astfel că în această privință rămân la vederile lui REINHARD [1]).

In afară de Muntele Măgura-Hangu, unde gnaisurile oculare roșii apar însoțite de o lamă îngustă de micașisturi cu granați, am întâlnit astfel de roce în valea Bistricioarei (Barașău) de unde ele trec peste Piciorul Corhanului în pârâul Azod.

2. Gnaisurile albe.

Tip: Pârâul Prisecani.

Aceste gnaisuri, de obiceiu albe-gălbui sau albe-verzi, au șistozitate evidentă. Suprafețele de stratificație după care roca clivează ușor, sunt bogate în muscovit și au un aspect undulat-rugos. Undulațiile sunt produse de proeminența lentilelor de cuarț și de feldspat. In secțiuni perpendiculare pe șistozitate apare foarte clar o textură lenticulară; lentilele cari pot ajunge până la 7—8 mm. grosime și peste 1 cm. lungime, sunt constituite mai ales din feldspat și mai rar din cuarț. Când aceste suprafețe sunt alterate, pe lângă lentile mai apar în relief și benzi de cuarț sau de feldspat.

Structura mai mult sau mai puțin granofiroblastică cu heteroblastie net ocular. Urmele unei structuri cataclastice suprapuse sunt destul de evidente.

[1]) *L. c.*, pag. 80.

Institutul Geologic al României

Cuarțul apare uneori în lentile scurte alungite după stratificație, cu extincțiuni onduloase pronunțate și foarte adesea conturat de muscovit. Aceste lentile (Fig. 39) reprezintă în mod evident cristale mai mari sfărâmate. Nu avem nici un mijloc să stabilim dacă aceste lentile reprezintă adevărate fenocristale primitiv existente în rocă sau dacă nu sunt cumva lentile formate într'un stadiu de blastogeneză, cari apoi au fost sfărâmate în cutarea care a adus roca la zi.

Majoritatea cuarțului se găsește însă în grăunțe mai mici (aprox. 0,5 mm.) xenomorfe și întrețesute cu grăunțe de aceeaș mărime de feldspați.

Sunt frecvente și concrețerile mirmekitice (Fig. 40).

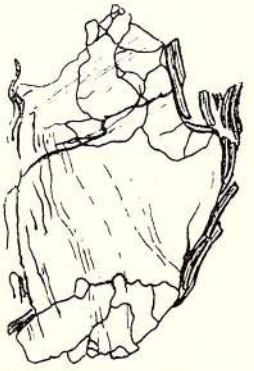


Fig. 39. Cristal de cuarț, sfărâmat și învăluit de muscovit. Gnais alb. Pâr. Prisecani; × 38 ori.

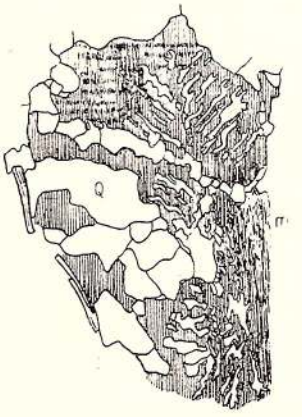


Fig. 40. Mirmekit în microclin. Gnais alb. Pâr. Prisecani; × 55 ori. Q. cuarț, m. microclin.

Feldspații, reprezentați prin albit și microclin cu concrețeri micropertitice, apar fie în grăunțe mari, cari întrec ca număr și ca mărime cu mult lentilele de cuarț strivite, fie în grăunțe mai mici xenomorfe, întrețesute cu cuarțul.

Albitul uneori maclat și fără nici o urmă evidentă de concreștere micropertitică, este bogat în incluziuni pulverulente. O zonă marginală mai limpede este adeseori destul de evidentă, uneori însă pare a lipsì complet. Sericitul ca incluziuni apare în cantități variabile dela cristal la cristal, în general însă este în cantitate mică. Este probabil că o parte din acest albit este un produs al metamorfismului înlocuind unele cristale micropertitice.

Microclinul, cu frecvente concrețeri micropertitice, formează cea mai mare parte din feldspat. Aproape constant în interiorul cristalelor se observă pete cu coloare de birefringență mai ridicată și cu indice de refracție mai mare care reprezintă probabil un început de separare a albitului. La unele cristale se văd adausuri ulterioare de albit.

Institutul Geologic al României

Mica este reprezentată printr'un muscovit aproape imperceptibil policroic (*ng* verzui-brun foarte deschis, *np* gălbui aproape incolor), care apare în bastonașe relativ scurte și bine formate, în pelicule cari îmbracă unii fenocristali de feldspat și anumite lentile de cuarț. Adeseaori în apropierea ei se văd mici acumulări de minerale opace. Este foarte probabil un produs al metamorfismului.

Gnaisurile albe sunt foarte frecvente în împrejurimile Tulgheșului. Uneori au ochiurile de feldspat bine desvoltate și se apropie prin acest caracter de gnaisurile oculare de Măgura. Ivirile cele mai importante sunt însemnate pe hartă.

Relațiile între gnaisuri și masivele de intrusiune.

Din harta geologică se vede clar că atât gnaisurile roșii cât și gnaisurile albe apar între șisturile cristaline ale grupei superioare ca lame cari sunt în general apropiate sau chiar alăturate de masivele de intrusiune. De multe ori am putut observà în cloritoșisturile cari stau în contact cu gnaisuri o îmbogățire în mică albă, iar în masivul Măgura-Hangu gnaisurile roșii sunt asociate cu o lamă îngustă de micașisturi ca acelea pe cari le-am întâlnit în învelișul de contact al masivelor de intrusiune. O atare asociație este dată dealtfel și de PAUL pentru unele gnaisuri roșii din Bucovina [1]).

Faptul că gnaisurile din regiunea Tulgheș au produs în șisturile cristaline între cari se află unele fenomene de contact, modul lor de răspândire și constituția lor petrografică, îndreptățesc presupunerea că ele sunt ortognaisuri. Eu le-am considerat ca atare și le-am legat de masivele de intrusiune granodioritice, ca apofize mai îndepărtate ale lor, apofize cari s'au consolidat sub «St r e s s» în mișcări orogenice așà cum presupune REINHARD pentru gnaisul de Cozia.

Din această interpretare rezultă în primul rând faptul că, între gnaisurile cu biotit întâlnite în masivele de intrusiune și gnaisurile cari apar ca lame între șisturile cristaline ale zonei superioare, nu pot fi alte diferențe decât acele introduse de condițiunile particulare de consolidare. In gnaisurile oculare roșii și în gnaisurile albe, formate de magmele diferențiate în părțile periferice ale intrusiunilor granodioritice și consolidate într'o zonă unde stressul erà mai pronunțat și influența masei intruse foarte mică, biotitul nu s'a putut formà sau s'a distrus. Dealtfel gnaisuri oculare roșii apar și în aureola de contact a masivelor de intrusiune, între micașisturile cu granați (exemplu: Munții Hăghimașului și în Bucovina) și în acest caz au biotit.

Dacă admitem că gnaisurile cari apar între șisturile cristaline ale zonei superioare sunt apofize îndepărtate ale masivelor granodioritice, apofize

[1]) Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 26, pag. 269. Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

cari s'au consolidat sub presiuni orientate (stress-uri), trebuie să mai tragem și concluzia că intrusiunile granodioritice au fost puse în loc în timpul unei faze de mișcări orogenice, căci numai aceste mișcări pot produce presiunile orientate și apelurile de magmă (către axele cutelor) cari au dat naștere lamelor de gnaisuri. Ca vârstă, aceste mișcări trebuie să fie ulterioare metamorfismului regional care a produs șisturile cristaline și anterioare Triasicului.

CAP. IV

FILOANELE

Filoanele cari apar în șisturile cristaline din împrejurimile Tulgheșului sunt foarte variate ca tipuri. Dela prima vedere ele pot fi despărțite în două grupe:

A. Cuarțporfire;

B. Diabaze și lamprofire.

A) CUARȚPORFIRE

Cuarțporfirele sunt localizate în partea de NW a regiunei studiate și formează stâlpi cu contur mai mult sau mai puțin eliptic ale căror limite taie uneori transversal șisturile cristaline între cari apar. Pârâul Țibleș trece printr'un astfel de stâlp deschizând admirabil masa porfirică pe o lungime de peste un km., fără însă să lase să se vadă contactul intim între porfir și șisturile cristaline. Masive importante de cuarțporfire am întâlnit la fundul pârâului Muncelul Mare formând o bună parte din Muntele Muncelul, la gura pârâului Muncelul Mare, pe pârâul Țibleș unde apa taie în ele cheile adânci dintre piscurile Slana (1366) și Piatra Arsă (1241), la gura pârâului Bor și înfine la gura pârâului Zăvoiului (Corbul de Sus). Este probabil că masivele principale sunt înconjurate de iviri de importanță mai mică deoarece în unele puncte se întâlnesc blocuri de porfire cari nu pot proveni decât de pe loc. Astfel de blocuri am întâlnit pe piciorul Pietrei Arse lângă cotele 1197 și 1310.

Ca tip descriu cuarțporfirele de pe pârâul Țibleș.

Cuarțporfire.

Tip: Pârâul Țibleș. Pl. III Fig. 1.

Macroscopic roca se vede a fi constituită din grăunțe albăstrii-opaline de cuarț de mărimea unui bob de mazăre și din grăunțe albe-verzui, opace de feldspat îngropate într'o masă criptomeră verzue murdară în care se văd destul de bine și lamele de biotit. Textura este masivă.

Institutul Geologic al României

La microscop structura apare holocristalin porfirică.

Fenocristalele de c u a r ț, cu diametru mijlociu de 5—6 mm., apar parte în cristale complecte, parte în așchii. Coroziunile magmatice, caracteristice pentru porfire, sunt bine evidente. Extincțiunile onduloase foarte pronunțate. Fisurile și crăpăturile numeroase cari străbat cristalele, arată că roca a avut de suferit, după consolidare, presiuni orogenice apreciabile însă nu excesive, căci coroane de sfărâmături sau cristale complet sfărâmate nu se văd.

Fenocristalii de f e l d s p a t, mai numeroși decât cuarțul dar în mediu mai mici, sunt complet alterați. Plajele cari-i înlocuesc sunt constituite din-tr'o masă albitică, despre care nu se poate spune sigur dacă reprezintă un rest din feldspatul primitiv sau dacă este un produs de transformare, în care plutesc foarte numeroase paiete de sericit și rareori zoizit și epidot. Pe margini o zonă îngustă și foarte puțin evidentă este deobiceiu mai clară. Plajele prezintă adesea curburi intrânde și rotunziri cari cu multă probabilitate pot fi atribuite coroziunei magmatice. Rupturile cari se văd la unele cristale (Fig. 41) trebuesc poate considerate ca manifestări mecanice în legătură cu punerea în loc a rocei și nu cu presiunile orogenice. Astfel de rupturi se văd și la cuarț, cimentate cu pastă porfirică și sunt dealtfel frecvente și în porfire cari cu siguranță nu au fost atinse de cutări. Macle se pot observà adeseaori, constituite fie din doi indivizi, fie din lamele relativ fine. Microclin se vede mai rar.



Fig. 41. Cristal de feldspat rupt și recimentat. Cuarț-porfire. Țibleș; × 46 ori.

B i o t i t u l câteodată îndoit, este mai mult sau mai puțin alterat. Uneori cristalele au încă birefringența ridicată și coloarea brună cu policroism pronunțat (*ng* brun-oliv, *np* galben-verzui); cea mai mare parte, de obiceiu adunate în dâre cari înconjură fenocrsitalele de cuarț și feldspat sau în plaje mai mult sau mai puțin ovale, au birefringența scăzută (sub 0,015) și coloarea brună înlocuită printr'un verde murdar. Destul de des se vede trecerea la penin și termenii intermediari formează de multe ori cea mai mare parte din produsele cari înlocuesc biotitul; ei sunt asociați cu minerale opace și cu rari cristale mici de epidot.

I l m e n i t u l, relativ abundent, deobiceiu în acumulările de mică, are de cele mai multe ori admirabile coroane de sfen, în jurul căruia se mai adaugă adesea și rozete de penin. Apatit rar.

M a s a m i c r o c r i s t a l i n ă e constituită în cea mai mare parte din grăunțe de cuarț și feldspat cu diametru mediu mai mic ca 1 mm.; cuarțul predomină. Feldspatul e descompus. Biotitul cloritizat este relativ abundent.

Starea de alterare a feldspatului nu lasă să se distingă clar structura părții

Institutul Geologic al României

microcristaline; se pare totuș că ea este mai mult sau mai puțin microgranitică. Abundența sericitului și raritatea mineralelor cu calciu între produsele de descompunere a feldspaților, ar arătà că primitiv acești feldspați au fost mai ales sodicopotasici. După aceste caractere roca dela Țibleș trebuie numită după ROSENBUSCH cuarțporfir. Constituția mineralogică și mai ales caracterele macroscopice apropie foarte mult aceste porfire de porfirele de Rofna [1]). Din această asemănare nu vreau să trag însă nici o concluzie relativ la vârsta porfirelor dela Țibleș.

Atât porfirele dela Țibleș cât și cele dela Muncel erau cunoscute lui REINHARD.[2]).

F. TRAUTH [3]) descrie din Valea Seacă, ceva mai jos de gura pârâului Țibleș, un «cuarț-amfibol-diorit-porfir cu mică» sau după nomenclatura întrebuințată pentru roce asemănătoare din Alpi, un Tonalitporfirit. Roca aceasta se desoebește de porfirele cari apar la defileul Țibleșului, prin prezența hornblendei (aproape complet cloritizată), prin conținutul ceva mai mare în calciu al feldspaților și înfine prin mărimea fenocristalelor cari pot ajunge până la doi cm. lungime. Ea ar puteà fi privită, poate, ca o apofiză a masivului principal care formează piscurile Slana și Piatra Arsă.

Porfire asemănătoare cu acelea dela Țibleș există încă mult mai spre N în masivul Pietrosul [4]), la poala căruia Bistrița străbate defileul dela Zugreni, porfire pe care nu le cunosc decât din secțiunile subțiri din colecția S. ATHANASIU. Cuarțul ceva mai sfărâmat decât în porfirele dela Țibleș, apare tot sub formă de aschii sau de indivizi bine formați. Feldspatul și aici complet descompus pare să fie ceva mai bazic, deoarece între produsele de descompunere zoizitul și epidotul sunt mai abundenți decât la Țibleș. Biotitul, în cantitate mare, apare fie ca fenocristale alungite, bine formate și cu policroismul puternic, tipic (*ng* brun-tabac, *np* gălbui), fie ca lamele mici, de obiceiu cu contur neregulat sau ca sdrențe, de coloare brun-roșiatică, adunate de cele mai multe ori în plaje mai mult sau mai puțin ovale. Aceleași lamele înconjură uneori fenocristalele de feldspat și mai ales grăunții de sfen, dar se găsesc răspândite și în pastă. In acumulările de biotit, apatitul nu e rar. Pasta, constituită din grăunțe de aproximativ 0,1 mm., pare ceva mai bine cristalizată decât în porfirul dela Țibleș și o oarecare orientare a lamelelor de biotit îi dă o aparență de șistozitate.

In rezumat porfirul dela Pietrosul poate fi clasificat tot între cuarțporfire.

---

[1]) G. RUETSCHI. Zur Kenntniss der Rofnagesteine. Eclogae geologicae Helvetiae, 1903 VIII.

[2]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. Ann. Inst. geol. al României, vol. XII, pag. 396. București, 1927.

[3]) Mitt. d. geol. Geselschaft in Wien, Bd. 111, 1910, pag. 61.

[4]) SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ost karpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5, pag. 136, Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

Abundența zoizitului și a epidotului între produsele de alterare ale feldspatului și cantitatea relativ mare de biotit ar arătà că suntem în fața unui termen ceva mai bazic decât porfirul dela Țibleș — poate mai apropiat de porfirul studiat de TRAUTH din Valea Seacă.

Tot din masivul Pietrosul provin unele eșantioane din col. S. ATHANASIU, eșantioane în cari regăsim aceleași porfire însă complet sfărâmate. Cataclaza este admirabil evidentă mai ales la fenocristalele de cuarț, cari sunt parțial pulverizate (Sandquartz). Feldspații sunt deasemenea sfărâmați, iar biotitul se mai vede numai ca resturi între acumulări de minerale opace, sericit și clorit. Părțile mai puțin sfărâmate din rocă sunt rămase ca ochiuri într'o rețea de dâre de sfărâmături în care sericitul este foarte abundent. Observăm faptul că sfărâmarea, desființând conturul fenocristalelor, la o astfel de rocă nu se mai poate precizà dacă este ea într'adevăr un porfir sau dacă nu cumva e un tuf porfiric. La un tuf, rocă primordial mai mult sau mai puțin poroasă, cu rezistență slabă la sdrobire, fenomenele de cataclază pot apăreà, sub acțiunea aceluiaș efect mecanic, mult mai pronunțate decât la porfire, roce masive și foarte rezistente la sdrobire. Numai studiul amănunțit al ivirii acestor roce ar puteà rezolvì această controversă.

Din cele expuse mai înainte rezultă că porfirele formează mase importante în complexul șisturilor cristaline, mase cari, după forma lor și după relațiile în cari stau cu șisturile cristaline, pot să fie considerate ca stâlpi ce pot reprezentà rădăcini ale unor puncte de erupțiune. Privitor la vârsta acestor erupțiuni porfirice nu am putut găsì deocamdată nici un punct sigur de sprijin. Fenomenele pronunțate de cataclază, ar indicà erupțiuni vechi, poate antetriasice, iar faptul că nu sunt metamorfozate în măsura în care sunt metamorfozate rocele porfirogene cari constituesc Grupa albă, arată că punerea lor în loc trebuie să fi avut loc după desăvârșirea fenomenului de metamorfism regional din care au născut șisturile cristaline din Carpații orientali. Aceste speculațiuni ar localizà timpul de intruziune al lor către sfârșitul Paleozoicului.

B) LAMPROFIRE ȘI DIABAZE

Lamprofirele și diabazele nu formează masive importante cum este masivul porfiric al Pietrei Arse, ci numai filoane care rare ori trec de câțiva decimetri grosime. Aceste filoane se impun însă prin frecvența și varietatea lor. Se poate afirmà că, cel puțin în regiunea Țulgheșului, nu este pârâu mai însemnat pe care să nu se întâlnească blocuri de astfel de roce. Mult mai rar însă aceste roce se găsesc în loc deoarece, după cum am mai spus, ele formează de cele mai multe ori filoane cari nu au o grosime mai mare de câțiva decimetri, grosime care numai excepțional se ridică până la 2—3 m. Intr'o regiune complet împădurită cum este regiunea pe care o studiez, găsirea unor astfel de filoane nu este decât o chestiune de șansă.

Institutul Geologic al României

Filoane acide sunt relativ rare în regiunea Tulgheș. In afară de filoanele de cuarț cari apar pe versantul de Sud al Pietrei Runcului la Sud de cota 858 (Tulgheș) și pe piciorul Arșița lui Juteș lângă cota 1123 (Corbul de Sus) și de filoanele de cuarț și de pegmatit de pe Valea Azodului la E de cota 790, nu am avut șansă să întâlnesc alte iviri cari să merite a fi menționate. Este însă probabil că filoane puternice de cuarț mai există și în alte puncte deoarece nu rareori am întâlnit pe unele pârae blocuri mari de cuarț cari nu pot proveni decât din astfel de filoane.

a) LAMPROFIRE

Filoanele lamprofirice, foarte numeroase și variate în Cristalinul Carpaților orientali, au fost studiate mai deaproape de BUȚUREANU [1]). In studille sale se descriu și se analizează filoane de: Diabaze?, Kersantite, Ortolite?, Vogesite, Diorite?, Gabrouri?, Picrite?, Camptonite, Monchiquite și Melafire. Lăsând la o parte tipurile îndoelnice (Diorite, Gabrouri, Picrite, etc.), se observă imediat că lamprofirele descrise de BUȚUREANU se clasează în două grupe:

1. Camptonite și Monchiquite, roce cari reprezintă în general produse de diferențiere ale magmelor foiaitice și theralitice [2]).

2. Kersantite și Vogesite, roce cari reprezintă în general produse de diferențiere ale magmelor granito-dioritice [3]).

Cât privește rocele determinate ca diabaze și melafire, nu numai de BUȚUREANU, dar și de cercetătorii anteriori, cred că ele aparțin în cea mai mare parte seriei lamprofirice: V o g e s i t - S p e s s a r t i t - O d i n i t. Dacă se respectă clasificarea lui ROSUNBUSCH, denumirile de diabaz și melafir revin mai degrabă echivalenților vechi și dinamic metamorfozați ai lavelor gabroide, adică unor roce efusive. Cum în cea mai mare parte a cazurilor se poate stabili indiscutabil că lamprofirele din Carpații orientali, fie ele din seria granito-dioritică, fie din seria foyaitică-theralitică, formează în șisturile cristaline filoane transversale și nu bancuri interstratificate, trebuie să căutăm locul acestor roce între filoane și nu între lave. In lucrarea de față am păstrat denumirile de diabaz și melafir numai pentru rocele bazice cari apar asociate cu depozitele mesozoice de pe cristalin, pentrucă la aceste roce se poate stabili precis, dacă nu în regiunea Tulgheșului în alte părți, că ele apar între depozitele mesozoice ca intercalații concordante asociate cu tufuri, deci ca adevărate curgeri de lavă.

---

[1]) V. BUȚUREANU. Massivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Mem. Secț. Științifice, Seria II-a, t. XXXVIII. București, 1916.

[2]) H. ROSENBUSCH. Elemente, 1923, pag. 335.

[3]) *Idem*, *id.*, p. 329.

Institutul Geologic al României

Trebuie să menționez încă faptul că și în șisturile cristaline se întâlnesc, foarte rar dealtfel, și roce lamprofirice concordante cu șisturile cristaline între cari apar. Un exemplu de acest fel, cât se poate de clar, îl formează filoanele cari apar în malul drept al Bistricioarei la cota 686. Astfel de roce ar puteà fi considerate ca lave interstratificate. Judecând însă după faptul că roce identice apar indiscutabil ca filoane, nu am pregetat să consider și intercalațiunile lamprofirice tot ca filoane și anume ca filoane concordante.

Faptul că filoanele lamprofirice din Carpații orientali se pot grupà în două serii, ridică o primă problemă a rocelor filoniene. S'au suprapus într'adevăr în această regiune două serii filoniene distincte cari să reprezinte produse de diferențiere a două magme diferite, una de tip atlantic (Camptonite și Monchiquite) și alta de tip pacific (Kersantite și Vogesite)? O suprapunere de serii filoniene distincte apare ca posibilă dacă avem în vedere că în partea de Sud a Carpaților orientali există cel puțin trei faze de manifestări ignee: intruziuni ale masivelor granodioritice, intruziunea sienitului dela Ditrău și erupțiunile lavelor andezitice și bazaltice cari au format lanțul eruptiv Călimani—Hârghita. După ce voiu descrie rocele lamprofirice întâlnite în regiunea Tulgheșului voiu discutà întrucât apare ca posibilă o asociere a seriilor filoniene cu aceste perioade de manifestațiuni ignee.

O a doua problemă pe care o ridică lamprofirele și diabazele, cari apar în Cristalin, este aceà a relațiunilor cari ar puteà există între aceste roce și acelea cari apar de obiceiu asociate cu Mesozoicul de pe Cristalin. Pânzele interstratificate de diabaze și melafire, cari apar în Mesozoic, trebuie să aibă canale de ascensiune, canale pe cari trebuie să le regăsim în șisturile cristaline cari formează fundamentul întregei regiuni. Stabilind legătura între aceste două grupe de roce s'ar puteà precizà vârsta unora din rocele cari apar ca filoane în Cristalin. Dacă însă Mesozoicul, fie în total fie în parte, este adus în poziția pe care o are astăzi de supracutări ample, afinitățile dintre rocele efusive mesozoice și unele filoane din șisturile cristaline nu mai apar ca o necesitate, rocele eruptive mesozoice putând să aparțină unei alte serii.

Trebuie să observ dela început că aceste probleme, deși de importanță remarcabilă în special pentru tectonica regiunei, sunt departe de a-și găsì o soluție completă în lucrarea de față. Suprafața restrânsă pe care s'au făcut observațiile, numărul mic de analize chimice cari s'au putut face și lipsa aproape completă de cercetări în această direcție în alte regiuni ale Carpaților orientali, sunt fapte cari nu îngăduesc încercări de generalizare.

Rocele lamprofirice întâlnite ca filoane în împrejurimile Tulgheșului, se clasează în două serii:

1. Camptonite și monchiquite.
2. Spessartite.

Institutul Geologic al României

1. Camptonite și Monchiquite.

a) Camptonit

Cota 1454 Piatra Roșie Românească. Pl. III Fig. 2.

Roca este de coloare cenușie, compactă și fin cristalizată, având factură bazaltică.

Sub microscop apare o structură holocristalin porfirică. Fenocristale de olivin și piroxen, a căror lungime nu trece de un mm., reprezintă produsul unei prime faze de cristalizare. Intr'o a doua fază s'au format cristale prismatice, alungite, de titan-augit și barkevikit. Amândouă aceste generații de cristale sunt înglobate într'o pastă microcristalină constituită din augit, barkevikit, plagioclaz și zoizit (?).

Piroxenul din prima generație este complet transformat în minerale cloritice și calcit.

Olivina este transformată în antigorit asociat constant cu cantități



Fig. 42. Olivină transformată în antigorit și calcit. Camptonit. Piatra Roșie; × 80 ori.

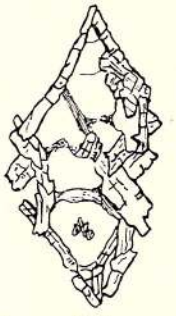


Fig. 43. Titan-augit grupat pe olivină. Camptonit. Piatra Roșie; × 80 ori.



Fig. 44. Agregat stelar de cristale de Titan-augit. Camptonit. Piatra Roșie; × 100 ori.

mari de calcit (Fig. 42). Pe cristalele de olivină s'au grupat uneori baghete alungite de titan-augit din a doua generație (Fig. 43). Alteori cristalele sunt sfărâmate sau corodate și recimentate și complectate cu pastă microcristalină.

Intre elementele din a doua generație cel mai frecvent este titan-augitul care formează prisme alungite de coloare violetă sau violacee asociate uneori în agregate stelare (Fig. 44). Foarte deseori prezintă structura în formă de ceas cu nisip (Sanduhrstructur). Extincția maximă (α) 42^0. Birefringența maximă (*ng—np*) 0,015. Policroism foarte slab, dispersiune puternică, semn optic +.

Barkevikitul formează și el prisme alungite cu secțiuni mai mult sau mai puțin hexagonale și cu extremități neperfect formate. Este puternic policroic (*ng* brun roșcat, *nm* brun-roșcat, *np* galben-verzui).

Mineralele opace sunt frecvente, uneori sunt înconjurate de un pigment roșiu, probabil un oxid de fier produs prin alterație. Pirita este vizibilă cu lupa.

Institutul Geologic al României

Sfenul și apatitul sunt rare.

In pasta microcristalină, pe lângă titan-augit și barkevikit, mai apar ace lungi verzui, fracturate transversal (zoizit?) și relativ rar un feldspat plagioclaz. Unele părți din pastă formează plaje izotrope cari par să fie constituite din analcim.

Frecvența lineară a mineralelor e următoarea:

	Generația I	Generația II	Pasta	Total
Piroxen	6	15	23	44
Olivină	1	—	—	1
Barkevikit	—	13	28	41
Minerale opace	—	8	—	8
Feldspat	—	—	1	1
Analcim	—	—	1	1
Calcit	—	—	4	4
				100

După compoziția sa mineralogică roca este un amfibolcamptonit, care diferă de forma tipică — așà cum o descrie ROSENBUSCH — prin absența biotitului și prin conținutul prea mic în feldspat.

Compoziția chimică a rocei — după analiza făcută de I. ATANASIU [1]) este următoarea:

SiO_2	37,24
TiO_2	3,40
Al_2O_3	12,62
Fe_2O_3	2,47
FeO	13,37
MnO	0,86
MgO	6,59
CaO	13,96
BaO, SrO	0,09
Na_2O	2,04
K_2O	1,29
P_2O_5	0,13
SO_3	1,44
H_2O (110°)	0,40
$CO_2 + H_2O$ (180°) . .	4,97
	100,87

[1]) I. A. ATANASIU. Contributions à l'étude chimique des roches éruptives basiques. Bull. de Chimie pure et appliquée, t. XXXVII (1924) No. 1—3, pag. 19, analiza 5-a. București, 1925.

Institutul Geologic al României

La totalul analizei trebuie scăzut oxigenul din trioxidul de sulf deoarece este sigur că sulful provine din pirite.

b) Camptonit

Pârâul Preluca Zvâncenilor, dela confluența cu viroaga ce vine pe dreapta pârâului dela cota 1154, fundul pârâului Telec, Valea Jidanului.

Roca este masivă și neagră — cu aspect bazaltic. In masa neagră microcristalină se văd rare cristale de barkevikit putând aveà mai mulți mm. diametru, precum și unele plaje albe-verzui cu aureolă de coloare roz.

Sub microscop se vede o structură holocristalin porfirică. In afară de fenocristale de barkevikit, vizibile și cu ochiul liber, se mai văd în pastă fenocristale, probabil de a doua generație, de augit, barkevikit și cuarț.

Titanaugitul, foarte slab colorat în verzui și cu policroism aproape imperceptibil, are pe margini o zonă violacee (titaniferă). Birefringența maximă (*ng—np*) 0,027. Extincția (α) la 37°, semn optic +, unghiul axelor optice foarte mic. Puternic dispers și dispersiunea fiind mai pronunțată în zona de margine, titaniferă. Este foarte probabil un titan-augit cu conținut acmitic. Multe cristale sunt alterate având partea centrală cloritizată. Uneori se văd cristale sfărâmate și recimentate cu pastă.

Barkevikitul, de coloare brună cu policroism pronunțat (*ng* brun-verzui, *nm* brun-roz, *np* galben-verzui) are birefringența maximă (*ng—np*) 0,027, extincția (α) la 11° și semnul optic —. Cristalele mari sunt corodate, având concavitățile de coroziune umplute cu pastă microcristalină și uneori înconjurate cu o coroană de calcit.

Cuarțul formează plaje albe-verzui de 3—4 mm. diametru, înconjurate de o coroană roz constituită din baghete foarte mici de coloare roșie-brună sau roză (oxizi de fier?).

Pasta microcristalină conține cristale alungite de barkevikit și augit verde, foarte multe minerale opace, calcit în granule mici, rar sfen și înfine pigmenți de coloare roșie, oliv sau verde.

Frecvența lineară a mineralelor este următoarea.

	Fenocristale	Pastă	Total
Piroxen [1])	20	5	25
Barkevikit	7	5	12
Cuarț	2	—	2
Minerale opace . .	—	55	55
Calcit	—	5	5
Apatit	—	1	1
			100

[1]) La piroxen sunt contate plajele întregi, inclusiv cloritul și calcitul care provine din alterație.

Institutul Geologic al României

După compoziția mineralogică roca este un Camptonit care diferă de camptonitele normale prin lipsa biotitului și a feldspaților.

c) Monchiquit

Pârâul ce se varsă la cota 659 în pârâul Măghierușul. Pl. III Fig. 3.

Roca este de coloare cenușie închisă, fin cristalizată, cu aspect bazaltic și cu crustă de alterație ruginie bine distinctă de restul rocei.

La microscop apare o structură hipocristalin-porfirică. Fenocristale de augit și olivină, ce nu trec de 3 mm. diametru, sunt înglobate într'o pastă constituită din cristale mult mai mici de: augit, barkevikit, minerale opace, sfen și apatit, ale căror interspații sunt umplute de o masă amorfă de coloare brună bogată în microlite.

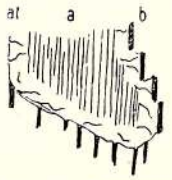


Fig. 45. Concreșteri de barkewikit pe augit. Monchiquit. Măghieruș; × 30 ori. a. Augit acmitic, at. Titan-augit, b. Barkevikit.

Piroxenul, elementul fenocristalin cel mai frecvent, formează prisme scurte, bine individualizate, fără coroziuni, ce pot ajunge până la 2—3 mm. înălțime. Policroismul foarte slab în tonuri verzi-gălbui. Dispersiune apreciabilă. Birefringența (*ng—np*) 0,020. Extincția maximă (α) la 42^0—45^0, semn optic +, unghiul axelor optice mic. Macle frecvente după 100. Toți indivizii lasă să se distingă o zonă marginală îngustă, violacee cu clivajul 001 sub formă de spărturi abundente și bine pronunțate, cu unghiul de extincție mai mic și cu birefringența mai scăzută decât la nucleu. Este foarte probabil un augit cu ceva conținut acmitic și cu înveliș titanifer. Alterația începe din centru și se întinde pe crăpături formând uneori plaje bine distincte de clinoclor asociat cu numeroase grăunțe de calcit. In capătul cristalelor de piroxen și paralel cu alungirea lor se grupează baghete mici de barkevikit (Fig. 45).

Olivina aproape complet serpentinizată, lasă să se vadă numai rareori resturi din cristalul primitiv. Pe crăpături și pe marginele cristalelor foarte multe granule de calcit. La unele cristale se văd adausuri ulterioare cari includ barkevikit.

In pastă elementul cel mai frecvent este barkevikitul care formează prisme alungite după 110, ale căror extremități par rupte. Policroismul puternic (*ng* brun-roș, *nm* idem mai slab, *np* galben-verzui). Birefringența maximă (*ng—np*) poate ceva mai mare ca 0,020. Extincția (α) la 14^0. Uneori cristalele formează grupări simetrice, alteori sunt fixate pe augitul din prima generație. Se văd incluse în zona de creștere ulterioară a olivinei și în analcim.

Augitul din a doua generație este reprezentat prin cristale mici, scurte, cu aceleași proprietăți ca zona violacee titaniferă, ce îmbracă cristalele mari de augit acmitic.

Institutul Geologic al României

Intre mineralele opace unele (Ilmenit) poartă coroană de sfen. Sfenul și apatitul sunt rare.

Pasta de coloare brună, ce umple toate interspațiile cristalelor, este aproape complet izotropă. Ca microlite conține mai ales cristale filiforme de coloare verzue și cu extincție simetrică (zoizit?) ce apar izolate sau grupate în buchete. Analcimul substitue uneori pasta.

După relațiunile dintre minerale ordinea de cristalizare ar fi următoarea:

Faza I-a: Augit acmitic, olivină.

Faza II-a: Titan augit, barkevikit, adausuri la olivină.

Faza III-a: Analcim și pastă amorfă.

Frecvența lineară a mineralelor este:

Augit	27
Olivină	21
Barkevikit	8
Minerale opace	7
Analcim	5
Pastă amorfă	32
	100

După compoziția sa mineralogică roca poate fi numită Augit—monchiquit, care diferă de monchiquitele normale prin absența biotitului și predominarea augitului și a olivinei.

Analiza chimică a rocei [1]) arată o cantitate apreciabilă de apă și probabil mai ales de CO_2, ceeace aduce o scădere aparentă a proporției de SiO_2.

SiO_2	34,72
TiO_2	3,02
Al_2O_3	9,82
Fe_2O_3	3,24
FeO	11,39
MnO	1,56
MgO	8,43
CaO	10,92
BaO, SrO	urme
Na_2O	2,47
K_2O	0,65
P_2O_5	urme
SO_3	0,84 [2])
Transport	87,06

[1]) I. A. ATANASIU. *L. c.*, pag. 19, analiza 7-a.

[2]) Trebuie redus la *S*.

Institutul Geologic al României

Report	87,06
H_2O (110°)	2,06
H_2O (180°)	11,04
CO_2	
	100,16

d) Monchiquit

Cota 927 în pârâul Fügheș [1]). Pl. III Fig. 4.

Roca este de coloare neagră, compactă, cu aspect bazaltic și cu crustă subțire ruginie și alterată.

Sub microscop se vede structura hypocristalin porfirică. Fenocristale rare, cu diametru numai de un mm., de piroxen și olivină, complect alterate sunt înglobate într'o pastă constituită mai ales din barkevikit, pe lângă care se văd mai rar titan-augit și olivină. Interspațiile sunt umplute cu substanță amorfă.



Fig. 46. Piroxen alterat. Monchiquit. Pâr. Fügheș; × 60 ori.



Fig. 47. Olivin serpentinizat (Antigorit). Monchiquit. Pâr. Fügheș; × 360 ori.

Intre fenoelemente, piroxenul este reprezentat prin plaje (Fig. 46) de formă aproape dreptunghiulară, care par'că ar prezentă uneori forme de coroziune. Aceste plaje sunt aproape complect transformate în minerale cloritice asociate cu calcit și sfen. Sfenul rezultat din alterație formează grupe din câte 3—4 granule care reproduc aspectul unor grupe de bacterii. In jurul fenocristalelor alterate de piroxen se acumulează de obiceiu cristale de barkevikit.



Fig. 48. Barkevikit în pastă. Monchiquit. Pârâul Fügheș; × 375 ori.

Olivina este complet substituită prin calcit și antigorit ale cărui fibre formează rețeaua caracteristică (Gitterstructur) (Fig. 47).

Cea mai mare parte din fenoelemente o constituesc unele plaje cu contur senzibil circular constituite în întregime din calcit.

In pastă barkevikitul (Fig. 48) formează elementul cel mai frecvent. El apare sub formă de prisme alungite după 110, cu extremitățile neformate, cu secțiune senzibil

[1]) Pârâul Fügheș se varsă în Putna la deal de gura pâr. Sumuleul și nu intră în cadrul hărții.

Institutul Geologic al României

hexagonală, și cu lungime mai mică de ½ mm. Policroism puternic (*ng* castaniu, *nm* idem, puțin mai deschis, *np* galben bătând în brun). Birefringența maximă (*ng-np*) circa 0,025. Extincția (*a*) la 12°. Adeseori maclat după 010.

Minerale opace abundente și între ele trebuie să fie și ilmenit, căci se văd uneori coroane de sfen, precum și pirit care e vizibil cu ochii liberi.

Sticla, perfect izotropă sau foarte slab birefringentă, este plină de incluziuni între cari abundă mai ales fibrele verzui pe care le-am întâlnit și în monchiquitul de pe pârâul Măgheruşul.

Analcimul este uneori asociat cu calcit și clorit în plaje eliptice în jurul cărora este acumulat barkevikit (Fig. 49).

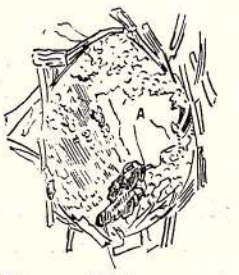


Fig. 49. Plajă cu analcim(A). Monchiquit. Pârâul Fügheș; × 60 ori.

Frecvența lineară a mineralelor este următoarea:

Piroxen (alterat)	9	Fenoelemente
Olivină (alterată)	2	
Barkevikit	42	
Minerale opace	8	
Calcit	7	
Sticlă	32	
	100	

După compoziția mineralogică și după structură roca este un Amfibol-monchiquit. De remarcat și aici lipsa biotitului.

Compoziția chimică a rocei [1]) e următoarea:

SiO_2	38,78
TiO_2	5,10
Al_2O_3	11,64
Fe_2O_3	4,22
FeO	12,30
MnO	0,85
MgO	8,24
CaO	9,24
BaO, SrO	0,19
Na_2O	0,93
Transport	91,49

[1]) I. A. ATANASIU. *L. c.*, pag. 20. Analiza 1 *b* pusă din eroare în grupul rocelor eruptive asociate cu depozitele mesozoice.

Institutul Geologic al României

Report	91,49
K_2O	0,10
P_2O_5	0,11
SO_3	0,67 [1])
H_2O (110°)	0,62
H_2O (180°) + CO_2	6,78
	99,77

e) Un Monchiquit am mai întâlnit la cota 904 de pe pârâul Noghirezul (numai ca blocuri).

Roca este cenușie, masivă, fin grăunțoasă și lasă să se vadă cu ochiul liber granule de pirită foarte mici și sferule de calcit de 4—5 mm. diametru.

Sub microscop se vede structura hipocristalin porfirică. Fenocristalele sunt reprezentate prin: Barkevikit, piroxen cloritizat, olivină transformată în antigoirt, rare cristale de un feldspat plagioclaz bazic și foarte rare lamele de biotit. Pasta este devitrificată.

f) O rocă filoniană care face probabil parte tot din seria Camptonitelor și a Monchiquitelor am întâlnit pe partea stângă a văei Bistricioara în dreptul cotei 762, cu 600 m. mai la vale de gura pârâului Valea Seacă, unde formează un filon de 40 cm. grosime în cloritoșisturi cu cuarț, aproape de o linie de contact cu cuarțite negre frământate. Filonul are câteva fracturi transversale.

Roca este constituită în cea mai mare parte din cristale mari de barkevikit concrescut aproape constant cu un amfibol verde-albăstrui. Interspațiile sunt ocupate de calcit, feldspat în cristale fin maclate și ace lungi de zoizit(?). Se mai observă și unele plaje tulburi, alterate, cari formează agregate stelare așà cum am văzut că formează uneori titan-augitul; câte odată aceste plaje sunt pline cu ace de rutil grupate în rețea (Sagenit).

După compoziția mineralogică această rocă ar puteà fi apropiată de Amfibolcamptonite.

g) Camptonitele și Monchiquitele în partea de Sud a Carpaților orientali.

Roce din grupa Camptonitelor și a Monchiquitelor au fost descr'se pentru prima oară în Carpații orientali, ca filoane în masivul sienitic dela Ditrău de către I. SZADECZKY [2]). Studiul acestor filoane a fost reluat mai târziu de B. MAURITZ [3]).

---

[1]) In rocă probabil S nu SO_3.

[2]) Camptonit provenind de pe drumul Ditrău-Tulgheș. Analiza a fost făcută la Vers. Anstalt Cluj. Ref. N. J., 1901, I, pag. 402 și este dată în tratatul lui ROSENBUCH.

[3]) Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditró. Math.-Naturw. Ber. Ungarn XXX (1912), Budapest.

Diferentiationsdiagram. Tschermak's *Mitt.* 38, 1925.

Institutul Geologic al României

V. BUȚUREANU [1]) regăsește camptonitele și monchiquitele în șisturile cristaline din Nordul Moldovei și face cunoscută constituția lor mineralogică și chimică într'o serie de publicațiuni apărute între 1901 și 1916. In 1903 D. CĂDERE [2]) studiază mai aproape și analizează un camptonit provenind din pârâul Borcuța, iar M. REINHARD [3]) menționează aceleași roce din valea Oltului (Baia lui Bălan).

Ținând seama și de analizele chimice făcute asupra camptonitelor din masivul sienitic dela Ditrău și adăugând cele trei analize din lucrarea de față, numărul total al analizelor chimice făcute asupra camptonitelor și monchiquitelor din jumătatea de Sud a Carpaților orientali se ridică la 17.

Din tabloul alăturat în care se află trecute toate aceste analize, se vede imediat că rocele provenind din împrejurimile Tulgheșului formează tipuri bazice extreme. Chiar dacă s'ar face abstracție de apă și de $C O_2$ și s'ar recalculà din nou datele analizei procentual, $Si O_2$ rămâne inferior tuturor celorlalte analize din tablou (pentru camptonitul dela Piatra Roșie s'ar obține 39,69 $Si O_2$, pentru monchiquitul dela Tulgheș 42,48, iar pentru acel de la Măghieruș 40,42). Ele se mai deosibesc de celelalte camptonite și monchiquite din tabel prin cantitatea mică de $Al_2 O_3$ și prin creșterea pronunțată a cantității de Fe O. Compoziții chimice asemănătoare au monchiquitele dela Taganrog (Rusia meridională) și dela Montreal (Canada) [4]).

Aceiaș situație extremă o păstrează rocele din regiunea Tulgheș și în triunghiul lui OSANN, precum și în tretraedul de concentrație al lui NIGGLI (vezi fig. 50 și 51). Față de camptonitul tip dela Camptonfalls, camptonitele din masivul sienitic dela Ditrău, se plasează într'o poziție opusă acelor din regiunea Tulgheș și tranziția între ele pare să o stabilească unele din tipurile analizate de BUȚUREANU.

Pe diagramul de diferențiere a camptonitelor și monchiquitelor, dat de NIGGLI [5]), camptonitele și monchiquitele din partea meridională a Carpaților orientali se încriu destul de bine (Fig. 52). Excepție fac numai rocele

---

[1]) Études pétrographiques des roches éruptives du district de Suceava. An. Sc. Univ. Jassy. T. 1, fasc. 3, Iași, 1901.

Cercetări în masivul cristalin dela Broșteni. An. Inst. Geol. al României, Vol. 1, pag. LIV, București, 1908.

Études pétrographiques sur les roches filoniennes du massif cristallin de Broșteni. An. Sc. Univ. Jassy, T. V, Fasc. 4, Iași 1909.

Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Mem. Sect. Științ., Seria II, T.XXXVIII, București, 1916.

[2]) Sur les roches éruptives de Borca. An. Sc. Univ. Jassy, T. II, pag. 277—283 Iași, 1903.

[3]) Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. Geol. al României, Vol. XII, pag. 494, București, 1927.

[4]) H. ROSENBUSCH. Elemente. Ed. 1923. Pag. 338. Analizele 22 și 23.

[5]) Gesteins- u. Mineralprovinzen, Bd. I, Berlin, 1923, pag. 352 și 358.

Institutul Geologic al României

CAMPTONITE - MONCHIQUITE

	Din masivul sienitic dela Ditrău					Din împrejurimile Tulgheşului			Din împrejurimile Broştenilor								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
$Si O_2$	49,46	48,70	47,52	45,97	45,13	38,78	37,24	34,72	43,10	49,84	49,70	48,42	46,37	43	42,70	45,78	45,04
$Ti O_2$	1,88	4,31	2,55	4,59	0,84	5,10	3,40	3,02	2,44	1,20	1,82	1,46	1,10	1,10	1,16	0,72	0,88
$Al_2 O_3$	19,82	17,09	18	17,67	18,94	11,64	12,62	9,82	16,28	12,03	13,12	15,95	16,32	16,39	14,04	12,24	12,96
$F_2 O_3$	5,69	2	4,26	4,74	4,44	4,22	2,47	3,24	3,50	6,14	6,51	7,30	5,37	6,52	2,66	8,66	8,06
Fe O	5,82	6,80	3,69	5,60	6,80	12,30	13,37	11,39	7,20	3.45	5,19	5,86	6,22	6,56	7,95	6,91	5,17
Mn O	—	0,12	0,10	0,11	0,20	0,85	0,86	1,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg O	1,93	5,18	4,46	4,76	5,05	8,24	6,59	8,43	8,15	7,78	4,22	5,20	5,81	4,70	5,11	3,78	5,76
Ca O	10,62	7.94	7,35	8,43	9,17	9,24	13,96	10,92	9,04	12,26	11,90	7,54	10,24	10,90	10,00	8,40	8,90
Ba O	—	—	—	—	0,14	0,19	0,09	tr.	—	—	—	—	—	—	—	—	--
					Sr 0,09												5,33
$N_2 O$	3,38	4,84	5,08	5,87	3,90	0,93	2,04	2,47	1,20	4,40	4,20	3,74	5,32	3,60	5,19	5,69	1,89
$K_2 O$	0,71	1,34	3,14	1,58	2,77	0,10	1,29	0,65	2,19	1,19	1,94	2,37	1,81	1,02	1,07	2,31	1,37
$P_2 O_5$	—	0,73	0,31	0,09	0,94	0,11	0,13	tr.	0,52	0,54	0,43	1,19	0,89	0,60	0,87	1,36	—
$S O_3$	—	—	—	—	S 0,21	0,67	1,44	0,84	tr.	—	—	—	—	—	—	—	
$H_2 O$	}	}	}	}	0,20	0,62	0,40	2,06	}	}	}	}	}	}	}	}	}
$H_2 O+$	} 0,06	} 1,29	} 2,10	} 0,54	1,57	}	}	}	2,80	}	}	}	}	}	}	}	}
$C O_2$	0,31		1,21			} 6,78	} 4,97	} 11,04	4,50	} 1,30	} 1,16	} 1,10	} 0,70	} 5,80	} 9,29	} 4,14	} 4,40
Total . .	99,68	100,34	99,77	99,95	100,39	99,77	100,87	100,16	100,92	100,13	100,19	100,13	100,15	100,19	100,04	99,99	99,76

1. Camptonit. Drumul Ditrău-Tulgheş. SZADECZKI
2. » Km. 5,9-6. Drumul Ditrău Tulgheş. B. MAURITZ
3. » Varpatak, 200 paşi dela confluenţa cu pârâul Karoly. B. MAURITZ.
4. Camptonit. Orotva, confl. cu pârâul Taszok. B. MAURITZ
5. » » HARVOOD
6. Monchiquit. Fugheş. J. A. ATANASIU
7. Camptonit. Piatra Roşie Românească. »
8. Monchiquit. Magyaros. »
9. Camptonit. Borcuţa. D. CĂDERE
10. » Zugreni. V. BUŢUREANU
11. » Pic. Şandru. »
12. » Izvorul Rău. »
13. » Pârâul Bradul. »
14. » Pic. Cerbului. »
15. » Hărăoaia. »
16. Monchiquit. După deal. »
17 » Dealul Ferului. »

Institutul Geologic al României

	Numerii lui OSANN									Numerii lui NIGGLI									
	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sect.
1	56,75	4,16	8,84	17,25	4,1	8,8	17,1	8,8	0,95	128	−10	30	31	29,5	9,5	0,12	0,24	0,95	V
2	57,03	6,08	4,96	20,89	5,7	4,7	19,6	8,5	0,85	124	−34	25,5	38,5	21,5	14,5	0,15	0,52	0,57	IV
3	56,27	7,87	4,18	19,63	7,5	3,9	18,6	7,1	0,75	124	−48	27,5	34	20,5	18	0,29	0,51	0,60	IV
4	54,32	7,36	4,06	22,84	6,4	3,6	20	8,5	0,72	111	−53	25	37	22	16	0,15	0,46	0,58	IV
5	51,3	—	—	—	5,2	5,2	19,6	6,8	0,70	106	−46	25,5	38,5	23	13	0,32	0,45	0,59	IV
6	49	1,12	6,75	35,21	0,7	4,7	24,6	9,3	0,88	88	−20	15,5	60	22,5	2	0,07	0,47	0,37	III
7	44,87	3,15	5,22	38,33	2	3,4	24,6	7	0,66	76	−48	15	48,5	30,5	6	0,29	0,42	0,63	IV
8	44,47	3,38	3,57	41,63	2,1	2,2	25,7	8,5	0,56	75	−49	12,5	56	25,5	6	0,15	0,38	0,45	IV
9	51,36	2,91	7,95	26,67	2,3	6,4	21,3	4,5	0,86	101	−23	22,5	49	22,5	6	0,55	0,59	0,46	IV
10	53,59	5,25	2,15	31,61	4	1,7	24,3	8,5	0,79	112	−34	16	43	29,5	11,5	0,15	0,61	0,69	V
11	55,55	5,70	2,60	27,85	4,7	2,2	23,1	7,7	0,83	120	−32	18,5	37,5	31	13	0,23	0,41	0,82	V
12	55,49	5,58	4,61	24,13	4,9	4	21,1	7	0,83	119	−31	23	44,5	20	12,5	0,30	0,43	0,44	IV
13	52,17	6,86	2,94	28,23	5,4	2,3	22,3	8,2	0,69	103	−53	21,5	40	24,5	14	0,18	0,49	0,61	IV
14	50,92	4,73	6,30	27,02	3,7	5	21,3	8,4	0,75	100	−38	22,5	40,5	27,5	9,5	0,16	0,41	0,67	IV/V
15	52	6,88	2,97	28,70	5,2	2,3	22,5	8,8	0,68	104	−52	20	40	26	14	0,12	0,47	0,66	IV
16	53,62	7,83	0,27	30,18	6,1	0,2	23,7	7,9	0,69	111	−57	17,5	43,5	22	17	0,21	0,32	0,50	IV
17	52,52	7,09	1,41	30,42	5,5	1,1	23,4	8	0,69	106	−54	18	44,5	22,5	15	0,19	0,45	0,50	IV

Institutul Geologic al României

analizate sub No. 1, 10 și 11, cari arată o valoare mult prea mare pentru *c*. Roca No. 1 se proiectează dealtfel și în triunghiul lui OSANN cu totul în afară de câmpul camptonitelor. Este de remarcat încă faptul că față de valorile

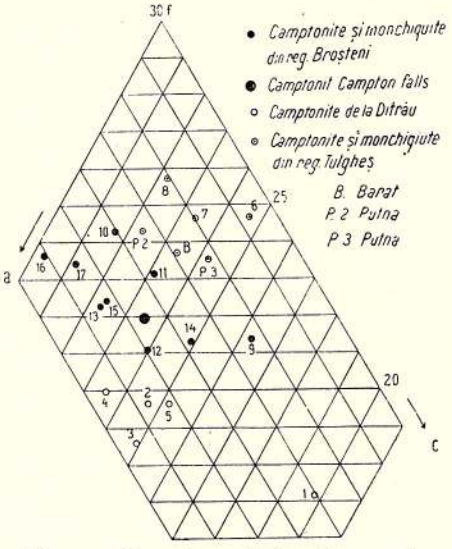


Fig. 50. Proecția analizelor de camptonite și monchiquite din Carpații orientali în triunghiul lui OSANN.

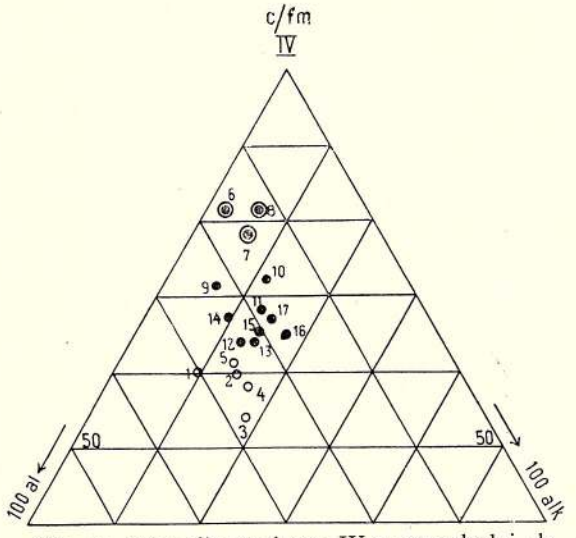


Fig. 51. Parte din secțiunea IV a tetraedrului de concentrație a lui NIGGLI.

1—5 Camptonite din masivul sienitic dela Ditrău, 6—8 Camptonite și monchiquite din regiunea Tulgheș, 9—17 Camptonite și monchiquite din regiunea Broșteni, Roca No. 1 în secț. V, iar roca No. 6 în secț. III. Numerile se raportează la rocele din tabloul dela pag. 245.

medii ale diagramului, camptonitele și monchiquitele din Carpații orientali dau valori mai mari pentru *alk* și mai mici pentru *fm*. Valoarea mare a indi-

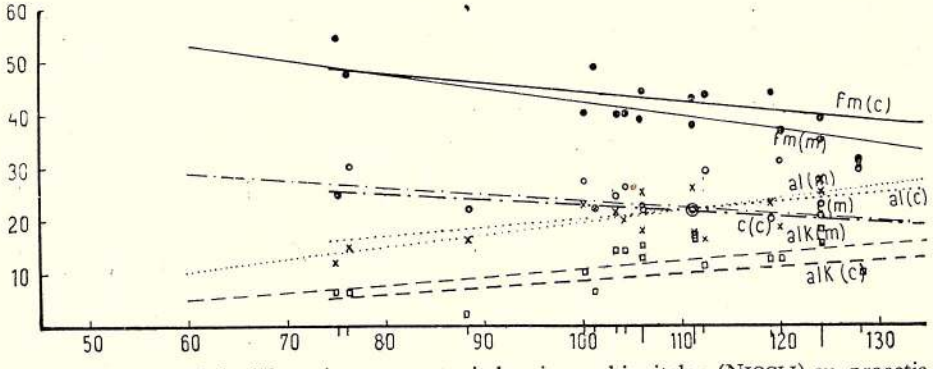


Fig. 52. Diagramul de diferențiere a camptonitelor și monchiquitelor (NIGGLI) cu proecția rocelor din Carpații orientali.

celui *alk*, predominanța constantă a sodiului asupra potasiului (cu excepția

Institutul Geologic al României

analizei 9, și în fine valoarea relativ mică a indicelui *mg*, plasează hotărît camptonitele și monchiquitele din partea meridională a Carpaților orientali între produsele de diferențiere ale magmelor atlantice. Pe triunghiul lui OSANN majoritatea camptonitelor și a monchiquitelor ce apar ca filoane în șisturile cristaline se plasează în sextantul III, între shonkinite și theralite.

Caracterul net atlantic al rocelor, precum și faptul că astfel de roce se găsesc tot ca filoane și în masivul sienitic de la Ditrău, mă conduc să pun în legătură filoanele de camptonite și monchiquite din împrejurimile Tulgheșului și ale Broștenilor cu intrusiunea sienitică dela Ditrău.

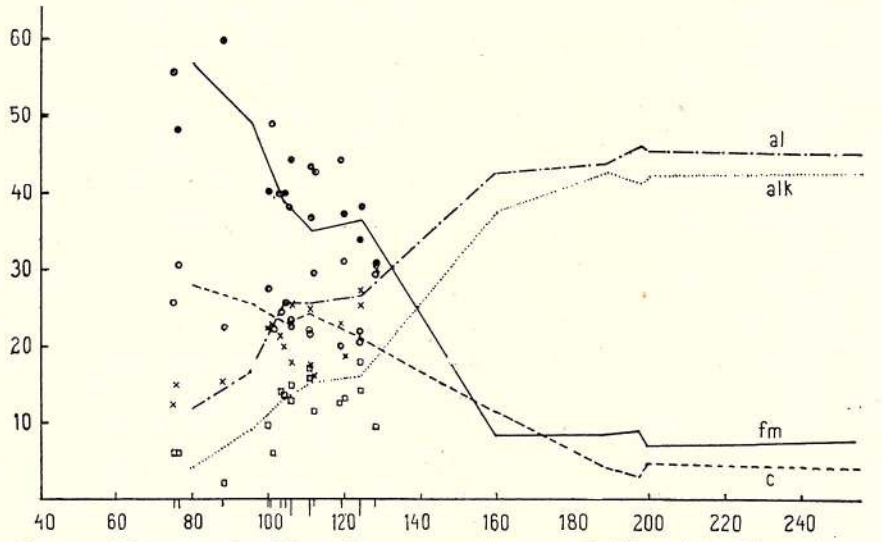


Fig. 53. Diagrama de diferențiere pentru magma sienitică dela Ditrău (B. MAURITZ) în care s'au introdus camptonitele și monchiquitele din Carpații orientali.

In diagramul de diferențiere obținut de MAURITZ [1]), după metoda lui NIGGLI, pentru masa sienitică dela Ditrău, se încadrează destul de bine, atât camptonitele și monchiquitele din împrejurimile Tulgheșului, cât și acelea dela Broșteni (Fig. 53). Dacă acest argument e suficient, putem conclude că monchiquitele și camptonitele cari se întâlnesc în șisturile cristaline din partea meridională a Carpaților orientali, fac parte din aceiaș serie filoniană cu camptonitele cari străbat masivul sienitic dela Ditrău. Separațiunile ultrabazice ale magmei atlantice care a format acest masiv au dat deci naștere unei aureole filoniene remarcabile ca întindere. Intr'adevăr dela Ditrău până la Broșteni este o distanță liniară de peste 50 km.

[1]) B. MAURITZ. Die magmatische Diferentiation in den foyaitischen Gesteine des Ditró- u. Mecsekgebirges. Tschermak's Mitt., Bd. 38, 1925, pag. 195.

Institutul Geologic al României

Admițând o legătură genetică între filoanele camptonitice și monchiquitice cari străbat șisturile cristaline și acelea cari străbat sienitul dela Ditrău se poate admite și sincronismul lor. Pe această cale ajungem la oarecare speculații interesante privitoare la vârsta intrusiunilor. M. REINHARD [1]), studiind sienitele dela Ditrău, observă că intrusiunea lor trebuie să fi avut loc după ultimele mișcări orogenice intense cari au agitat masa cristalină, deoarece mineralele cari constituesc diferitele varietăți de sienite nu prezintă nici cea mai slabă urmă de cataclază. Fiindcă mișcările intense în cuprinsul masei cristaline au încetat după Cretacicul inferior, (după Apțian, care este încă prins în cutele din « Sinclinalul extern »), se deduce că intrusiunea sienitelor dela Ditrău nu poate fi mai veche decât Cretacicul superior. Filoanele camptonitice și monchiquitice, cari străbat masa sienitică și șisturile cristaline, trebuie să fie încă și mai noi.

Vârsta post-apțiană a camptonitelor și monchiquitelor presupune lipsa blocurilor de astfel de roce în conglomeratele apțiene superioare cari se întâlnesc, fie pe cristalin (Hăghieș), fie în Zona Flișului (Ciahlău). Până acum nici una din aceste mase conglomeratice nu au fost studiate din acest punct de vedere.

O altă consecință la care conduce vârsta post-apțiană a filoanelor bazice de tip atlantic este posibilitatea de a întâlni astfel de filoane și în Zona internă a Flișului, străbătând Cretacicul inferior. Intr'adevăr, în situația de astăzi, dela masivul sienitic dela Ditrău, unde presupun centrul de activitate al acestor manifestări plutonice, până la marginea de Apus, a Zonei interne a Flișului sunt numai 15—20 km., pe când până la masivul Pietrosului, unde sunt cunoscute în șisturile cristaline filoane de acest tip, sunt circa 60 km.

Deoarece în Zona internă a Flișului din Moldova nu s'au întâlnit filoane de camptonite și monchiquite, trebuie să concludem, pe baza studiilor existente că zona de răspândire a acestor roce nu depășește, în partea meridională a Carpaților orientali, linia tectonică ce separă Cristalinul de Fliș. Cărei cauze se datorește această limitare spre Est a aureolei filoniene este o problemă care nu poate fi tratată aici sub toate aspectele. Observ numai că dacă s'ar încercà explicarea absenței filoanelor în Fliș prin fenomene ample de supracutare, adică dacă s'ar admite că Flișul nu a fost injectat fiindcă în timpul intrusiunilor magmei sienitice se găseà în afară de câmpul cuprins de aureola filoniană a acestor intrusiuni, ar urmà ca distanța între marginea de Apus a zonei Flișului și masivul sienitic dela Ditrău să fi fost cu minimum 40—50 km. mai mare decât este astăzi. In această poziție aureola filoniană ar puteà fi simetric desvoltată fără să atingă zona Flișului, presupunând că raza ei

[1]) M. REINHARD. Âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró. Comptes-rendus des séances de l'Institut Géol. de Roumanie, Vol. II, pag. 116. București, 1911.

Institutul Geologic al României

nu este mai mare de 60—70 km. adică dela Ditrău până în partea de Sud a Bucovinei. Deplasarea spre Est a masei cristaline, cu masivul sienitic pus deja în loc, ca să ajungă în poziția pe care o are astăzi, a trebuit în acest caz să aibă loc în cutările post-cretacice. Este întrebarea dacă într'o astfel de mișcare sienitele dela Ditrău ar mai fi putut păstrà caracterul lor de intrusiune « post tectonică », fără urme de cataclază, caracter pe care tocmai se sprijină considerațiunile lui REIHNARD privitoare la vârsta lor. Cum faptul nu pare posibil, explicarea asimetriei câmpului de răspândire a camptonitelor și monchiquitelor trebuie căutată în alte fenomene.

h) Anexă la Camptonite și Monchiquite

Alte roce din împrejurimile Tulgheșului cari se grupează tot în seria Camptonitelor și Monchiquitelor.

In afară de rocele relativ bine conservate, cari s'au putut determinà microscopic, se mai întâlnesc în împrejurimile Tulgheșului nenumărate filoane de roce într'o stare foarte înaintată de alterare. La aceste roce studiul microscopic nu poate conduce la o determinare precisă și încadrarea lor în această serie am făcut-o mai mult după compoziția chimică decât după aceea mineralogică.

Am studiat mai deaproape atât microscopic cât și chimic două roce filoniene provenind din malul stâng al pârâului Putna în dreptul confluenții cu pârâul Saroș Putna și o rocă de pe pârâul Baratul mic.

Rocele au culoare verde sau cenușie verzue, cu structură cryptocristalin porfirică.

Fenoelementele ale căror volum trece uneori de 1 cm. sunt complet alterate fiind transformate fie în clorit, fie în serpentină. După formă numai, se poate bănuì că în cea mai mare parte ele ar fi cristale de un piroxen și de olivină. Piroxenul poate să fie un titan augit, judecând după abundența granulelor de sfen ce se văd între produsele de alterare. Foarte rar se văd resturi de biotit nealterat. Pasta criptocristalină are mineralele deasemenea complect alterate și e bogat inpregnată cu calcit; rareori se văd în ea resturi de cristale de feldspați plagioclazi.

Compoziția mineralogică sugerează o apropiere între aceste roce și camptonitele și monchiquitele descrise deja. La aceiaș concluzie duce și analiza chimică a rocelor [1]).

---

[1]) I. A. ATANASIU. *L. c.*, pag. 19, analizele 1*a*, 3*a*, 4*a*; la calciu s'a trecut în text din eroare 8,80 în loc de 8,88 la analiza 1 și 9,64 în loc de 9,67 la analiza 3. La totaluri sunt și aici de făcut corecțiunile privitoare la oxigenul adăugat sulfului.

Institutul Geologic al României

	B	P_2	P_3
$Si O_2$	39,10	33,74	26,48
$Ti O_2$	4,08	2,86	1,61
$Al_2 O_3$	13,84	14,12	15,72
$F_2 O_3$	5,41	4,78	3,77
Fe O	8,39	9,84	11,28
Mn O	0,90	0,60	1,51
Mg O	9,11	13,23	10,14
Ca O	8,88	6,00	9,67
Ba O	urme	—	—
Sr O	»	—	—
$Na_2 O$	3,93	5,15	3,10
$K_2 O$	—	—	0,55
$P_2 O_5$	0,76	0,16	0,27
$S O_3$	1,40	3,64	0,49
$H_2 O$ (110°)	0,34	0,49	0,77
$H_2 O$ (180°) + $C O_2$	4,64	6,34	13,73
Total	100,78	100,95	99,09

B Baratul mic.
P 2. Pârâul Putna.
P 3. Pârâul Putna (aproape exclusiv piroxen alterat.

Numerii lui OSANN

	S	A	C	F	a	c	f
B	47,47	4,26	4,84	34,33	2,9	3,4	23,7
P 2	40,95	5,67	3,79	40,13	3,4	2,3	24,3
P 3	34,98	4,22	7,42	41,74	2,4	4,2	23,5

Numerii lui NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sect.
B	83	−49	17,5	54	20,5	8	0,00	0,52	0,37	III
P 2	65	−73	16	62	12,5	9,5	0,00	0,62	0,20	II
P 3	51	−75	18	55,5	20	6,5	0,10	0,53	0,36	III

Pe triunghiul lui OSANN aceste roce se proiectează foarte aproape de camptonitele și monchiquitele din regiunea Tulgheș. (Vezi fig. 50).

Dacă și aceste roce fac parte tot din aceiaș serie filoniană atlantică, se naște întrebarea de unde provine diferența foarte mare între starea de alterație a

Institutul Geologic al României

lor și aceia a rocelor, relativ puțin alterate, pe care le-am putut determină ca monchiquite și camptonite. In unele cazuri faptul își găsește explicarea în cauze strict locale ca: vecinătate imediată cu izvoare carbonatate, cu pânze de apă freatică sau cu apele curgătoare. Alteori astfel de cauze nu sunt evidente și atunci se poate presupune că în transformarea mineralelor au jucat un oarecare rol și unele accidente tectonice, cu atât mai mult cu cât rocele se găsesc uneori brecifiate.

Roce asemănătoare, cel puțin macroscopic, cu acelea de pe pâraele Putna și Baratul mic sunt extrem de frecvente în împrejurimile Tulgheșului și cea mai mare parte din rocele filoniene însemnate pe hartă fac parte din această grupă.

Ca afloriment interesant menționez filoanele cari apar în pârâul Scăiușului, afluent al Noghirezului. La aproximativ un km. la deal de gura pârâului se văd foarte bine deschise două filoane transversale de câte 40 cm. grosime, impregnate cu pirită în pulbere foarte fină și alte câteva filoane mai subțiri.

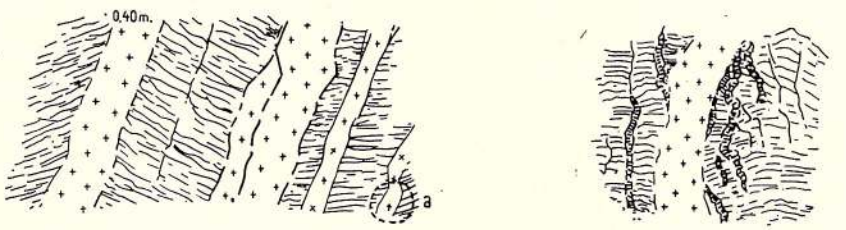


Fig. 54. Filoane de lamprofire în cloritoșisturi. Pe pârâul Scăiușului 700 m. la deal dela gură. In dreapta porțiunea a, mărită, în care se văd filoașe de cuarț pătrunzând în cloritoșisturi.

Pe linia de contact cu cloritoșisturile apar mici filoane de cuarț cari pătrund între șisturi sau pe crăpături. (Fig. 54).

Roce din grupa Camptonitelor și Monchiquitelor provenind din împrejurimile Broștenilor.

In afară de camptonite și monchiquite, BUȚUREANU descrie și analizează o serie întreagă de alte orce filoniene lamprofirice, provenind tot din Cristalinul din împrejurimile Broștenilor. După compoziția lor chimică, o parte din aceste roce se arată a fi de tip atlantic și fac parte tot din seria camptonitelor și a monchiquitelor. Astfel de roce sunt:

1. « Ortolit » găsit ca bloc pe pârâul Holdița.
2. « Picrit » provenind de pe Coasta Bursunelor (Pârâul Puzdra).
3. « Vogesit » provenind de pe piciorul Cerbului (Pârâul Neagra).
4. « Diorit augitic » provenind de pe valea Bărnărelul.
5. « Kersantit » provenind de pe pârâul Malului (Broșteni).
6. « Diorit » provenind de pe piciorul Bradului (Dârmocsa).
7. « Gabro uralit » provenind de pe piciorul Hașca (Pietrosul).

Institutul Geologic al României

Dau aici compoziția lor chimică și numerii lui OSANN și a lui NIGGLI, cari arată cât se poate de evident caracterul atlantic al magmei din care s'au diferențiat. Denumirile ce s'au dat acestor roce par improprii și o revedere a determinării lor este necesară.

Roce filoniene din împrejurimile Broștenilor

	1	2	3	4	5	6	7
$Si O_2$	40,82	44,74	46,10	48,75	44,70	50,16	51,50
$Ti O_2$	1,08	0,18	0,81	0,80	0,72	0,72	1,40
$Al_2 O_3$	11,48	10,88	14,60	11,81	16,32	14,11	12,75
$F_2 O_3$	5,96	6,82	5,74	8,42	1,89	6,51	5,73
Fe O	7,59	9,86	6,22	5,19	7,59	4,50	5,19
Mg O	10,09	14,24	3,32	3,46	3,99	6,16	6,20
Ca O	9,56	6,07	8,50	10,74	7,20	8,22	9,00
$Na_2 O$	4,34	2,40	7,05	5,92	4,96	5,28	3,91
$K_2 O$	2,08	1,00	0,86	1,73	2,37	1,60	1,59
$P_2 O_5$	1,01	0,21	0,65	0,92	1,02	0,89	1,34
$H_2 O + C O^5$	6,16	3,58	6,20	2,20	9,35	1,90	1,40
Total	100,17	99,98	100,05	99,94	100,11	100,05	100,01

Numerii lui OSANN

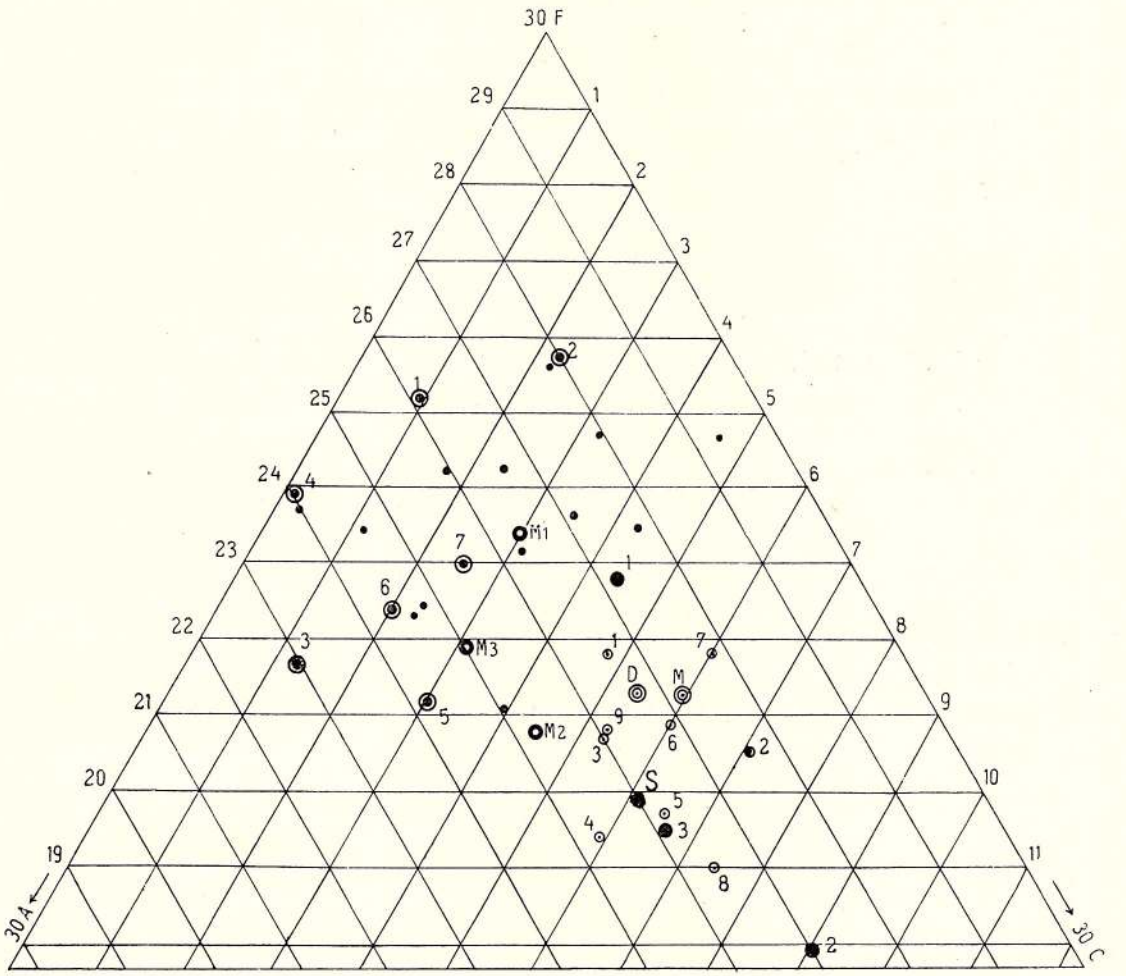
	S	A	C	F	a	c	f	n	k
1. ? Ortolit . .	46,84	6,06	1,34	38,36	3,9	0,9	25,2	7,6	0,61
2. ? Picrit . . .	47,05	3,11	3,59	39,52	2	2,3	25,7	7,8	0,72
3. ? Vogezit . .	54,44	8,49	1,41	25,77	7,1	1,2	21,7	14,4	0,87
4. ? Diorit . . .	55,44	7,39	0,12	29,54	6	0,1	23,9	8,4	0,75
5. ? Kersantit .	52,36	7,14	3,72	29,63	5,8	3	21,2	7,6	0,66
6. ? Diorit . . .	55,62	6,61	2,38	26,44	5,6	2	22,4	8,34	0,78
7. ? Gabro . .	57,57	5,12	2,88	26,43	4,5	2,5	23	7,8	0,92

Numerii lui NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sec.
1.	84	−62	14	53,5	21	11,5	0,24	0,58	0,39	III
2.	89	−33	12,5	68,5	13	6	0,22	0,62	0,19	II
3.	117	−57	22	36,5	23	18,5	0,07	0,34	0,63	IV
4.	119	−47	17	38,5	28	16,5	0,16	0,32	0,73	V
5.	120	−48	25,5	37	20,5	17	0,24	0,44	0,54	IV
6.	122	−38	20	43,5	21,5	15	0,17	0,52	0,49	IV
7.	129	−19	19	45	24	12	0,21	0,52	0,54	IV

Institutul Geologic al României

In triunghiul lui OSANN (Fig. 55) toate aceste roce se proiectează în sextantul III printre camptonitele şi monchiquitele dejà studiate.



- Camptonite si monchiquite din reg. Tulgheş şi Broşteni
- Roce aparţinând probabil aceleiaşi serii din reg. Broşteni
- Roce din seria odinit-vogesit
- S Spesartit
- Diabaze din reg. Broşteni
- Melafire din " "
- Roce efusive mezozoice
- D Piatra Runcului
- M Hághieş

Fig. 55. Triunghiul lui OSANN cu proecţia rocelor din regiunile Broşteni şi Tulgheş. Numerile se referă la tablourile cu analize chimice din text.

Institutul Geologic al României

2. Roce din seria vogesit-spessartit-odinit.

a) Spessartit.

Cota 1443, Muntele Stejii, la fundul Văii Seci.

Pe spărtură proaspătă roca este de culoare verzue, cu luciu mătăsos, cu oarecare urme de șistozitate. Crusta de alterație e subțire, ruginie.

La microscop apare o structură panidiomorf grăunțoasă formată de o rețea de cristale alungite și fără fețe terminale de feldspați maclați, întrețesuți cu un amfibol brun în prisme scunde idiomorfe. Spațiile rețelei sunt umplute cu clorit asociat cu epidot și calcit. Nici un rest nealterat nu lasă să se bănuiască mineralul care primitiv a umplut aceste interspații; dacă va fi fost un element negru s'ar puteà vorbì de o structură doleritică (ofitică).

Feldspatul, în baghete maclate a căror lungime nu trece în general de ½ mm. este foarte probabil un oligoclaz. E în general tulbure, conținând granule numeroase de calcit și epidot provenite din alterație.

Amfibolul, în cea mai mare parte transformat în clorit și epidot, formează prisme scurte, idiomorfe, de cele mai multe ori cu diametru mai mic de ½ mm. Resturile nealterate lasă să se vadă un policroism pronunțat (*ng* brun, *nm* ?, *np* galben), o birifringență, maximă (*ng* — *np*) de circa 0,030 și unghiul de extincție α de 15^0. Semn optic negativ. Aceste caractere arată o hornblendă comună brună. Intre cristale, și mai ales între cristalele de feldspat, rămân spații mai mult sau mai puțin triunghiulare umplute de cele mai multe ori numai cu clorit, alte ori cu clorit asociat cu calcit și epidot. Mineralele opace sunt abundente.

Frecvența lineară este:

Feldspat (Andesin)	53%
Amfibol (Hornblendă brună)	28%
Minerale opace	5%
Spații între cristale (6% clorit, 5% epidot, 3% calcit). . .	14%
	100%

La feldspat și la amfibol s'au repartizat și cloritul, epidotul și calcitul care provine din alterarea lor.

Structura și compoziția mineralogică grupează această rocă între Spessartite[1]).

Compoziția chimică a rocei, după analiza făcută de I. A. Atanasiu este următoarea:

[1]) H. Rosenbusch. Elemente, 1923, pag. 333.

Institutul Geologic al României

		Numerii lui Osann	
SiO_2	45,81	S	= 54,33
TiO_2	2,78	A	= 4,39
Al_2O_3	19,02	C	= 6,72
F_2O_3	1,44	T	= 1,58
FeO	8,72	F	= 21,87
MnO	0,93	a	= 4
MgO	6,76	c	= 6,1
CaO	5,52	f	= 19,9
SrO	—	Numerii lui Niggli	
Na_2O	2,90	Si	= 114
K_2O	1,68	qz	= —24
SO_3	—	al	= 28
H_2O (100°)	0,25	fn	= 48
CO_2	1,80	c	= 14,5
Pierderi	3,04	alk	= 9,5
Total	100,65	k	= 0,38
		mg	= 0,53
		c/fm	= 0,31

sect. III

Proecția rocei în triunghiul lui Osann și in tetraedrul lui Niggli este reprezentată în fig. 55 și 56 cu semnul rocelor din seria odinit-vogesit și cu inițiala S.

Roce apropiate, în ceeace privește compoziția lor mineralogică, de spessartitul dela Muntele Stejii, am întâlnit și în alte puncte din basinul Bistricioarei. De cele mai multe ori aceste roce sunt într'o stare înaintată de alterare astfel că determinarea lor exactă nu este posibilă.

b) Pe flancul stâng al văii Corbului, lângă cota 1051, se întâlnește un filon de 2 m. grosime constituit dintr'o rocă ce se deosebește de spessartitul dela muntele Stejii numai prin faptul că amfibolul este complet alterat, iar cristalele de feldspat sunt mai bine formate.

c) Pe piciorul dela Răsărit de pârâul Giangalău (afluent al pârâului Noghirez, Tulgheș) și la cota 686 în malul drept al Bistricioarei (Corbul de jos) apar filoane constituite din roce de culoare verzue, masive, cu crustă de alterație subțire, ruginie. Sub microscop apare o structură holocristalin-porfirică. Fenoelementele sunt reprezentate prin cristale izometrice de un feldspat calcosodic care se alterează cu eliminare de calcit, iar pasta printr'o rețea de cristale de feldspat și de un amfibol complect alterat. Interspațiile rețelei sunt umplute cu clorit. Feldspatul, maclat difuz, formează grupări dendritiforme asemănătoare cu florile de ghiață, este alterat și pare să reprezinte un

Institutul Geologic al României

termen intermediar între oligoclaz și andezin. Ocupă aproape 3/4 din suprafața secțiunii.

Cu această compoziție mineralogică rocele depe piciorul Giangalău și dela cota 686 pot fi apropiate de Odinite.

d) Pe pârâul Argintăriei (Corbul de jos) și în valea Bistricioarei pe malul drept, 500 m. la vale de cota 562 (Sângeroasa) [1]), am întâlnit roce filoniene porfiroide constituite din amfibolul, complet alterat și nedeterminabil mai de aproape, asociat cu un feldspat rar maclat și cu indice de refracție mai mic decât al cuarțului (Ortoză?). Fenoelementele sunt cloritizate sau substituite cu calcit. Aceste roce ar puteà fi apropiate de Vogesite.

e) Anexă la rocele din seria Vogesit-Spessartit-Odinit.

BUȚUREANU [2]) descrie și analizează o serie de roce provenind din împrejurimile Broștenilor, roce cari după compoziția lor chimică și mineralogică ar trebuì clasate în aceiaș serie a vogezitelor și odinitelor.

Aceste roce sunt:

1. «Kersantitul» dela Piatra Holdiței constituit din plagioclaz (Andezin-oligoclaz), hornblendă brună, piroxen și puțin biotit.

2. «Gabro cu olivină» dela Deluganu constituit din plagioclaz (Labrador), piroxen (Dialag) și olivină.

3. «Dioritul» de pe piciorul Călimănel constituit din plagioclaz (Labrador-bytownit) cu hornblendă brună și verde.

Dau aici compoziția chimică a acestor roce împreună cu numerii lui OSANN și a lui NIGGLI. Pe triunghiul lui OSANN (Fig. 55) aceste roce se proectează în sextantul II în câmpul dioritelor și al gabrourilor, împreună cu diabazele de cari mă voiu ocupà mai jos.

	1	2	3
SiO_2	46,42	49,28	50,40
TiO_2	0,49	0,60	0,69
Al_2O_3	14,41	19,40	17,00
Fe_2O_3	5,25	1,82	9,29
FeO	7,55	7,90	4,14
MgO	6,16	4,78	3,82
CaO	7,61	9,70	8,01
Na_2O	1,58	2,21	3,27
K_2O	2,16	0,96	0,92
P_2O_5	1,04	0,81	0,24
$H_2O + CO_2$	7,26	2,50	2,15
Total	99,93	99,96	99,93

[1]) Ivire omisă pe hartă.

[2]) *L. c.*, pag. 47, 56. 77.

Institutul Geologic al României

1. « Kersantit » Piatra Holdiței.
2. « Gabro cu Olivin » Deluganu.
3. « Diorit » Piciorul Călimănel.

Numerii lui OSANN

	S.	A.	C.	F.	a.	c.	f.	n.	k.
1.	54,88	3,36	6,38	25,64	2,8	4,4	22,8	5,3	0,94
2.	55,96	3,08	9,56	18,76	3.	9,1	17,9	7,8	0,99
3.	57,02	4,17	6,98	20,68	3,9	6,6	19,5	8,5	0,96

Numerii lui NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg.	c/fm.	Secția
1.	119	−11	21,5	50	21	7,5	0,47	0,47	0,42	III
2.	124	−4	29	38	26	7	0,22	0,47	0,69	V
3.	131	−7	26	42	22,5	9,5	0,16	0,35	0,53	IV

β) DIABAZE ȘI MELAFIRE

Expunând problema rocelor filoniene din regiunea Tulgheșului am exprimat părerea că rocele descrise sub denumirea de diabaze, atunci când apar ca filoane în șisturile cristaline, sunt roce din suita filoniană a magmelor alcalicalcice (pacifice) și că locul lor în sistematică trebuie căutat între seriile lamporfirice cari acompaniază magmele granitodioritice sau gabroperidotitice. Dacă se păstrează pentru diabaze sensul restrâns inițial: curgeri de lave gabroide intercalate între depozitele precarbonice și transformate într'o măsură oarecare pe urma mișcărilor tectonice încerate de acele depozite, denumirea de diabaz este improprie pentru « diabazele » filoane din partea meridională a Carpaților orientali, atât în ceeace privește modul lor de zăcământ, cât și în ceeace privește vârsta lor. Intr'adevăr ele nu sunt curgeri ci filoane și după cum vom vedeà, nu sunt de vârsta precarbonică ci foarte probabil triasică.

In Cristalinul din împrejurimile Tulgheșului nu am întâlnit roce cari după compoziția mineralogică să poată fi apropiate de diabaze. Astfel de roce sunt însă cunoscute de mult în colțul de NW al Moldovei. SAVA ATHANASIU [1]) le

[1]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5, pag. 141—142, Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

menționează pe pâraele Colbului și Holditei încă din anul 1899. BUȚUREANU [1]) descrie în acelaș an diabaze provenind depe pâraele Holdița și Holda, depe piciorul Călimănelul și depe muntele Deluganu. In publicații ulterioare [2]) descrie roce de aceeaș natură dela fundul Bărnarului și depe piciorul Hașca (Pietrosul). In fine în studiul, dejà de mai multe ori menționat, asupra masivului cristalin dela Broșteni, descrie încă diabaze depe valea Bărnărelului, depe muntele Pietrosul și depe pâraele Mădeiu și Puzdra și dela izvoarele pârâului Steghioara (Valea Borcei), dând în acelaș timp și 9 analize chimice. Analizele acestea împreună cu indicii lui OSANN și ai lui NIGGLI sunt date în tablourile alăturate.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$Si O_2$	44,96	44,95	47,40	47,40	47,97	48,00	49,53	50,92	50,50
$Ti O_2$	0,75	0,35	0,72	0,92	0,64	0,99	0,70	0,40	0,80
$Al_2 O_3$	16,84	17,25	17,23	18,50	15,44	16,44	14,94	18,73	16,24
$F_2 O_3$	6,55	8,29	10,03	6,15	10,40	8,25	9,34	5,38	4,52
Fe O	7,60	6,79	3,89	2,76	4,53	6,05	5,91	3,45	7,67
Mg O	8,79	4,78	5,63	5,20	5,94	5,62	6,96	6,75	3,96
Ca O	7,26	9,56	8,30	10,48	7,77	8,00	6,96	8,76	10,54
$Na_2 O$	3,14	2,04	3,55	4,40	2,90	2,91	1,77	3,24	3,63
$K_2 O$	1,72	0,97	1,37	0,78	0,84	0,70	0,92	0,67	0,76
$P_2 O_5$	0,80	0,45	0,96	0,14	0,81	0,21	0,22	0,38	0,31
$C O_2 + H_2O$	2,40	4,50	0,90	3,44	2,82	2,74	1,28	1,32	1,00
Total . .	100,81	99,93	99,98	100,17	100,06	99,91	98,53	100,00	99,93

1. Diabaz. Muntele Deluganu.
2. Diabaz cu olivină. Pârâul Puzdra.
3. Uralitdiabaz. Pârâul Bărănărel.
4. Diabaz cu olivină. Izvorul rău.
5. Diabaz. Piciorul Călimănel.
6. Diabaz. Piciorul Călimănel.
7. Diabaz. Piciorul Călimănel.
8. Diabaz Piciorul Hașca.
9. Diabaz. Poiana Balta Fagului.

Numerii lui OSANN

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
1	49,99	4,48	6,22	28,61	3,4	4,8	21,8	7,4	0,74
2	51,96	2,96	8,61	24,90	2,4	7,1	20,5	7,6	0,87
3	53,40	4,71	6,35	24,48	4	5,3	20,7	8	0,96
4	53,63	5,40	6,70	22,17	4,7	5,9	19,4	9	0,79
5	54,33	3,71	6,32	19	3,8	6,5	19,7	8,4	1,01
6	54,26	3,63	7,09	24,30	3,1	6	20,9	8,6	0,90
7	55,05	2,54	7,11	25,65	2,7	6	21,8	7,4	1
8	55,69	3,84	8,02	20,59	3,6	7,4	19	12,7	0,93
9	55,76	4,34	6,03	23,40	3,9	5,3	20,8	13,8	0,91

[1]) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava, II-ème partie. Bul. Soc. Ştiinţe Buc., An. VIII, pag. 91—105, Bucureşti, 1899.

[2]) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava. Ann. Scient. Univ. Jassy, T. 1, Fasc. 3, pag. 233—238, Iaşi, 1901.

Études pétrographiques sur les roches éruptives filoniennes du massif cristallin de Broşteni. Ann. Scient. Univ. Jassy, T. VI, pag. 129—141, Iaşi, 1910.

Institutul Geologic al României

Numerii lui NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Secția
1	97	−39	21,5	52,5	17	9	0,27	0,54	0,32	III
2	107	−17	24	45,5	24,5	6	0,24	0,38	0,54	IV
3	111	−29	24	45	21	10	0,20	0,44	0,46	IV
4	114	−30	26	35,5	27	11,5	0,10	0,53	0,76	V
5	116	−16	22	49,5	20,5	8	0,16	0,43	0,41	III
6	117	−15	23,5	47,5	21	8	0,14	0,43	0,43	III/IV
7	121	− 1	21,5	54,5	18,5	5,5	0,26	0,46	0,33	III
8	124	−10	27	41,5	23	8,5	0,12	0,59	0,55	IV
9	125	−15	23,5	38,5	28	10	0,12	0,38	0,72	V

Pe triunghiul lui OSANN, toate « diabazele » analizate de BUȚUREANU se proectează fără excepție în sextantul IV, în câmpul dioritelor și al gabrourilor (Fig. 55). Destul de bine se izolează « diabazele » de camptonite și monchiquite și în triunghiul de concentrație a lui NIGGLI (Fig. 56). Caracterul alcalicalcic (pacific) al rocelor este evident atât în aceste proiecții cât și în coeficienții dați în tablou.

Deoarece aceste roce prezintă după cum vom vedeà, afinități remarcabile cu diabazele pe cari le găsim asociate cu depozitele mesozoice de pe Cristalin, am crezut ca pot vedeà în acest fapt un argument pentru sincronismul fenomenelor ignee cari le-au pus în loc.

Diabazele din seria mesozoică fiind intercalate în Triasicul superior, am dedus că de aceiaș vârstă trebuie să fie și filoanele diabazice cari se întâlnesc în șisturile cristaline.

«Melafirele» descrise și analizate de BUȚUREANU sunt roce cu structura porfirică, având ca fenoelemente feldspat plagioclaz, augit și olivină înglobate într'o pastă microscristalină constituită din feldspat plagioclaz și augit.

Asupra modului de zăcământ al rocelor analizate autorul nu dă nici o referință și este de observat faptul că melafirele de pe pâraele Holdița și Crucii, dacă au fost găsite numai ca blocuri, pot provenì și din seria mesozoică depe Cristalin, serie care constitue culmea Rarăului, în care roci de această natură sunt cunoscute [1]).

Analizele chimice făcute de BUȚUREANU au dat următoarele rezultate:

	M1	M2	M3
SiO_2	43,96	46,70	49,00
TiO_2	1,00	0,76	0,30
Al_2O_3	13,32	14,84	16,06
Fe_2O_3	2,84	8,43	6,53
Transport	61,12	70,73	71,89

[1]) S. ATANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5 pag. 142—143, Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

Report	61,12	70,73	71,89
Fe O	7,25	3,46	4,48
Mg O	8,24	4,63	6,68
Ca O	10,20	10,10	8,64
Na_2O	3,59	4,74	4,13
K_2O	1,21	1,31	1,52
P_2O_5	0,51	0,64	0,43
$CO_2 + H_2O$	7,80	4,46	2,14
Total	99,92	100,07	99,91

M 1. Melafire. Piciorul cu Mesteacăni, sub B-tca Popei (Barnaru).
M 2. Melafire. Pârâul Crucii.
M 3. Melafire. Vârful Preutesii, pe culmea ce coboară dela Vârful Popii spre Holda.

Numerii lui OSANN

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
M 1	50,96	4,79	4,02	31,42	3,6	3	23,4	8,2	0,75
M 2	53,74	6,09	3,72	26,64	5	3,1	21,9	8,5	0,76
M 3	55,09	5,47	5,07	23,83	4,8	4,4	20,8	8	0,82

Numerii lui NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Secția
M 1	101	-39	18	47	25	10	0,18	0,60	0,53	IV
M 2	114	-38	21	39,5	26,5	13	0,15	0,43	0,67	IV/V
M 3	116	-30	22,5	44	22	11,5	0,24	0,54	0,49	IV

Pe triunghiul lui OSANN aceste roce ocupă o poziție intermediară între «diabaze» și camptonite, proiectându-se aproape de limita între sextanturile III și IV (Fig. 55). Aceiaș poziție intermediară o păstrează și în tetraedrul de concentrație a lui NIGGLI (Fig. 56). Faptul acesta face să nu se poată stabili deocamdată, cu destulă siguranță, afinitățile lor magmatice cu atât mai mult cu cât și descrierea lor mineralogică nu este prea detaliat făcută.

Rămâne ca studii petrografice și chimice ulterioare să stabilească dacă rocele acestea țin de seria camptonitelor și a monchiquitelor sau de aceia a magmelor de tip pacific, distingându-se în acelaș timp «melafirele» cari apar ca filoane în șisturile cristaline, de melafirele interstratificate cu depozitele mesozoice depe Cristalin.

Institutul Geologic al României

γ) CONCLUZIUNI PRIVITOARE LA DIABAZE ŞI LAMPROFIRE

Din studiul mineralogic şi chimic reese destul de clar faptul că rocele cari apar ca filoane în Cristalinul din partea meridională a Carpaţilor orientali se repartizează între două grupe:

Prima grupă, cuprinde camptonitele şi monchiquitele, produse de diferenţiere ale magmelor atlantice, iar a doua spessartitele şi diabazele, roce de tip pacific.

Camptonitele, monchiquitele şi celelalte roce filoniene pe cari compoziţia chimică la clasează în această serie, fiind produse de diferenţiere ale magmelor alcalice, le-am considerat ca aureola filoniană a intrusiunii sienitice dela Ditrău, singura masă intrusivă de tip atlantic cunoscută în partea meridio-

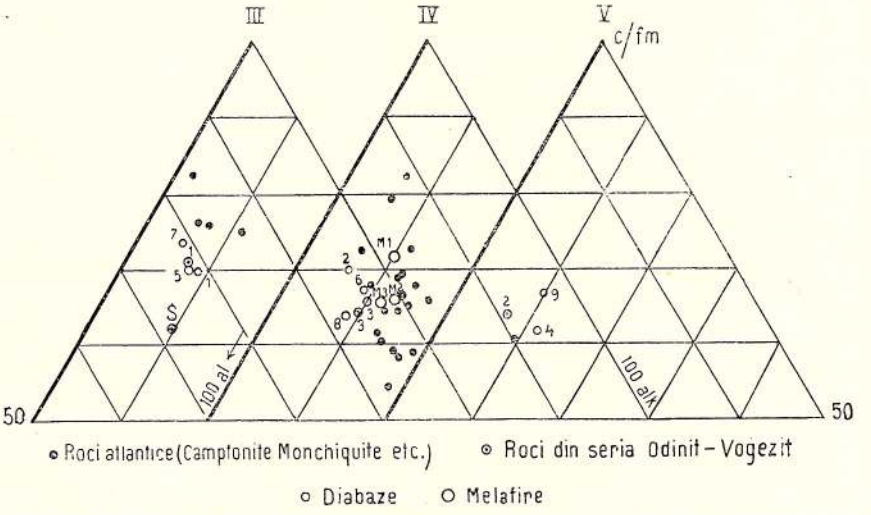


Fig. 56. Secţiunile III, IV şi V din tetraedrul de concentraţie al lui NIGGLI cu proecţia rocelor filoniene din Carpaţii orientali. S. Spessartit.

nală a Carpaţilor orientali. Deoarece punerea în loc a sienitelor dela Ditrău a avut loc după Cretacicul superior, adică după ultimile cutări importante cari au agitat masa cristalină, putem să admitem că intrusiunile de monchiquite şi camptonite, cari apar ca filoane, atât în şisturile cristaline cât şi în sienite, sunt de aceiaş vârstă sau poate chiar mai noi.

Spessartitele, diabazele şi rocele apropiate de ele fiind produse ale magmelor alcalicalcice granito-dioritice şi gabro-peridotitice, ar fi poate logic să le punem în legătură cu masivele de intrusiune granodioritice pe cari le-am întâlnit în împrejurimile Tulgheşului. Deocamdată lipsesc orice indicaţii asupra chimismului rocelor cari constituiesc aceste masive de intrusiune, astfel că eventualele afinităţi nu pot fi discutate. Asocierea filoanelor de tip pacific cu masivele granodioritice prezintă însă dificultăţi din alte puncte de ve-

Institutul Geologic al României

dere. Văzând afinitățile chimice remarcabile cari există între aceste filoane și rocele efusive (diabaze și melafire) asociate cu Mesozoicul depe Cristalin, am dedus că aceste două grupe de roce aparțin aceleiași faze de manifestațiuni ignee. Cum diabazele și melafirele sunt intercalate în Triasicul superior, filoanele de spessartite și diabaze din Cristalin trebuiau să fie sensibil de aceiaș vârstă. Dacă am voi să stabilim o legătură genetică între aceste roce, și masivele granodioritice, ar urmà ca și punerea în loc a acestor masive să fi avut loc tot în Triasul superior. Concluziunea aceasta nu poate fi acceptată, deoarece masivele de intrusiune granodioritice, cari au produs în șisturile cristaline o puternică aureolă de contact, suportă Triasicul inferior (Werfenianul) care nu prezintă absolut nici un indiciu de fenomen de contact. Punerea în loc a acestor masive nu poate fi deci decât pretriasică și nici într'un caz triasică superioară.

Dacă totuși, din studiul chimic, ar rezultà afinități magmatice indiscutabile între masivele granodioritice și filoanele alcalicalcice din șisturile critsaline, va trebuì să considerăm, cel puțin o parte din aceste filoane alcalicalcice, ca manifestări postume, triasice superioare, ale unor intrusiuni granodioritice cari au avut loc către sfârșitul Paleozoicului.

CAP. V

TECTONICA MASEI ȘISTURILOR CRISTALINE DIN CARPAȚII ORIENTALI

A) OBSERVAȚIUNI GENERALE

Din studiul constituției petrografice și din observarea condițiilor de zăcământ a elementelor cari constituesc complexul șisturilor cristaline rezultă că la constituția acestui complex iau parte trei grupe de roce genetic diferite:

1. Șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional.
2. Masive de intrusiune cu apofize și cu aureole de contact.
3. Filoane.

1. Șisturile cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional sunt constituite aproape exclusiv din elemente transformate în zona superioară (Epizonă). Intre aceste elemente predomină cloritoșisturile cu cuarț și prin această predominanță imprimă întregului grup caracterul facial; în sensul vederilor lui ESKOLA ele ar aparține faciesului cloritic.

Intre cloritoșisturi se intercalează foarte des roce porfirogene cari s'au așternut ca pânze de lave și de tufuri vulcanice peste un relief preexistent, interstratificându-se în parte cu rocele sedimentare din cari, după metamorfism, au rezultat cloritoșisturile cu cuarț.

Institutul Geologic al României

Cloritoșisturile cu calcit, filitele grafitice, cuarțitele negre și calcarele cristaline sunt roce cari au păstrat evident caracterul lor primitiv de roce sedimentare. Ele sunt în cea mai mare parte mai noi decât efusiunile Grupei albe, dar au fost metamorfozate în acelaș ciclu și în aceiaș zonă cu ele și cu cloritoșisturile cu cuarț.

Ca formație de zonă medie am deosebit, în partea de N W a regiunei studiate, o masă constituită din amfibolite șistoase, șisturi cu biotit, calcare cristaline și(?) mesocuarțite.

Șisturile cristaline formate sub acțiunea metamorfismului regional și numai în zona superioară (Epizonă) au fost cuprinse altă dată [1]) sub denumirea de grupul II. Grupul acesta nu cuprinde prin urmare formațiunile de zonă medie. Va fi de văzut în viitor dacă sfera grupului II poate fi lărgită astfel încât să cuprindă și aceste formațiuni de zonă medie sau dacă nu este cazul ca ele să fie constituite în grup aparte.

2. Masivele de intrusiune formate din roce granodioritice, sunt încă în cea mai mare parte ascunse sub un înveliș puternic de migmatite, micașisturi cu granați și cloritoșisturi cu biotit. Acest înveliș reprezintă zona în care s'a făcut simțit metamorfismul de contact produs de intrusiuni. Altă dată am cuprins aceste roce sub denumirea de grupul I [2]).

Gnaisurile oculare roșii sau albe cari apar ca lame între șisturile cristaline, deobiceiu în jurul maselor intrusive, le-am considerat ca apofize ale acestor mase, apofize în care magma a cristalizat sub presiune orientată (Stress).

Cloritoșisturile cari conțin biotit, ca formație ulterioară de contact, arată că punerea în loc a masivelor granodioritice este posterioară desăvârșirii metamorfismului regional, iar prezența apofizelor de gnais în șisturile cristaline, marea desvoltare pe care o au gnaisurile în masivele de intrusiune și modul de zăcământ al acestor gnaisuri, arată că această punere în loc s'a efectuat în timpul unei faze de orogeneză. In raport cu această fază orogenică, intrusiunile granodioritice apar deci ca « sintectonice ».

3. Filoanele sunt reprezentate prin porfire, roce filoniene lamprofirice și diabaze.

Porfirele străbat șisturile cristaline și prezintă în regiunea Tulgheș diformațiuni mecanice de mică însemnătate. Mai spre Nord însă, în masivul Pietrosul și în Valea Bistriței ele apar strivite cași cum ar fi luat parte la mișcări intense. Faptele acestea contradictorii lasă pentru moment nelămurită poziția lor în Cristalinul Carpaților orientali.

Celelalte filoane se pot repartizà la trei veniri succesive: O venire pretriasică de care țin rocele filoniene pe cari le găsim transformate în amfibolite

[1]) M. REINHARD u. I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. Geol. al României, Vol. XII, pag. 412, București, 1927.

[2]) Idem.

Institutul Geologic al României

în aureola de contact a masivelor de intrusiune; o a doua venire probabil în legătură cu rocele efusive ce se întâlnesc intercalate în Triasicul superior, reprezentată prin filoanele cu roce de tip pacific și în fine o a treia venire în legătură cu intrusiunea sienitică dela Ditrău, venire de care țin rocele lamprofirice de tip atlantic.

Aceste sunt elementele de cari dispunem pentru a descifrà tectonica șisturilot cristaline din împrejurimile Tulgheșului.

Șisturile cristaline și masivele de intrusiune sunt acoperite în transgresiune de Triasicul inferior nemetomorfozat. Sub această suprafață de transgresiune, astăzi îndoită și faliată în cutări ulterioare, rocele cari constituesc complexul cristalin au avut o tectonică a lor proprie, mai veche decât transgresiunea Triasicului. Această tectonică va formà în special obiectul capitolului acesta.

Existența unei tectonici pretriasice, caracteristică pentru șisturile cristaline, și care să apară ca fenomen consumat înainte de începutul cutărilor mesozoice și terțiare, poate fi susținută numai dacă se admite că suprafața de contact între conglomeratul de bază al Triasicului și Cristalinul pe care acest conglomerat stă, este o suprafață de contact normal. De îndată ce se consideră această suprafață ca o suprafață de decolare [1]), problema tectonicei șisturilor cristaline poate luà un aspect cu totul diferit. Deaceia voiu căutà în primul rând să dovedesc pecât posibil, că Triasicul stă normal pe Cristalin sau cu alte cuvinte că între Triasic și Cristalin nu este probabilă existența unei suprafețe de decolare.

Din studiile făcute în regiunea Tulgheșului rezultă că Triasul apare aproape constant deasupra Cristalinului cu acelaș orizont la bază: Conglomerate cuarțitice roșii sau albe, cu elementele constituite aproape exclusiv din cuarț prea puțin rotunzit. Este așà numitul conglomerat verucanic. Grosimea acestui conglomerat și succesiunea de strate care urmează deasupra lui — până la dolomite — se menține deasemenea senzibil constantă. Dacă planul de contact cu șisturile cristaline ar fi un plan de decolare ar fi de așteptat ca pe el să aibă loc laminări care să reducă, fie numai grosimea acestor conglomerate, fie pachete întregi de strate, astfel ca șisturile cristaline să ajungă de multe ori în contact cu gresiile sau chiar cu dolomitele triasice, fapt care este relativ rar în regiune și atunci evident în legătură cu dislocații locale.

Contactul el însuși, atunci când e vizibil, nu lasă să se bănuiască nimic anormal: milonite, oglinzi de fricțiune sau orice alte fenomene cari ar puteà indicà tensiuni sau fricțiuni în roce, lipsesc complect, fapt cunoscut încă de mult [2]).

---

[1]) Chestiune ridicată în ultimul timp de F. RABOWSKI în ședința dela 19 Septemvrie a Asociației Carpatice la București și pusă în discuție încă dela 1906 de M. LIMANOWSKI: Sur la genése des Klippes des Carpathes. Bul. Soc. Géol. de France, 1906, pag. 152.

[2]) V. UHLIG. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XCVI, pag. 961, Wien, 1907.

Institutul Geologic al României

In fine trebuie să menționez și faptul că uneori între elementele cari constituesc conglomeratele verucanice se întâlnesc și bucăți de șisturi cristaline. Evident că acest ultim argument nu are prea multă greutate, atâta timp cât nu se dovedește indentitatea între șisturile cristaline din pat și acelea cari apar ca blocuri în conglomerat. El spune numai că Triasul conglomeratic, chiar dacă e decolat, s'a format tot pe un fundament cristalin.

Dacă acestea sunt faptele cari se constată, pe ce s'ar puteà întemeià presupunerea unei decolări între Cristalin și Trias? Poate pe desarmonia tectonică ce există între aceste două grupe de strate și pe necesitatea de a încadrà trăsăturile tectonice ale regiunii într'un ansamblu care se impune prin generalitatea lui. Dar desarmonia tectonică între Cristalin și Trias își găsește o explicare imediată admițând o fază de cutări premesozoice, iar un ansamblu tectonic unitar în care să încapă consecvent și armonios cei trei nuclei cristalini ai Carpaților, este încă un desiderat. Deaceia rămân deocamdată la părerea că: Triasicul din regiunea Tulgheș stă normal, în transgresiune, pe șisturile cristaline. Se poate deci vorbì de o cutare herciniană, sau eventual mai veche, a acestor șisturi.

B) CUTAREA ȘISTURILOR CRISTALINE

Caracterele tectonice proeminente ale șisturilor cristaline din regiunea Tulgheș sunt:

1. O încrețire măruntă adeseori în desarmonie cu cutele mai mari.

2. Frământare puternică, cu înclinare generală spre E, contrară cu aceia a Flișului.

3 Relațiuni de poziție frecvent inverse pe liniile de contact între șisturile cristaline ale grupului II și masivele de intrusiune. Datorită acestor poziții anormale, masele separate ca masive de intrusiune par că plutesc deasupra șisturilor cristaline ale zonei superioare.

1. Cutarea intimă. Șisturile cristaline propriu zise, adică rocele devenite cristaline sub acțiunea metamorfismului regional, sunt în general foarte intim cutate. Cloritoșisturile, șisturile sericitice, flilitele și cuarțitele negre arată în iviri, aproape constant, îndoiri a căror amplitudini sunt numai de câțiva decimetri, iar sub microscop se văd adeseori încrețituri (froissements) cu amplitudini submilimetrice (vezi Pl. I, Fig. 1 și 2). Este foarte probabil că aceste fenomene nu sunt întotdeauna în legătură numai cu procese orogenetice, ci pot provenì și din tensiuni produse în roce de alte cauze, cum ar fi de exemplu măririle de volum prin hidratare. Dar lăsând la o parte aceste eventuale cauze extratectonice de îndoire, este evident că masa șisturilor cristaline a fost puternic, și poate repetat, cutată.

Institutul Geologic al României

O recutare a șisturilor cristaline se poate deduce din faptul că adeseori îndoiturile mărunte ale rocelor nu concordă cu poziția bancurilor mari, așà cum o vedem azi în zăcământ. In fig. 57 am reprezentat schematic acest caz. In situația actuală linia *a-a* reprezintă direcția și poate da indicații asupra cutării care a adus roca în poziția de astăzi. Dacă înlăturăm această ultimă cutare, readucând bancul în poziția orizontală, rotindu-l în jurul liniei *a-a*, observăm imediat că direcția cutelor mărunte diferă de direcția *a-a* cu unghiul α.

Din această observație putem să tragem numai concluzia că șisturile cristaline au fost cutate cel puțin în două faze orogenice cu direcții diferite. Asupra unghiului pe care aceste două direcții îl făceau între ele nu putem deduce nimic din mărimea unghiului α, căci în primul rând nu avem siguranța că au existat numai două cutări, și apoi nu putem ști dacă bancul pe care măsurăm poziția acum nu a fost situat, în prima cutare, pe un capăt de cută, fapt care i-ar fi conferit o direcție deosebită de aceia a cutării. Această ultimă posibilitate arată că excepțional fenomenul menționat mai sus poate să apară chiar în cazul când cele două cutări au avut aceiaș direcție. Deoarece însă fenomenul e destul de frecvent, l-am atribuit, nu cazului excepțional menționat mai sus, ci unei diferențe între direcțiile de cutare.

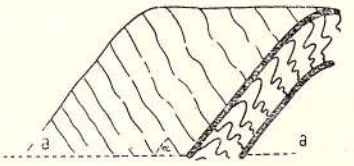


Fig. 57. Neconformitate între încrețiturile mărunte (froissements) și cute la șisturile cristaline.

Unele elemente ale șisturilor cristaline fac impresia că ar fi mai puțin intens cutate decât restul complexului. In acest caz intră în primul rând rocele masive din Grupa albă (Hälleflinta). O explicație a acestui fapt poate fi rezistența diferită a rocelor la cutare. Hälleflinta, rocă rigidă și compactă, a cedat foarte probabil mai puțin la încreștire decât cloritoșisturile, eforturile mecanice la cari a fost supusă roca rezolvindu-se numai în cute mai ample sau în fracturi. Fenomenul acesta a trebuit să aducă după el și o discordanță (de origină tectonică) între hälleflinta și șisturile cristaline cu cari această rocă vine în contact, fapt ce se constată uneori. Este însă greu de precizat dacă discordanța vizibilă este numai de origine tectonică, fiindcă rocele porfirogene, al căror reprezentant tipic este hälleflinta, reprezintă, după cum am mai spus, curgeri de lave așternute pe un relief preexistent. Această origine presupune o discordanță primordială între șisturile cristaline și rocele porfirogene, discordanță peste care s'a suprapus, în timpul cutărilor, discordanța tectonică. In prezent este desigur prematur să se atace problema raporturilor de poziție între rocile porfirogene și celelalte șisturi cristaline, fiindcă observațiile care stau la dispoziție în această privință sunt cu totul reduse.

2. Inclinarea spre Est a șisturilor cristaline. In partea de Răsărit a masei cristaline, dealungul liniei de contact cu Flișul, există o zonă a cărei

Institutul Geologic al României

lărgime nu trece de 2 km. în care Cristalinul cade spre W, conform cu înclinarea generală care se întâlnește în toți Carpații Flișului până în fața Podișului moldovenesc. Aceasta zonă îngustă o voiu studià mai de aproape când mă voiu ocupà de relațiile tectonice dintre Cristalin și Fliș.

Tot restul șisturilor cristaline are în regiunea Tulgheșului căderea spre E, contrară cu aceia a Flișului, cași cum «Vorlandul» ar fi fost Basinul Transilvaniei și nu Podișul moldovenesc, ca pentru cutările terțiare. O dispoziție analoagă prezintă dealtfel și Cristalinul masivului Tatra [1]), Cristalinul Făgărașului [2]) și în mare parte și Cristalinul Olteniei.

Faptul acesta remarcat de primii cercetători ai Carpaților a fost unul din argumentele principale cari în Carpații de Nord au condus concepția tectonică spre nape de supra-cutare. Prin analogie s'ar puteà încercà o interpretare analoagă și pentru Cristalinul Carpaților orientali, cu atât mai mult cu cât relațiunile de poziție între grupul II și grupul I (ceeace am separat ca masive de intrusiune) pledează, cel puțin la prima vedere, în acest sens.

Deocamdată voiu arătà obiecțiunile care se pot ridicà contra unei atare nterpretări având în vedere numai tectonica proprie a șisturilor cristaline.

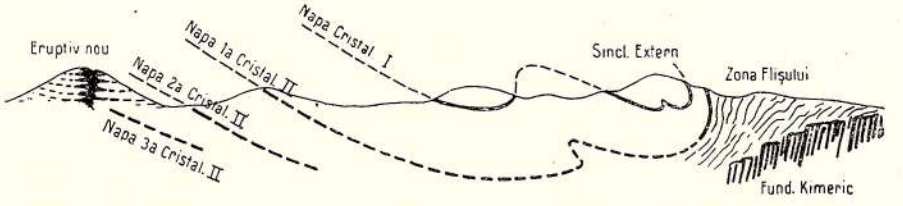


Fig. 58. Schiță tectonică a Carpaților orientali admițând existența unor nape plonjante spre E.

Dacă nu vrem să privim căderea generală spre E a șisturilor cristaline ca un fenomen produs de o cutare asimetrică, deversată spre W, și căutăm să o atribuim cutărilor carpatice, deversate spre E, adică spre «Vorlandul» podolic, trebuie să considerăm masa cristalină, din regiunea Tulgheșului ca o napă plonjantă spre E, poate ușor recutată, ale cărei rădăcini sunt ascunse sub depozitele vulcanice ale lanțului Călimani-Hărghita sau sub Terțiarul Basinului Transilvaniei. Un profil general dela marginea de E a Cristalinului și pânăla lanțul vulcanic are în acest caz aspectul reprezentat în fig. 58.

Considerând șisturile cristaline ale grupului II ca o singură pânză găsim pentru șisturile care constituiesc acest grup grosimea de circa 8 km. (pentru o înclinare generală medie de 30°). Cum această grosime pare prea mare suntem conduși să privim complexul respectiv ca o stivă de mai multe pânze

[1]) V. UHLIG. Bau und Bild der Karpathen.

[2]) M. REINHARD. Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges. An. Inst. Geol. al României, Vol. III, 1909, București, 1910.

Institutul Geologic al României

și să căutăm pe planurile de superpoziție termenii cei mai noi ai șisturilor cristaline și eventual o parte (Trias și Jura) din depozitele mesozoice depe Cristalin.

PALFY [1]) a încercat să considere calcarele cristaline dela Borsec-Bilbor și pe acelea cari apar la marginea de Apus a masei cristaline, în văile Mureșului și Oltului, ca echivalenți metamorfozați ai calcarelor mesozoice din «Sinclinalul extern». Dacă interpretarea aceasta ar puteà fi susținută, zonele calcaroase menționate mai sus ar marcà două plane de contact cu Mesozoicul prins și metamorfozat tectonic pe ele, plane cari ar descompune partea occidentală a șisturilor cristaline în cel puțin trei pânze. Am arătat însă [2]) că între calcarele cristaline și calcarele mesozoice nu se poate stabilì nici o corespondență, calcarele cristaline fiind hotărît un termen al șisturilor cristaline, adică mai vechiu decât Triasicul. Până în prezent nu există nici un indiciu pe baza căruia să se poată bănuì existența Mesozoicului prins și metamorfozat pe aceste presupuse plane de șariaj. Cutarea care le-a produs, dacă ele există, trebuie să fie deci anterioară Triasicului, adică hercinianà sau mai veche.

Dar aceste cutări, cari au făcut parte cu siguranță dintr'un sistem mai mare, în parte remaniat în cutările terțiare, puteau să aibă și alt «stil» decât acel al cutărilor alpino-carpatice. In acest caz nu mai subsistă necesitatea de a încadrà cu totul cutarea șisturilor cristaline în sistemul alpin și înclinarea generală spre E a acestor șisturi poate fi privită și ca un caracter tectonic relict, a unei cutări deversată spre W.

Pentru a puteà discutà această eventuală deversare spre W a unor cutări vechi este necesar în primul rând să precizez, pe cât posibil mai deaproape, poziția nucleului cristalin al Carpaților orientali față de resturile cutărilor paleozoice astăzi încă vizibile în apropierea lui. Interesează în aceasta privință Dobrogea de Nord, Lanțul kimeric, Sandomirul și Sudeții.

In Dobrogea de Nord se disting două unități tectonice importante: regiunea Cutelor herciniene și regiunea Șisturilor verzi.

Regiunea cutelor herciniene care ocupă partea de NW a provinciei este constituită din șisturi, gresii decalcifiate (grauwacke cu faună devoniană inferioară), calcare și cuarțite de vârstă devoniană și șisturi și conglomerate carbonifere între cari s'au intrus, încă înainte de sfârșitul Paleozoicului, importante mase granitice. Triasul inferior și mediu, relativ bogat în fosile, acopere spre E în transgresiune aceste formații și este asociat cu pânze importante de diabaze. Acestă transgresiune a Triasicului peste cute paleozoice este prima asemănare, pe care o relev, între cutele herciniene din Dobrogea

[1]) M. PALFY. Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Borszekfürdö und Gyergyobélbor. Földtani k. 1905, Januar.

[2]) I. ATANASIU și E. LOBONȚIU. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. Dări de seamă, Vol. IX, pag. 47, București, 1926.

Institutul Geologic al României

și Cristalinul Carpaților orientali. In cutele depozitelor paleozoice direcția stratelor este N 20—30° W și înclinarea verticală sau 60—70° E, totul fiind cutat în general izoclinal. Cutele apar deci ca aplecate spre W.

In zona «Șisturilor verzi», a căror vârstă este încă neprecizată, direcția variază între W-E și NW-SE. După R. PASCU [1]), G. MURGOCI [2]) și MOTAȘ [3]) aceste șisturi formează o serie de cute largi aproape normale. Numai spre N, dealungul liniei Picineaga-Camena cutele par îngrămădite și aplecate spre NE. Din tectonica aceasta, probabil încă nu definitiv precizată, nu se poate deduce vreun fapt util pentru lămurirea tectonicei șisturilor cristaline din Carpații orientali. Mult mai interesantă este identitatea de mult remarcată și astăzi aproape definitiv stabilită, între materialul care constituie Șisturile verzi și acela care apare remaniat în conglomeratele Flișului în toți Carpații orientali, din partea de E a Munteniei și până la Rezezów în Galiția.

In Moldova, Șisturile verzi apar ca elemente în conglomerate din Senonian și până în Miocen, adică în cuprinsul zonelor marginală și externă și sunt necunoscute până în prezent în zona internă. Dacă aceste roce provin, după cum cred ZUBER și MRAZEC din distrugerea unei catene vechi (Catena kimerică) ce se întindeà din zona Șisturilor verzi din Dobrogea spre Nord, având direcția generală a Carpaților orientali, trebuie să remarcăm imediat faptul că această catenă se interpune între cutele pretriasice din Dobrogea de N și nucleul cristalin al Carpaților orientali. In Galiția oirentală, între Przemils și Rezeszów Catena kimerică vizează în dreptul depresiunii cretacice care separă colinele Lyssa Gora de Sudeți, depresiune întru câtva comparabilă cu sinclinalul cretacic al Babadagului.

Păstrând resturile Catenei kimerice ca fir director pentru tectonica mai veche a Carpaților orientali, suntem conduși să comparăm pe de o parte colinele Lyssa-Gora cu Paleozoicul cutat din Nordul Dobrogei, iar nucleul cristalin din Carpații orientali cu Sudeții. Inspre Sud în Dobrogea, acest Cristalin nu mai are un corespondent vizibil.

Să discutăm mai deaproape această paralelizare.

Colinele Lyssa-Gora sunt formate din depozite ale Paleozoicului vechiu (Cambrian, Silurian și Devonian) puternic cutat în solzi încălecați spre W și acoperiți în transgresiune de Permo-Triasic. Deversarea spre W a cutelor paleozoice și transgresiunea Triasicului sunt două caractere pe cari le regăsim și în Dobrogea de Nord. O paralelizare mai complectă a depozitelor paleozoice vechi este deocamdată prematură, fiindcă în Dobrogea nu se cunosc

[1]) Răspândirea șisturilor verzi. An. Inst. Geol. al României, Vol. III, pag. 395. București, 1911.

[2]) Cercetări geologice în Dobrogea nordică, Id., Vol. V, București, 1914.

[3]) Die Tuffitzone des mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätte von Altân-Tepe, Berlin, 1913.

Institutul Geologic al României

alte fosile decât acelea aparținând Devonianului inferior. Cât privește Triasicul trebuie să relevăm dela început o diferență facială remarcabilă: Triasicului inferior grezos îi corespund șisturile negre dela Tulcea, iar Triasicul superior reprezentat în Polonia prin facies de apă dulce, pare că lipsește în Dobrogea. In afară de aceste deosebiri trebuie încă menționată și lipsa intrusiunilor premesozoice în Polonia.

Cu toate acestea, având ca indicație mereu zona de răspândire a Șisturilor verzi, mi se pare totuș logic să unesc cutele paleozoice din Dobrogea cu acela din Lyssa Gora, pentrucă amândouă aceste regiuni cutate stau între Blocul podolic, și Catena kimerică. Ele fac parte foarte probabil din aceiaș zonă de cutare [1]), care a avut poate o virgațiune de mică importanță îndreptată spre ESE de care țin cutele dela Pelč [2]). JEAN NOWAK [3]) este de părere că Dobrogea nu poate fi considerată ca o prelungire a cutelor din Lyssa Gora, ci ca o prelungire a «Eocarpaților», interpretare care are inconveninetul că Eocarpații trebuie să taie transversal catena Șisturilor verzi și să lege între ele unități tectonice a căror afinități sunt foarte puțin evidente.

Deaceia rămân la părerea că zona cutelor care bordează Blocul podolic a cuprins colinele Lyssa-Gora și Dobrogea de Nord. In această zonă cutările herciniene au fost deversate spre W având ca Vorland catena Șisturilor verzi. Resturile acestor cutări sunt mascate în cea mai mare parte de Podișul moldovenesc în partea de Sud și de Depresiunea volhinică în partea de N. Indicii de existența lor sunt o serie de roce cristaline cari apar în conglomeratele terțiare ale Flișului atât în Polonia [4]) cât și în România. Existența în această catenă a cutărilor cu deversare spre W este un fapt remarcabil pe care îl relev.

Cu deosebire interesant pentru tectonica pretriasică a șisturilor cristaline din Carpații orientali este să știm dacă cutări în acelaș stil nu au avut loc atât în Catena kimerică cât și la Răsărit de ea.

In privința Șisturilor verzi indicațiile existente până în prezent în Dobrogea sunt neconcludente, iar mai spre Nord această zonă nu mai apare decât ca blocuri.

Ceeace urmează în Dobrogea la SW de Șisturile verzi, drept corespondent al șisturilor cristaline din Carpații orientali, ne este necunoscut. Pentru a găsi un echivalent de poziție comparabil cu Cristalinul Carpaților orientali trebuie să trecem tocmai în Sudeți.

F. SUESS [5]) separă Sudeții ca o unitate tectonică individualizată față de

---

[1]) S. BUBNOFF. Geologie von Europa, pag. 307, Berlin, 1926.

[2]) *Id.*, pag. 303.

[3]) JEAN NOWAK. Nouvelles données... Mémoire de la I-ère Réunion de l'Association Karpatikue, pag. 87, Varsovie, 1926—1927.

[4]) ST. KREUTZ et A. GAWEL. Essai d'une caractéristique des roches. *Id.*

[5]) F. E. SUESS. Intrusiontektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge, pag. 141 și următoarele și pag. 249—250, Berlin, 1926.

Institutul Geologic al României

restul masivului Bohemian, cu un stil tectonic particular pe care-l numește Stilul lugic (Lugische Bau). Caracteristice pentru stilul lugic sunt mișcările produse de împingeri dinspre NE, împingeri cari s'au manifestat mai intens înainte de Permianul inferior, dar au perzistat până la sfârșitul Cretacicului. Impingerile acestea «fără să fie însoțite de o cutare propriu zisă, au produs totuș (în Sudeți) deplasări orizontale cu încălecări destul de importante»[1]).

Existența împingerilor dinspre NE este deci evidentă și în Sudeți ca și în Dobrogea de Nord, și în manifestările tectonice produse de ele recunoaștem Altaizii europeni ai lui E. SUESS[2]).

Din acești Altaizi europeni face parte și Catena kimerică, denumire introdusă de MRAZEC[3]) pentru a designà lanțul muntos vechi ce unea Dobrogea cu Munții Sandomir, și a cărei existență o presupuneà dejà ZUBER[4]) pentru a explicà proveniența materialului exotic din conglomeratele Zonelor marginală și externă a Flișului. Această catenă reprezintă prelungirea spre NW a Șisturilor verzi și a zonei cu Paloezoicul cutat din Nordul Dobrogei.

Considerând cutele din Nordul Dobrogei ca făcând parte din Altaizii europeni, trebuie să deducem că cel puțin în această regiune împingerea dela NE nu a produs numai deplasări orizontale, cum observă F. SUESS în Sudeți, ci și o cutare propriu zisă — evidentă în Paleozoicul dobrogean.

E. SUESS se întreabă dacă aceleaișI zone nu i s'ar puteà repartizà și Mesozoicul Carpaților orientali. Din discuția pe care am făcut-o mai sus și dacă avem în vedere că în Cristalinul și Mesozoicul din acestea regiune regăsim caracterele esențiale ale zonei altaice (cutări relativ intense către sfârșitul Paleozoicului, transgresiunea Triasicului, reluare a cutărilor în tot Mesozoicul, cel puțin până după Cretacicul inferior), la întrebarea lui SUESS nu există decât un răspuns: Nucleul cristalin-mesozoic al Carpaților orientali se înscrie în mod satisfăcător în cadrul liniilor altaice. Altaizii europeni ar cuprinde în acest caz trei unități tectonice cari enumerate dela E la W ar fi: Cutele paleozoice din Nordul Dobrogei cu intrusiunile lor, Șisturile verzi și Cristalinul Carpaților orientali, unități al căror «arrière pays» ar fi Masivul podolic.

In această ipoteză căderea spre E a întregului Cristalin al Carpaților orientali poate să fie privită ca o cutare relictă de stil kimeric (Altaic). Este soluția care însă până în prezent pare să fie cea mai acceptabilă.

---

[1]) *L. c.*, pag. 250.

[2]) E. SUESS. La Face de la Terre, Vol. III, pag. 531 și următ.

[3]) Dări de seamă, Vol. II, pag. 35, București, 1910.

[4]) R. ZUBER. Neue Karpathen-Studien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. LII, pag. 251—255. Wien, 1902.

Institutul Geologic al României

Tensiunile produse în scoarță de presiunile dirijate dela NE spre SW, cari s'au rezolvat în Sudeți numai în încălecări fără cutări propriu zise, au avut ca rezultat mai spre Sud, în regiunea Carpaților orientali, adevărate cutări. Dacă porțiunea axială, intens cutată și metamorfozată a acestor cutări a fost tocmai în regiunea de șisturi cristaline din Carpații orientali, este încă de dovedit. Dacă avem în vedere observația, pe care am făcut-o mai înainte, că șisturile cristaline au fost foarte probabil cutate în două faze, nu se mai poate afirmà că metamorfismul este în legătură cu cutările dela sfârșitul Paleozoicului. Este încă posibil ca el să se fi îndeplinit într'o fază de cutare mai veche și apoi rocele dejà matemorfozate, să fi fost prinse în cutele paleozoice. Axa cutelor altaice poate deci să nu coincidă cu șisturile cristaline ale Carpaților orientali.

In concluzie putem spune că în tectonica Masivului cristalin oriental se pare că intră, poate cu un aport preponderant, și cutări vechi de stil altaic și nu este judicios să căutăm a încadrà poziția actuală a stratelor numai în sistemul de cute alpino-carpatice — cu deversarea spre exteriorul arcului. Sunt, după cum am arătat, destule argumente pe baza cărora să se poată susține că în cutările alpino-carpatice blocul cristalin oriental a fost prins mai mult ca o masă pasivă, care aveà dejà o tectonică a ei, tectonică pe care o găsim încă astăzi relictă în cuprinsul arcului terțiar. Căderea generală spre E a formațiilor cari constituesc acest masiv poate fi atribuită mai curând acelei tectonici vechi, de stil altaic, decât unor supracutări plonjante de stil alpin.

3. Relațiunile anormale dintre grupul I și grupul II. Atât pe hartă cât și în profile se poate remarcà o anomalie în relația de poziție între masivele de intrusiune și șisturile cristaline ale zonei superioare. Masivele de intrusiune cu învelișul lor de contact, stau foarte adeseori deasupra șisturilor cristaline ale grupului superior. Poziția aceasta este evident inversă.

Anomalia de poziție este evidentă mai cu seamă pe coasta de SW a masivului Arsurilor, pe coasta de Răsărit a masivului Beneșului și pe coasta de Apus a masivului Hăghieșului. In ultimele două masive anomalia este așà de pronunțată (vezi profilele No. 9, 12) încât lasă impresiunea că ele fac parte dintr'o aceiaș masă a cărei continuitate este întreruptă numai de adâncitura produsă de Valea Putnei, impresiune cu atât mai justificată cu cât mai spre Sud, la fundul pârâului Șumuleul [1]) masivele se împreunează. Șisturile cristaline cari se văd în valea Putnei, între Tulgheș și gura pârâului Șumuleu, ar constituì o fereastră. Suprafața de contact între masivele de intrusiune (grupul I)

[1]) Guide des excursions, Pl. 10. Association pour l'avancement de la géologie des Carpates, II-ème réunion, Bucarest, 1927.

Institutul Geologic al României

și șisturile cristaline (grupul II) ar fi deci o suprafață de contact anormal pe care a avut loc șariajul grupului I peste grupul II, fie dela W la E dacă șariajul este alpin, fie dela E spre W dacă e altaic. Fiindcă Triasul acopere uneori în trangresiune linia de contact între grupele cristaline și fiindcă pe aceste linii nu se găsesc prinse niciodată depozite mesozoice, ar fi mai judicios să considerăm presupusa supracutare ca premesozoică și deci cu multă probabilitate de stil altaic având rădăcinele undeva sub zona Flișului.

Interpretarea aceasta are pentru ea toate aparențele. Există însă o sumă de fapte cari pledează împotriva ei. In primul rând trebuie să observ că aproape în toate punctele unde am putut vedeà clar contactul între grupe, nu am putut constatà nici un fel de anomalie tectonică. Breciile sunt destul de frecvente atât în șisturile cristaline cât și în Mesozoic. In șisturile cristaline le-am întâlnit nu pe liniile de contact între grupe ci mai ales în cuprinsul grupului II. Așà de exemplu, cunosc brecii de cuarțite negre la gura pârâului Zăvoiul (Corbu de Sus), în pârâul Borvizului sub Piatra Pârlogului, pe pârâul Pinteculuí, pe pârâul Zănogenilor (Valea Jidanului), brecii de cloritoșisutri pe piciorul dintre păraele Balașului și Baratul Mare (Tulgheș) etc.

Tot pentru un contact normal între grupul I și II pledează trecerea aproape insenzibilă care se observă uneori între aceste grupe. Astfel pe pârâul Argintăriei (Masivul Arsurilor), apoi în valea Bistricioarei la Apus de pârâul Țiganilor (Poiana Tulgheșului) și pe pârâul Raiului se întâlnesc șisturi cloritice și sericitice, cari îmbogățindu-se treptat, întâiu în mică albă și apoi în biotit, trec către micașisturile cu biotit și granat, caracteristice pentru grupul I.

In fine prezența biotitului în cloritoșisturi indică deasemenea un contact normal între cele două grupe. Descriind cloritoșisturile cu biotit am explicat prezența în zona superioară a acestui mineral tipic pentru zonele profunde (medie și inferioară) ca un fenomen de contact — fiindcă o altă explicație mai plausibilă nu am găsit. Masivele granodioritice pătrunzând între șisturile cristaline, d e j à m e t a m o r f o z a t e î n z o n a s u p e r i o a r ă, (unde biotitul nu numai că nu se puteà formà, dar chiar se distrugeà dacă ar fi preexistat în rocele supuse metamorfismului) produc o aureolă de contact, reprezentată în apropiere de masa intrusivă prin micașisturi cu granați, iar la o oarecare depărtare numai prin biotitul de formație nouă care apare în unele roce (mai ales în cloritoșisturi).

Acestea fiind faptele, grupul I reprezentat prin ceeace am separat ca masive de intrusiune cu aureolele de contact, nu poate fi degajat dintre șisturile cristaline ale grupului superior (grupul II) pentru a face din el o masă străină, șariată, al cărei autochton imediat ar fi grupul II. Dacă totuși, din inversiunile de poziție pe cari le constatăm între grupe, vrem să conchidem la supracutări trebuie să lăsăm masivele de intrusiune între șisturile cristaline ale grupului II, cu care ele formează un tot organic ce nu poate fi distrămat, și să căutăm planele de contact anormal, nu pe limita dintre grupe ci în cuprinsul șisturilor

Institutul Geologic al României

cristaline ale grupuluiII, poate în legătură cu unele din breciile menționate mai sus. Cu alte cuvinte ar trebui să privim grupul I ca partea axială a unor cute gigantice, culcate probabil spre W, și având flancul invers constituit din șisturile cristaline ale grupului II, în general păstrat.

Anomalia de poziție la care mă refer își poate însă găsi și o altă explicație. Dacă considerăm grupul I ca reprezentând masive de intrusiune în loc, inversiunea succesiunii de strate depe flancurile lor poate fi atribuită și deversării laterale a masivelor, deversare care a condus la formarea unor cute în evantaliu. Astfel de cute sunt comune în regiunele de intrusiune și, ca să nu mă refer la regiuni prea îndepărtate, pot menționà intrusiunile granitice din Dobrogea de Nord la care fenomenul e adeseori bine pronunțat. De curând G. S. SANDBERG [1]) a căutat să dea o explicare fenomenului atribuindu-l presiunilor laterale cari se produc în părțile inferioare a vetrei de intrusiune din cauza greutății coloanei de magmă, admițând că în interiorul acestor vetre, magma stă sub regim hidrostatic. Este foarte probabil că în parte fenomenul poate fi explicat și pe această cale.

Trebuie să remarc însă că în regiunea Tulgheșului relațiunile de contact între cele două grupe nu mai pot apăreà așà cum au fost în momentul punerii în loc a masivelor cari constituesc grupul I, pentru că recutările ulterioare, — a căror existență o dovedește cutarea depozitelor mesozoice — au diformat acele relațiuni.

Intrusiunile granodioritice au trebuit să aibă loc după îndeplinirea metamorfismului de zonă superioară a grupului II și înainte de transgresiunea Triasicului. Gnaisurile cari formează cea mai mare parte din aceste masive și cari le întovărășesc ca apofize în cloritoșisturi, arată că intruziunea a avut loc sub presiuni orientate, deci foarte probabil în cursul unei perioade de cutări. Aceste cutări, începute odată cu intrusiunile, au putut continuà și după ele, modificând imediat poziția și aspectul planelor de contact, modificări cari au fost încă accentuate de cutările mesozoice și, într'o măsură mai mică, poate chiar de acele terțiare.

Considerând fenomenul recutărilor din punct de vedere pur tectonic putem ușor deduce că recutarea poate aveà ca urmare normală formarea cutelor în evantaliu. Intr'adevăr dacă un complex de strate dejà cutate pânăla verticală sufere o nouă cutare, chiar mai puțin intensă (Fig. 59), rezultatul poate fi o cută anticlinală cu flancuri debordante de forma masivelor de intrusiune din regiunea Tulgheșului (Fig. 60).

Există deci o explicare convenabilă a raporturilor tectonice inverse ce se constată pe unele linii de contact între grupul II și grupul I, chiar pentru

[1]) Magmakratismus als Ursache der tektonischen Grossformen der Kettengebirge Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. XI, H. 2, Dez. 1927, Berlin.

Institutul Geologic al României

cazul când privim grupul I ca masive de intrusiune înrădăcinate. Deaceia, până când considerațiuni de ansamblu mai temeinic sprijinite nu vor face inevitabilă o interpretare a grupului I ca masă șariată, rămân la părerea că acest grup reprezintă masive de intrusiune cu învelișul lor de contact, părere care se împacă cel mai bine cu ansamblul de fapte constatate până acum în regiunea Tulgheșului.

Cu aceste am epuizat chestiunile privitoare la tectonica proprie a șisturilor cristaline. In rezumat concluziunile la cari am ajuns sunt următoarele:

1. Șisturile cristaline sunt puternic și intens frământate, foarte probabil în cel puțin două timpuri de cutare, ambele pretriasice.

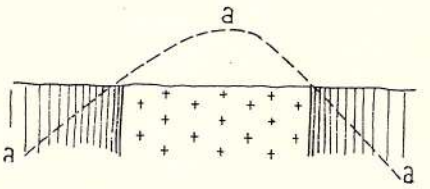


Fig. 59. Complex vertical care se recutează în anticlinalul *a-a-a*.

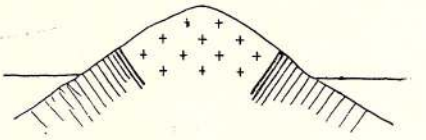


Fig. 60. Acelaș complex după recutare, dând o cută debordantă.

2. Căderea generală spre E a șisturilor cristaline este datorită faptului că nucleul cristalin al Carpaților orientali — ca fragment din Catena kimerică— este cutat în stil altaic ca și Dobrogea și Sudeți, stil care s'a păstrat ca relict în zona cutărilor alpine.

3. Grupul I reprezintă masive de intrusiune înrădăcinate, puse în loc după desăvârșirea metamorfismului de zonă superioară al grupului II, într'o fază de cutare anterioară Triasicului. Relațiunile inverse de contact, cari se constată uneori între grupul I și grupul II, sunt datorite, foarte probabil, în cea mai mare parte recutărilor.

PARTEA II-a

DEPOZITELE MESOZOICE DE PE CRISTALIN

CAP. VI

OBSERVAȚIUNI GENERALE ȘI CLASIFICARE

Nucleul de șisturi cristaline al Carpaților orientali, acoperit spre Apus de masele eruptive noi și de transgresiunile bazinului intern, prinde sub marginea sa de Răsărit depozitele eocretacice ale Flișului.

Dealungul acestei linii de contact anormal Cristalinul suportă, pe o lărgime ce poate ajunge până la 10 km., o fășie aproape continuă de depozite

Institutul Geologic al României

mesozoice desvoltate mai ales în facies calcaros. UHLIG a denumit această zonă «Sinclinalul extern» (Aussenmülde) pentrucă șisturile cristaline mai apar odată, la Răsărit de ea, ca o lamă îngustă ce se interpune între Fliș și Mesozoicul calcaros al Sinclinalului extern. Această lamă a fost denumită tot de UHLIG «Aripa externă» (Aussenflügel). Stând spre Apus pe masa principală a șisturilor cristaline și mărginită la Răsărit de Aripa externă, zona depozitelor calcaroase de pe Cristalin apare în ansamblul ei ca o cuvetă sinclinală. Insuși UHLIG a recunoscut că Sinclinalul extern este departe de a aveà o structură atât de simplă și chiar în profilele sale vedem Cristalinul străpungând depozitele mesozoice. In realitate aceste depozite sunt mult mai cutate decât a bănuit UHLIG. Sinclinalul extern apare mai curând ca o massă de cute și mai ales de solzi, deversați spre W, ca și Cristalinul din fundament și contrar cu Flișul ale cărui cute sunt aplecate spre E.

Urmărind desvoltarea axială a zonei mesozoice se constată că dela extremitatea meridională a nucleului cristalin, unde apare odată cu șisturile cristaline, ea coboară treptat până în valea Bicazului unde atinge adâncimea și lărgimea maximă. De aici se ridică din nou astfel că la Tulgheș are baza la 1000 m. altitudine, iar mai spre Nord rămâne deasupra reliefului de astăzi al munților. O nouă înclinare axială face ca această zonă să reapară în nordul Moldovei în Tarnițele Rarăului de unde coboară repede spre Câmpulung (Bucovina).

Ondulațiile axiale separă prin urmare zona mesozoică de pe Cristalin în fragmente izolate unele de altele. Fragmentul cel mai de Sud, care este în acelaș timp și cel mai important, constitue masivul calcaros al Hăghimașului, iar fragmantul următor spre nord pe acel al Rarăului.

Imprejurimile Tulgheșului, studiate în lucrarea de față, cuprind extremitatea de Nord a Hăghimașului, adică tocmai partea în care depozitele cutate ale acestui fragment din zona mesozoică de pe Cristalin se ridică treptat, întâiu deasupra nivelului de eroziune și apoi deasupra reliefului actual. Din cauza ridicării deasupra nivelului de eroziune, cursurile de apă mai adânci întrerup continuitatea zonei mesozoice descompunând-o în mase izolate care s'au conservat numai pe vârfurile înalte.

Dacă pentru studiul tectonicei regiunei această situație poate prezentà oarecare avantaje căci permite un studiu de amănunt și de vizu al relațiilor dintre Cristalin și depozitele mesozoice de pe el, pentru studiul stratigrafic al Mesozoicului ea este cât se poate de nefavorabilă. Masivele mesozoice izolate, reprezentând uneori poate numai fragmente din cute mai mari, cu flancuri faliate sau laminate, nu oferă spre studiu, de cele mai multe ori decât serii incomplecte. Deaceea nu odată am fost nevoit să caut soluția unora din problemele stratigrafice în regiuni unde condițiile de studiu sunt mai favorabile.

Institutul Geologic al României

Din succesiunile de strate observate în împrejurimile Tulgheșului am putut reconstitui pentru depozitele mesozoice de pe Cristalin următoarea serie stratigrafică

Trias	Infer. (Werfenian)	infer.	Conglomerate	
		str. de Seis	Gresii	
		super.		
		str. de Campille: Calcare dolomitice		
	Mediu	?		
	Super.	?		
Jura	Lias	?		
	Dogger	Bajocian	Gresii calcaroase negre	
		Bathonian		
		Callovian	*Radiolarite*	
		Oxfordian		
	Malm	Kimeridgian:	Calcare, marne cu *Am. acanthicum*	
		Portlandian	? Calcare ?	
Cretacic	Infer.	Beriasian	?	
		Valanginian	?	
		Hauterivian	?	
		Baremian	?	
		Aptian	Marne cu *Orbitolina*	
			Calcare	
			Conglomerate și gresii	
	Mediu	?		
	Super.	Coniacian	Gresii cu *Actaeonella abbreviata*	
		Santonian		
		Campanian	?	
		Maestrichtian	?	
		Danian	?	

In cele ce urmează voiu căutà să caracterizez fiecare formație din punct de vedere petrografic, să satbilesc vârsta ei, și să arăt răspândirea și desvoltarea pe care o are în zona mesozoică de pe Cristalin. In urmă mă voiu ocupà cu tectonica acestei zone.

CAP. VII

STRATIGRAFIA ZONEI MESOZOICE DE PE CRISTALIN

A) TRIASICUL

Depozitele cari în împrejurimile Tulgheșului se pot atribuì Triasicului sunt constituite din conglomerate cuarțitice breciforme, gresii roșii și calcare dolomitice,

Institutul Geologic al României

1. Conglomeratele breciforme.

Conglomeratele, de cele mai multe ori de culoare roșie, alte ori însă albe gălbui, sunt constituite aproape exclusiv din blocuri de cuarț prea puțin rotunzite, cimentate între ele cu silice. Din cauza formelor unghiuloase ale cuarțului au fost numite conglomerate breciforme. In afară de cuarț aceste conglomerate mai conțin și rari fluturași foarte fini de mică și rar de tot, blocuri de cloritoșisturi.

In masă conglomeratele breciforme apar ca bancuri de ½ m. până la 1 m. grosime separate între ele prin strate subțiri de gresii sau de șisturi roșii. Grosimea lor este în mediu de circa 20 m.

Observate pentru prima oară în Carpații orientali de A. v. ALTH, care a introdus în această regiune și denumirea de « Verucano », ele au fost atribuite constant Permianului. UHLIG și după el S. ATHANASIU se întrebau chiar dacă aceste conglomerate nu ar puteà reprezentà un echivalent stratigrafic al Permianului inferior de facies germanic (Rothliegendes). Din faptul că atât în partea de bază a calcarelor dolomitice cât și în gresiile cari stau deasupra conglomeratelor, s'au găsit fosile care indică, cel puțin pentru baza dolomitelor, vârsta werfeniană superioară (Stratele de Campille), am dedus că atât gresiile cât și conglomeratele pot reprezentà Werfenianul inferior (Stratele de Seis).

In împrejurimile Tulgheșului conglomeratele breciforme apar constant la baza seriei mesozoice și stau direct pe Cristalin. Ca puncte unde ele sunt bine vizibile sunt de menționat: Extremitatea de NW a masivului calcaros al Arsurilor, partea de Apus a masivului Beneșului, piciorul Măgurei, partea de SW a Pietrei Mocilor, sub cota 1143 situată la N de pârîul Balajului și în fine la Est și Sud de vârful Chicerei (1324).

O variație în grosime a conglomeratelor nu am putut observà pe toată întinderea teritoriului studiat. Observ însă că adeseori calcarele dolomitice, sau gresiile de sub ele, iau direct contact cu Cristalinul. In aceste cazuri se poate constatà, câteodată direct, existența unui plan de contact anormal pus în evidență fie prin existența breciilor, fie prin reapariția imediată a conglomeratelor atunci când ne depărtăm de acel plan. (Exemple: Preluca lui Andrei, Piatra Runcului, Valea Stânei, etc.).

2. Gresiile.

Gresiile triasice au de obicei bobul relativ mare și sunt de culoare roșie sau, mai rar, albă gălbue. Grăunțele sunt constituite în cea mai mare parte din cuarț la care se asociază fluturași de mică, uneori foarte abundenți. Cimentul este silicios sau argilos; numai în părțile superioare, la baza calcarelor, poate fi și calcaros.

Institutul Geologic al României

In masă, gresiile formează bancuri de câțiva decimetri grosime, separate între ele prin strate subțiri de gresii fin șistoase sau chiar de argile nisipoase. La bază alternează cu conglomerate iar la partea superioară cu strate subțiri de calcare.

In Carpații orientali au fost întotdeauna grupate împreună cu conglomeratele și atribuite Permianului.

In împrejurimile Tulgheșului nu am găsit fosile în gresii. Ceva mai la sud însă, la Tău, pe pâraele Lohavas și Hăghimaș, am găsit destul de des impresiuni de *Myophoria* și *Myacites*. Probabil că tot din astfel de gresii, din partea superioară a lor unde sunt relativ calcaroase, provin și fosilele menționate de HAUER și STACHE [1]) (? *Myophoria*, ? *Myacites*, ? *Nucula*, ? *Monotis substriata*). In fine din gresii provin și unele din formele descrise de GERO V. MERHARD [2]) din Bucovina și cari ar indică Werfenianul superior (str. de Campille). După aceste date se poate afirmà că gresiile aparțin cu siguranță Triasicului inferior. Dacă ele revin în întregime Werfenianului inferior (str. de Seis) sau dacă se ridică până în jumătatea superioară a Werfenianului este un detaliu pe care din lipsă de date renunț a-l discutà.

In împrejurimile Tulgheșului, ca de altfel în toți Carpații orientali, gresiile roșii apar constant la baza calcarelor dolomitice, asociate cu conglomeratele breciforme. Puncte unde sunt foarte bine deschise sunt: în Chicera la sud de cota 1324 și în basinul Balajului pe pârâul Ruptura, la sud de cota 1075 (Din eroare în acest punct gresiile nu sunt reprezentate pe hartă). Grosimea totală a gresiilor poate să fie de 10—15 m. și se menține sensibil constantă pe toată întinderea regiunei studiate.

3. Calcarele dolomitice.

Calcarele dolomitice formează mase importante, ruiniforme, pe culmile înalte ale regiunei. Câte odată nu au deasupra alte depozite mai noi, alte ori însă sunt în cea mai mare parte îngropate sub formațiuni calcaroase aparținând Jurasicului și mai ales Cretacicului inferior.

De obiceiu au culoare cenușie sau gălbue și sunt constant impregnate pe crăpături cu oxizi de fier și de aluminiu, de culoare roșie, Când roca este brecifiată acești oxizi se acumulează între sfărămături în cantitate atât de mare încât culoarea roșie predomină. Pe crăpături oxizii ajung uneori până la baza masei calcaroase și impregnează abundent gresiile care stau sub calcare.

Spărtura rocei este neregulat prismatică, cu muchi ascuțite cari se uzează relativ greu.

[1]) Geologie Siebenbürgens, Wien, 1863. Ediția 1885, pag. 309.

[2]) Neue Funde aus der Trias der Bukowina. Mitt. d. geol. Gesellsch in Wien, III Bd. 1910.

Institutul Geologic al României

Sub microscop roca se vede a fi constituită din grăunțe cristaline neregulate, mai mult sau mai puțin egale, ale căror dimensiuni nu trec de 0,3 mm; la unele dolomite cristalele au abiă 0,1 mm. diametru.

Analiza chimică făcută în laboratorul de chimie al Institutului Geologic de d-șoara chimistă A. POPESCU au dat următoarele rezultate:

	CO_3Ca	CO_3Mg	Rezidiu (SiO Al_2O $Fe\,O$)	Total
1. Dolomit Piatra Mocilor	57,54	41,00	0,51	99,05
2. Dolomit Vârful Măgurei	57,00	41,50	1,00	99,50
3. Dolomit Masivul Beneș	58,52	37,12	4,09	99,73
4. Dolomit Piatra Arsurilor	61,11	36,78	1,20	99,09

In masă dolomitele apar ca roce masive, fără stratificație evidentă și adeseori mai mult sau mai puțin brecifiate. Numai spre bază începe să apară o șistozitate care, în partea cea mai inferioară — pe o grosime de 5—6 m. — devine pronunțată lăsând să se vadă bancuri de calcare de 20—40 cm. separate între ele prin intrecalații subțiri de marne calcaroase gălbui cu pete verzi.

Cu gresiile care stau sub ele, calcarele dolomitice se interstratifică în bancuri subțiri pe o grosime de 3—4 m.

In partea inferioară șistoasă, dolomitele sunt gălbui și mai marnoase (vezi analiza 3 care se referă la calcare din această zonă) și conțin uneori fosile.

In masivul Arsurilor, coborând din dealul Arsurilor (1356) spre Obcioara, am găsit o placă de calcar acoperită cu impresiuni de *Myophoria costata* ZENK.

Sub vârful Azodul Mare, la Răsărit de cota 1335 am găsit în loc, în calcar dolomitic gălbui, șistos, la 5 m. deasupra gresiilor următoarele forme [1]):

Myophoria costata ZENKER
» *laevigata* ZIETEN
Homomya fassaensis WISSM.
Pecten discites SCHLOTH.
» *discites* var. *microtis* BITTN.
Gervileia modiola FRECH
» *exporrecta* LESP.
Pseudomonotis sp.
Naticella cf. *costata* MSTR.

[1]) La determinare m'am servit, în afară de lucrările clasice, de următoarele opere mai noi:

ERNST RÜBENSTRUNK, Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien. Dis. Heidelberg. 1909.

Institutul Geologic al României

La aceasta listă trebuie să mai adaug un lamelibranchiat care amintește pe *Edentula Castelli* figurată de WITTENBERG (Pag. 78, fig. 11) în lucrarea menționată, apoi două forme incomplecte de gasteropode turbinate, și în fine cel puțin încă câte o specie de *Gervileia*, de *Modiola* și de *Pseudomonotis*. Lipsa de material suficient cantitativ și calitativ a împiedecat determinarea acestor forme.

Mica faună găsită sub vârful Azodul Mare arată că partea inferioară șistoasă a calcarelor dolomitice aparține Werfenianului superior (Str. de Campille).

Pentru calcarele masive care urmează la câțiva metri deasupra calcarelor șistoase fosilifiere și constituiesc partea cea mai importantă a masivelor dolomitice triasice, nu am găsit nici o indicație directă după care să se poată precizà vârsta lor. Având însă în vedere că atât în Munții Hăghimașului [1]) cât și în Bucovina [2]) s'au găsit calcare roșii cu faună triasică superioară (calcare de Hallstadt), se poate deduce că dolomitul masiv poate reprezentà în părțile sale superioare și Triasicul mediu.

Grosimea dolomitelor variază relativ mult în cuprinsul regiunei Tulgheș. In masivele Arsuri, Piatra Comarnicului și Piatra Runcului ea ajunge până la 150 m. In masivul Măgurei pare să fie și mai mare; tectonica acestui masiv fiind însă neclarificată nu se poate precizà dacă grosimea mare a dolomitelor este reală sau numai aparentă. In masivul Chicerei grosimea se menține încă peste 100 m.; în masivul Beneșului este și mai mică și în fine dolomitele cari apar de sub conglomeratele apțiene au grosimi cari rareori trec de 50 m. In general se poate deci distinge o zonă de grosime maximă, zonă care ar fi marcată de aliniamentul Bâtca Arsurilor-Piatra Comarnicului-Piatra Runcului și în care grosimea calcarelor ar ajunge la 150 m. Trebuie să observ însă că nicăeri calcarele nu stau sub depozite cari să le acopere normal, căci pretutindeni lipsesc în primul rând calcarele de Hallstadt. Deaceea nici nu se poate încercà o precizare a grosimei normale și cu atât mai puțin s'ar puteà stabilì judicios o variație a acestei grosimi.

In partea meridională a Carpaților orientali dolomitele au fost observate, pentru prima dată poate, de COTTA [3]) în Bucovina și au fost considerate ca

---

GISELA BENDER, Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalkes. Mitt. u. Arbeiten a. d. Geol. u. Pal. Inst. d. Universität Heidelberg. Neue Folge, No. 64, 1921.

F. FRECH, Neue Zweischaler u. Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Palaentologie der Umgebung des Balatonsees, II, Bd., Wien, 1912.

Id. Die Leitfosilien der Werfener Schichten... *Id.*

P. V. WITTENBERG, Neue Beiträge zur Geologie u. Palantologie der Werfener Sch. Südtirols. Centralblatt f. Mineral, No. 3, 1908.

[1]) F. HERBICH, Das Széklerland. Mitteilungen d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt. Bd. V, pag. 82 și urm. Budapest, 1878.

[2]) K. M. PAUL, Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 26, pag. 287, Wien, 1876.

[3]) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. VI, pag. 115, Wien, 1855.

Institutul Geologic al României

intercalații în șisturile cristaline. HAUER [1]) le-a întâlnit pe cumpăna de apă între Bicaz și Dămuc și în valea Jidanului și le atribuià vârsta eocenă.

PAUL [2]) în Bucovina și HERBICH [3]) în Transilvania au studiat mai de aproape aceste depozite și amândoui ajung la concluzia că ele trebuesc atribuite Triasicului inferior. UHLIG [4]) văzând dolomitele din Chicera constată că sunt sistoase la bază și masive în partea superioară; în ceeace privește vârsta rămâne la părerea înaintașilor săi. Mai târziu [5]) le clasează însă în Permianul superior comparându-le cu Zechsteinul. Cu această interpretare apare în Carpații orientali Permianul de tip germanic deoarece gresiile și conglomeratele de sub dolomite era uparalelizate cu Rothliegendes. Fauna pe care am menționat-o mai sus stabilește indiscutabil că dolomitele aparțin Triasicului inferior și în parte poate și Triasicului superior.

In harta anexată lucrării de față se poate vedeà răspândirea dolomitelor. Aproape pretutindeni ele sunt bine deschise, fiind deobicei sărace în vegetație; partea șistoasă dela bază este bine vizibilă la punctul fosilifer de pe vârful Azodul și sub Chicera.

Pe cât de constantă se menține, în toată regiunea Tulgheșului, succesiunea: conglomerat — gresie — calcare dolomitice, pe atât de variat este contactul la partea superioară a dolomitelor. De cele mai multe ori se întâlnesc deasupra dolomitelor radiolaritele roșii, singure sau asociate cu gresii vinete cu belemniți și cu roce efusive. Uneori însă apar pe calcarele dolomitice roce cari nu sunt prea frecvente în Mesozoicul de pe Cristalin, cel puțin în împrejurimile Tulgheșului și în Hăghimaș. Menționez aici punctele unde am întâlnit astfel de roce, deoarece pretutindeni au în ele resturi de fosile. Un cercetător mai norocos sau mai insistent va aveà poate șansa să găsească forme suficiente pentru precizarea vârstei lor.

In masivul Arsurilor deasupra dolomitelor se întâlnește un calcar alb care a fost separat și pe hartă. Grosimea lui nu trece de 1—2 m. și este acoperit de calcare grezoase cenușii care conțin blocuri mici de dolomit; prin alterație aceste blocuri rămân în relief. Calcarele grezoase prezintă oarecare asemănare cu gresiile vinete jurasice și au fost separate ca atare pe hartă; lângă cota 1384 (P. T. Bâtca Arsurilor) sunt folisifere. Cât privește calcarele albe, numai după asemănarea petrografică, le-ași puteà apropià de calcarele albe rețiene din Bucovina.

[1]) Geologie Siebenbürgens 1863, Wien, Ediția 1885, pag. 311.

[2]) Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 26, pag. 292, Wien, 1876.

[3]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt., Bd. V, pag. 80, Budapesta, 1878.

[4]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissenschaften in Wien Math.-naturw. Classe, Bd. XVCIII Abt. 1 Oct. 1889, pag. 133.

[5]) Bau u. Bild. d. Karpathen, pag. 31, Wien, 1903.

Institutul Geologic al României

In masivul Piatra Runcului se găsesc, lângă cota 1096, unele șisturi roșii și verzi cu intercalațiuni de gresii verzui-negricioase cari conțin resturi fosile. Fiindcă sunt asociate și cu jaspuri, am considerat aceste roce ca aparținând Jurasicului. Ele amintesc însă și unele șisturi roșii asociate cu diabazele în valea Tisei — șisturi care pot aparține Triasicului superior.

In fine la Nord de Triasul fosilifer de la Azodul Mare, pe piciorul Corhanului, deasupra conglomeratelor și gresiilor roșii ale Werfenianului inferior, se găsesc calcare dolomitice negricioase, șistoase, cu gasteropode mici (*Naticella costata*?)

4. Roce efusive asociate cu Triasicul.

(« Diabaze și Melafire »)

Intre dolomite și gresiile vinete ale Doggerului inferior am întâlnit adeseori blocuri și rareori mase mai importante de roce efusive, în general alterate și de culoare verde.

O precizare a modului de zăcământ — și cu atât mai puțin a vârstei acestor roce — nu este posibilă în împrejurimile Tulgheșului pentrucă nicăeri nu am întâlnit condițiuni prielnice de observație și de studiu. Le atribui vârsta triasică superioară, pe de o parte pentrucă în regiunea Tulgheș nu apar decât deasupra dolomitelor, pe de altă parte pentrucă în valea Tisei sunt asociate cu dolomite și cu șisturi roșii pătate cu verde cari amintesc Keuperul.

Dau aici descrierea petrografică a tipurilor celor mai frecvente ale acestor roce.

a) Diabaz

Piatra Runcului (Vereskö) Tulgheș. Pl. III, Fig. 5.

Macroscopic roca apare masivă, de culoare verde cenușie, cu crustă de alterație ruginie.

La microscop este evidentă o structură hipocristalinporfirică intersertală.

Constituenții principali: augit și feldspat.

Augitul, uneori rupt sau îndoit, apare în grăunțe mai mult sau mai puțin rotunzite, cu diametru până la 0,2 mm., sau în prizme puțin alungite mai mici; numai rareori mulează spații rămase între feldspați. Este în bună parte uralitizat (Fig. 61). Uralitul, în fibre verzui, cu policroism aproape inperceptibil, cu birefrigență ridicată (aproximativ 0,028), cu semn optic negativ și cu extincția la 14^0—15^0, poate fi apropiat de tremolit. Intre fibrele uralitului se văd adeseori și lamele lungi și subțiri de penin. In părțile ne uralitizate augitul este îmbâcsit cu granule foarte fine, acumulate mai ales pe crăpături și pe margini.

Institutul Geologic al României

Feldspatul, în baghete alungite variind între 0,2—0,3 mm. și rareori ajungând până la 0,5 mm. lungime, este descompus în sausurit și sericit. Starea de descompunere nu permite o determinare. Cristalele de feldspat atingându-se între ele, formează o rețeà în ochiurile căreia de cele mai multe ori se află un mesostasis. Acest mesostasis e uneori complect peninizat și în el pătrund buchete de fibre ale uralitului în care e transformat augitul. Impreună cu peninul mai apar în aceste ochiuri cuarț bogat în incluziuni și cu extincțiuni unduloase, și epidot, cari minerale pot înlocuì, uneori, în întregime peninul. De cele mai multe ori cuarțul ocupă numai o parte din spațiu sau formează plaje proteiforme în penin (Fig. 62). In fine tot în aceste ochiuri se vede uneori o masă slab birefringentă, cu vagă tendință de maclaj (Feldspat?).

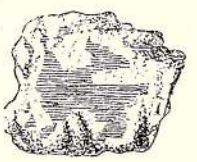


Fig. 61. Augit în parte uralitizat; × 120 ori

Minerale opace rare.

Calcit în plaje discernabile, nu se vede.

Frecvența lineară a mineralelor este următoarea: augit 45, felspat 21, minerale opace 2, mesostasis 32 (30 clorit, 2 cuarț și epidot).

După structura și compoțizia mineralogică roca poate fi numită Uralit-diabaz.

Analiza chimică[1]) apropie roca dela Piatra Roșie (Vereskö) de diabazele puse de ROSENBUSCH în familia «Plagioclas-basalte, Melafire și Diabaze» din seria alkali-calcică. Pentru comparație dau:



Fig. 62. Mesostasis cloritic cu plajă proteiformă de cuarț; × 70 ori

1. Plagioclas Bazalt. Cap. Augusta Victoria Sptizbergen (M. DITTRICH) cu Ni O = 0,11, $Cr_2 O_3$ = 0,03. (ROSENB. EL., pag. 456).

2. Basalt San Rafael Flow, Colofax Co. New Mexico (HILDEBRAND) cu Ni O = 0,02, $Sr_2 O$ = 0,03 (WASHINGTON pag. 688, Anal. 31).

3. Trapp (Diabas) Albertshausen (K. M. JENE. WASHINGTON, pag. 614, Anal. 80.).

4. Diabas Leverett Massachussetts (L. G. EAKINS. WASHINGTON, pag. 866, Anal. 14).

	1	2	P. Roșie	3	4
$Si O_2$ . . .	50,19	48,35	48,45	52,97	51,56
$Ti O_2$ . .	1,47	1,33	0,90	1,70	1,97

[1]) I. A. ATANASIU, Contributions à l'étude chimique des roches éruptives basiques. *Soc. Roum. des Sciences, Bull. de chimie pure et appliquée*, T. XXVII, 1—3 (1924), 1925, Bucarest, pag. 19 analiza 2-a trecută din eroare între rocele filoniene din Cristalin.

Institutul Geologic al României

Al_2O_3 . .	14,39	15,47	15,45	14,22	14,82
F_2O_3 . .	2,04	4,80	4,32	3,29	4,30
Fe O . . .	9,60	7.58	6,24	6,72	7,21
Mn O . . .	0,18	0,21	0,89	—	urme
Mg O . . .	8,99	8,15	7,79	7,74	7,36
Ca O. . . .	7,93	8,81	6,88	7,07	7,09
Ba O . . .	—	0,06	0,14	—	urme
Na_2O . . .	3,20	3,09	3,01	3,05	4,21
K_2O. . . .	0,87	0,95	0,81	0,76	0,17
P_2O_5 . .	0,63	0,33	urme	0,25	0,09
SO_3 . . .	—	0,07	0,17	urme	—
H_2O . . .	0,12	0,73	1,41 $(110)^0$	1,18	1,47
H_2O . . .	0,08	0,28	4,09 $(180)^0$	1,23	—
CO_2 . . .	urme			0,09	—
	99,83	100,26	100,55	99,97	100,25

Coificienții lui OSANN sunt:

S = 54,62	
A = 3,82	a = 3,25
C = 6,29	c = 5,35
F = 25,16	f = 21,40
n = 8,4	

Coificienții lui NIGGLI sunt:

si = 119	c = 18
qz = —15	alk = 8,5
ti = 1,65	k = 0,15
al = 22,5	mg = 0,56
fm = 51	c/fm = 0,36 sec. III

Pe triunghiul lui OSANN roca se proiectează în punctul D (Fig. 55).

Chimismul acestei roce și afinitățile ei le voiu discută împreună cu ale celorlalte roce efusive mesozoice.

Diabasul dela Piatra Runcului (Vereskö) se vede pe o suprafață de aproape 100 m. lărgime și 200—250 m. lungime (Fig. 63), dealungul unei linii de contact anormal, reprezentată pe harta geologică anexată lucrării de față, și bine evidentă mai ales între cotele 1090 și 1215 (Vereskö). Diabazul, breciform, este mai puternic sfărâmat, alterat și cimentat cu hidroxizi de fier, dealungul marginei lui de West, unde apar și blocuri de radiolarite, gresii vinete-negre (Jura) și gresii silicioase (foarte probabil Werfenian inferior). Profilul arată că este posibil ca acest diabaz să formeze o masă mai mult sau mai puțin lenticulară, sau o curgere pe dolomitele triasice.

Dacă avem de a face cu o lentilă sau cu o intercalație în depozitele mesozoice, diabazul acesta face și el parte din grupa de roce menționate de HERBICH [1]) în asociere cu Mesozoicul de pe Cristalin din aceasta regiune (Melafire, porfirite), roce cari amintesc ophiolitele din Pirinei și din Alpi.

[1]) *L. c.*, pag. 86 și urm.

Institutul Geologic al României

O rocă asemănătoare, însă mult mai fin cristalizată, cu mai mult calcit și cu grăunțe de pirită vizibile macroscopic am întâlnit și lângă cota 1160 (colțul Chicerii) [1]).

b) Diabazporfirit (Navit)

Muntele Hăghieșul sub cota 1150. Pl. III, Fig. 6

Macroscopic roca se vede a fi masivă, relativ poroasă, de culoare cenușie închis și conținând vacuole mai mult sau mai puțin sferice umplute cu calcit.

La microscop se recunoaște structura holocristalinporfirică. Intr'o pastă microcristalină de baghete de feldpat sub 0,2 mm. lungime, îmbâcsită cu



Fig. 63. Diabazul de la Piatra Runcului.

calcit și minerale opace, se văd, pe lângă sferele de calcit, ca fenoelemente: plagioclaz, olivină și ? piroxen, în stare foarte înaintată de descompunere.

Plagioclazul formează cristale până la 2 mm. lungime, în general scurte și bine individualizate. O secțiune senzibil perpendiculară pe np. dă extincția la 17° față de planul de maclaj; considerând macla ca o maclă a albitului, obțin un andesin cu 33% anortit. Produsele de alterare invadează adeseori în întregime fenocristalul.

In formele cari amintesc olivina, deobiceiu sub 1 mm. lungime, conținutul primitiv este complect substituit fie prin calcit, fie prin calcit cu hidroxizi

[1]) Pe hartă aflorimentul e conturat fără însă să fie aplicată, din eroare, coloarea respectivă.

Institutul Geologic al României

de fer, fie în fine prin calcit, hidroxizi de fer și minerale din grupa cloritului. (Fig. 64). Aceste minerale, de coloare verde-gălbuie și cu birefringență 0,010 —0,012, formează agregate concreționate reniforme în mijlocul cărora de cele mai multe ori este un grăunte de calcit, sau cresc perpendicular pe marginea plajelor de hidroxizi de fer.

Piroxeni nu am putut determină în secțiuni. Este posibil însă ca unele plaje rectangulare sau piramidate, complect transformate în calcit sau clorit să reprezinte un mineral din această grupă.



Fig. 64. Cristal de Olivină alterat. Se văd minerale cloritice formând agregate concreționate, hidroxizi de fer (negru) și calcit; × 40 ori.

Minerale opace, abundente, formează foarte des schelete de cristale (Fig. 65).

Sferulele de calcit, cu diametrul de 2 mm., au în jurul lor o oarecare concentrație a mineralelor opace și o grupare a microlitelor de feldspat.

In pastă tot ceeace nu poate fi recunoscut ca feldspat este substituit prin clorit și calcit sau ocupat de minerale opace, adesea hidratate.

Din cauza stării înaintată de descompunere frecvența mineralelor nu poate fi exact determinată.

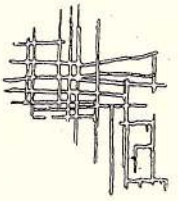


Fig. 65. Schelete de cristale; × 200 ori.

Fenoelementele, între cari feldspatul este cu mult mai frecvent, ocupă aproape ½ din suprafață — restul revenind pastei și sferulelor.

După constituția mineralogică roca este un Diabazporfirit amigdaloid (Mandelstein) și intră în familia « Plagioclas-bazaltelor, Diabazelor și Melafirelor » fiind foarte apropiată de unele Navite [1]) (Oberstein Nahetal).

Analiza chimică [2]) o apropie de diabazul dela Piatra Roșie (Vereskö) în special în ceeace privește conținutul în aluminiu, totalul fierului și predominanța marcată a sodiului asupra potasiului. Această asemănare e evidentă în coeficienții lui Osann.

		Coificienții lui Osann.		Coificienții lui Niggli.	
SiO_2	39,55	S	= 51,01	si	= 96
TiO_2	2,67	A	= 3,55	qz	= —34
Al_2O_3	15,32	C	= 7,52	al	= 22,5
F_2O_3	8,75	F	= 26,81	fm	= 35
Fe O	2,39	a	= 2,8	c	= 35
Mn O	0,90				

[1]) Rosenbusch-Osann, Elemente d. Gesteinslehre, 1923, pag. 427.

[2]) I. A. Atanasiu, *L. c.*, pag. 20 analiza 2 b.

Institutul Geologic al României

		Coificienții lui Osann.	Coificienții lui Niggli.
Mg O	3,12	c = 6	alk = 7,5
Ca O	13,04	f = 21,2	k = 0,02
Na_2O	2,93	n = 9,8	mg = 0,34
K_2 O	0,09		c/fm = 1
Ph_2O_3. . . .	0,08		Secț. V—VI
S O_3	0,80		
H_2 O (110°) .	1,05		
H_2O |(180°)			
CO_2 ∫ . . .	9,68		
. .	100,37		

Pe triunghiul lui Osann roca se proectează în punctul M (Fig. 55).

Cele aproape 10 procente de apă și CO_2 arată o stare de alterație foarte înaintată, care face iluzorie o comparație mai apropiată cu roce proaspete. Afinitățile chimice pe cari roca le prezintă le voiu discută ceva mai departe.

Roca a fost întâlnită, ca blocuri, pe coasta de Apus a Muntelui Hăghieș (1505) în trei puncte: în Bâtca Preluchii (Hegyessarok) sub cota 1076, în Balazssarka între cotele 1143 și 1150 și la fundul pârâului Ruptura sub cota 1075 și apoi lângă cota 1160 (Colțul Chicerei), constant pe linii de contact anormal și în asociație cu dolomite, cu calcare cenușii negre jurasice și radiolarite — adică în condițiuni asemănătoare cu acelea în cari apare diabazul dela Piatra Roșie (Vereskö). Cum în nici unul din aceste puncte poziția rocei nu se vede clar, pot fi avute în vedere aceleași două posibilități ca pentru diabazul mai sus menționat.

Melafire amigdaloide (Mandelsteinmelaphyr) sunt menționate de Herbich [1]) în extremitatea de Sud a masivului Hăghimașului, sub Vârful Nascalat și considerate ca fiind puse în loc « după depunerea stratelor de Werfen și a calcarului de Guttenstein » adică în Triasicul superior.

c) Tuf diabazporfiritic

Muntele Hăghieșul la fundul pârâului Rupturi. Pl. IV, Fig. 1.

Macroscopic roca verzue-cenușie, lasă să se vadă bucăți mari de biotit și piroxeni prinse într'o pastă fină.

La microscop (Fig. 66) se vede imediat că roca este un tuf vulcanic. Intr'o masă verzue, constituită în cea mai mare parte din lamele de clorit și minerale opace, bine inpregnată cu calcit, se văd fragmente de rocă sau de minerale, uneori destul de mari ca să fie bine vizibile cu ochiul liber, și cari dau rocei aspectul porfiric. Intre aceste fragmente se pot deosebì: Bucăți

[1]) *L. c.*, pag. 94.

Institutul Geologic al României

de rocă străină constituite din cuarț, feldspat și biotit, lamele cu formă de dreptunghiu sau paralelogram constituite în întregime din clorit, lamele de biotit, fragmente de cuarț, cristale bipiramidate ca de olivină substituite în întregime prin calcit și în fine foarte rar, fragmente de feldspat.

Aceste tufuri au fost întâlnite ca blocuri la fundul pârâului Rupturi (afluent al Balașului) sub cota 1075 pe o linie de contact anormal. Modul lor de zăcământ este întru totul comparabil cu acel al diabazelor din Piatra Roșie (Vereskö) și al diabazporfiritului dela Heghieș.

Compoziția chimică a acestei roce [1]) este următoarea:

		Coificienții lui Osann		Coificienții lui Niggli	
SiO_2	33,48				
TiO	2,88				
Al_2O_3	14,26	S =	46,45	si =	82
F_2O_3	4,37	A =	5,52	qz =	—58
FeO	10,08	C =	5,42	al =	20,5
MnO	0,79	F =	31,64	fm =	44
MgO	3,81	a =	3,9	c =	25,5
CaO	9,71	c =	3,8	alk =	10
Na_2O	3,70	f =	22,3	k =	0,15
K_2O	1,02	n =	8,9	mg =	0,32
P_2O_5	0,04			c/fm =	0,58
SO_3	0,93			sect. IV	
H_2O (110°)	1,45				
H_2O (180°)					
CO_2	12,40				
	98,92				

d) Uralitdiabaz

Piatra Runcului. Pl. IV, Fig. 2

Macroscopic roca apare masivă, cu coloare neagră-verzue și cu luciu gras. Feldspatul se vede ca plaje mici, neregulate albe-sticloase. Se sfărâmă în blocuri mici neregulate cu muchii ascuțite și pe aceste blocuri se văd ades suprafețe curbe, oglinzi de frictiune și falii mici cari străbat roca în toate direcțiile.

Sub microscop apare net evidentă o structură cataclastică (Mortelstructur); grăunțele de amfibol și de plagioclaz — singurii constituenți ai rocei — sunt uneori complet sfârâmate și sfărămăturile amestecate între ele, alte ori numai înconjurate de o coroană de sfărămături și separate între ele prin zone

[1]) I. A. Atanasiu, *L. c.*, pag. 19, analiza 6, a trecută din eroare între rocele filoniene din Cristalin.

Institutul Geologic al României

în cari se vede acelaș amestec al sfărămăturilor. Falii foarte dese străbat roca.

Plagioclazul, în cristale cari pot trece de 3—4 mm. lungime, este un termen bazic. Cele câteva determinări aproximative cari le-am putut face pe cristale sfărâmate și cu extincții unduloase au dat 43—45% anortit și semn optic + (Andesin-Labrador). Alte determinări, mai nesigure, dau conținut și mai mare (până la 57%) în anortit (Bytownit). Cristalele, cu lamele de maclaj mari, prezintă constant extincții unduloase, alunecări pe plane de clivaj, crăpături, coroană de sfărămături și uneori sunt chiar complet sfărâmate. Cu toate aceste deformări mecanice energice, ele rămân aproape perfect curate și nu prezintă nici o urmă de descompunere. Numai pe crăpături și pe planele de alunecare se văd rar lamele de amfibol.

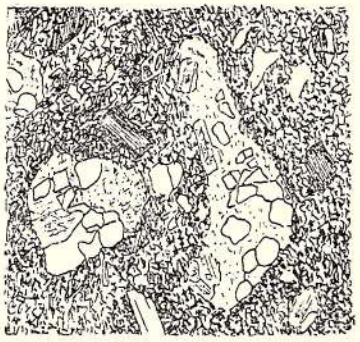


Fig. 66. Tuf diabazporfiritic; ×15 ori.

Amfibolul, îndoit, cu extincții unduloase, are și el constant coroană de sfărămături. Policroismul puțin pronunțat (*ng*, *nm*. verde-gălbui deschis, *np*. galben-verzui), extincția la 16° și birifringența maximă 0,022—0,024 îl apropie de actinolit. Cu toate că în secțiune nu se mai vede nici un rest, este de presupus că în cea mai mare parte acest amfibol reprezintă un piroxen uralitizat.

Cu aceste caractere roca poate fi numită un Uralitdiabaz.

Privire generală asupra rocelor efusive triasice din împrejurimile Tulgheșului.

Vârsta. După cum am mai spus, nicăieri în împrejurimile Tulgheșului nu am întâlnit o deschidere în care să se vadă clar modul de zăcământ al acestor roce. Același insucces l'am avut — cel puțin până în prezent — și în munții Hăghimașului. Intr'o excursie pe care am făcut-o în vara anului 1928 împreună cu d-nii G. Macovei și D. Andrusov (Praga) am întâlnit însă pe văile Ruskova Rica și Tisa profile foarte clare în cari se văd diabaze alternând cu calcare dolomitice și cu șisturi roșii cu pete verzi (Quartenschiefer) și pe baza acestor profile am tras concluzia că diabazele nu pot fi decât de vârstă triasică. La aceiași concluzie ajunsese dealtfel și Herbich pentru melafire. Hauer [1]) compară însă aceste roce cu Teschenitele din Carpații de Nord și le atribue vârsta cretacică superioară, observând totuș că unele tipuri au asemănări remarcabile cu augitporfirele și cu melafirele triasice din Ti-

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 168—169, Wien, 1863 (Ed. 1885).

Institutul Geologic al României

rolul de Sud. Este incontestabil că roce efusive cretacice există nu numai în Carpații de Nord ci și în Carpații orientali, și voiu descri mai departe astfel de roce provenind chiar din împrejurimile Tulgheșului. Cred însă că HAUER greșeà când atribuià « Augitporfirele » și « Melafirele amigdaloide (Mandelstein) » fazei efuzive cretacice și rămân la convingerea că diabazele asociate cu dolomitele din Carpații orientali sunt de vârsta triasică și se pot compară cu augitporfirele și melafirele din Tirolul de Sud și poate cu acelea din Dobrogea.

A f i n i t ă ț i m a g m a t i c e. Cele trei analize de cari dispun permit o comparație a acestor roce cu rocele filoniene întâlnite în Cristalinul din împrejurimile Tulgheșului.

Proiectate pe triunghiul lui OSANN (Fig. 55, punctele D și M), rocele efusive mesozoice își găsesc locul între « diabazele » provenind din împrejurimile Broștenilor analizate de Bușureanu —adică între rocele de tip pacific pe cari le-am întâlnit în șisturile cristaline.

Bazat numai pe această afinitate chimică, am apropiat filoanele de tip pacific din șisturile cristaline de rocele efusive triasice și le-am atribuit aceleiași faze de manifestațiuni ignee, considerând filoanele din Cristalin, fie ca resturi din canalele de ascensiune ale magmei, fie ca filoane propriu zise în cari aceeaș magmă a umplut crăpături sau uneori a păstruns concordant între strate fără să mai ajungă la suprafață.

Din această asociere am tras două concluziuni:

1. Că diabazele și melafirele cari apar ca filoane în șisturile cristaline sunt și ele de vârsta triasică precum sunt corespondentele lor efusive cari apar asociate cu dolomitele.

2. Că diabazele și melafirele cari se găsesc asociate cu Triasul nu sunt un material exotic, de vreme ce găsim în Cristalinul subjacent canalele de ascensiune ale magmei respective.

Trebuie să recunosc însă că aceste concluziuni pot fi susținute numai atâta timp cât afinitatea magmatică între diabazele și melafirele din filoane și acelea cari apar în Trias nu este discutată.

Concluziuni asupra Triasicului.

Din studiul stratigrafic al Triasului rezultă că el este reprezentat în regiunea Tulgheș prin conglomerate de transgresiune la bază, deasupra cărora urmează gresii micacee și apoi calcare dolomitice. Partea inferioară a dolomitelor este fosiliferă și aparține fără îndoială Werfenianului superior (str. de Campille) pe când partea lor superioară poate reprezentà și Triasul mediu. Cu Triasul sunt asociate roce efusive bazice.

Cu facies identic se cunoaște Triasicul în toți Carpații orientali și nordici, în împrejurimile lacului Balaton și în Munții Apuseni, cu deosebire

Institutul Geologic al României

că aproape pretutindeni dolomitele suportă și depozite aparținând Triasicului superior.

După desvoltarea facială a Triasicului superior se pot distinge în Carpați, în mod cu totul general, două tipuri de Trias:

1. Tipul Nordic — la care partea superioară este desvoltată ca șisturi roșii pătate cu verde. Desvoltarea cea mai tipică, în Carpați, o are acest tip în pânzele tatrice și subtatrice și deaceea ar puteà fi numit și tipul tatric. In Carpații orientali ajunge spre Sud până aproape de latitudinea munților Rodnei.

2. Tipul central — la care partea superioară este desvoltată în facies calcaros. Acest tip apare în centura internă (Innere Gürtel) a Carpaților de Nord, în împrejurimile lacului Balaton, în munții Apuseni și în Carpații orientali dela Câmpulung (Bucovina) spre Sud. Ar mai puteà fi numit și tipul transilvanic.

Față de aceste două tipuri — la care partea inferioară este detritică, (Conglomerate și gresii roșii) — apare ca o unitate aparte Triasul Dobrogean cu Werfenianul reprezentat prin șisturi negricioase (Tulcea), dar cu partea medie și superioară desvoltată tot în facies calcaros ca și la Triasicul de tip transilvanic.

Triasul din împrejurimile Tulgheșului, cu toate că apare fără termenii superiori, trebuie repartizat tipului transilvanic și ca argument pentru această clasare, pe lângă situația sa, reamintesc în special afinitățile dintre formele fosile găsite în Werfenianul din masivul Beneșului cu acele cunoscute mai de mult în împrejurimile lacului Balaton.

B) JURASICUL

In Carpații orientali Jurasicul apare incomplect chiar în munții Hăghimașului, adică acolo unde este cel mai bine desvoltat și cel mai bine cunoscut. Intr'adevăr după datele existente [1]) până în prezent se poate stabilì pentru depozitele jurasice din acest masiv următorul profil stratigrafic:

Lias	inferior:	Calcare roșii marnoase fosilifere
	mediu	necunoscut
	superior	necunoscut
Dogger	Bajocian:	Gresii calcaroase cenușii cu *Posidonomya opalina*
	Bathonian:	Calcare olitice fosilifere

[1]) Dr. E. Vadász, Geologische Beobachtungen im Persany u. Nagyhagymas Gebirge. Jahresbericht d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1914, pag. 278 și urm. Budapest, 1915.

Dr. E. Jekelius, Der mittlere u. obere Jura im Gebiet des Hăgimașul Mare in Siebenbürgen. Bull. sect. scient. de l'Académie Roumaine, VII-ème année 1920—1921, No. 7—10, pag. 128, Bucarest, 1922.

Institutul Geologic al României

MALM	Callovian, Oxfordian	Radiolarite
	Sequanian	
	Kimeridgian: Calcare marnoase cu nodule, fosilifere	
	Portlandian: Calcare fosilifere	

In regiunea Tulgheșului seria depozitelor jurasice apare și mai incomplectă căci până în prezent nu s'au putut găsi decât:

1. Bajocianul, 2. Callovianul, 3. Kimeridgianul și 4. Portlandianul.

1. Gresiile calcaroase (Bajocian).

Bajocianul este reprezentat prin gresii calcaroase compacte și grele, de coloare cenușie. Pe suprafețele alterate au coloare albicioasă sau ruginie, pe când pe spărtură proaspătă lasă să se vadă constant un nucleu nealterat de coloare cenușie închisă, înconjurat de o crustă de grosime constantă (de obiceiu de 5—6 mm.) decolorată și infiltrată cu oxizi de fer. Pe spărturi se pot distinge cu ochii liberi numai fluturași foarte fini de mică.

Sub microscop pe lângă mică se văd fragmente colțurate de cuarț (al căror diametru mediu nu trece de obiceiu de 0,2—0,3 mm. și mai rar minerale opace, răspândite într'o masă calcaroasă în care sunt destul de frecvente resturile de foraminifere.

Gresiile cenușii formează bancuri regulate de 10—30 cm. grosime; rare ori am întâlnit în ele Belemniți.

HERBICH [1]), care menționează pentru prima dată aceste gresii pe malul lacului Gylcos, le-a considerat întâiu ca gresii carpatice și mai târziu ca Trias superior pe baza unui fosil găsit de el și determinat de MOJSISOVICS ca *Monotis salinaria*.

NEUMAYR [2]) le atribue Doggerului inferior (Aalenian) iar UHLIG [3]) Bajocianului.

La aceste gresii se referă și S. ATHANASIU [4]) observând că ele conțin Belemniți și că la râpa Todirescului stau sub calcarele dolomitice; este foarte probabil că în acest punct avem de aface cu raporturi tectonice anormale.

VADÀSZ [5]) menționează în aceleași gresii calcaroase cenușii (pe Muntele Ocsémalja din masivul Hăghimașului) *Posidonomya* pe care o apropie de

[1]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahresb. d. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 81, Budapest, 1878.

[2]) Die Fauna der Schichten mit Asp. acanthicum. Abh d. k. geol. Reichsanstalt, V, 6, pag. 153—154. Wien, 1873.

[3]) Bau u. Bild d. Karpathen, pag. 35 și profil. pag. 157. Wien, 1903.

[4]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 134, Wien.

[5]) *L. c.*, pag. 283.

Institutul Geologic al României

Pos. opalina și opinează că ele ar reprezentà nu numai Aalenianul, ci întreg Bajocianul.

In împrejurimile Tulgheșului gresiile calcaroase cenușii sunt relativ rare și regiunea nu oferă nicăieri un profil stratigrafic interesant. In masivul Arsurilor aceste gresii ocupă partea cea mai înaltă a platoului calcaros de pe vârf, între cotele 1391, 1385 și 1383 și se pare că între ele și dolomitele triasice se interpune constant un calcar alb, numai de câțiva metri grosime. Gresiile calcaroase conțin aici blocuri mici colțurate de calcare dolomitice cari prin alterația rocei apar în relief; fragmentele de Belemniți și de brachiopode sunt destul de frecvente. In masivul Măgurei gresiile sunt deasemeni fosilifere. In masivul Piatra Comarnicului au fost întâlnite numai ca blocuri la fundul pârâului Canalul Turcului, aproape de baza calcarelor cu Caprotine și este de presupus că în cea mai mare parte gresiile sunt acoperite de sfărămăturile acestor calcare. La Sud de Bistricioara am mai întâlnit gresiile calcaroase cenușii la fundul pârâului Țiganilor unde sunt intim cutate împreună cu jaspuri și cu dolomite, apoi pe Bâtca Preluchii la SW de cota 1076 (ivire nereprezentată pe hartă), la cota 1297 (E de Heghieș) și în fine în Chicera. Aici gresiile se pot vedeà fie pe pârâul Bursucăriei unde apar între dolomite și Kimeridgian, fie la cota 1324 unde stau pe dolomite fără să mai suporte depozite mai noi; în punctul acesta ele au fost văzute și de UHLIG. Ultimul punct de apariție pe care-l menționez se află în valea Bicazului, pe linia de contact între Cristalin și Fliș, unde gresiile calcaroase cu belemniți se văd puternic frământate împreună cu calcare dolomitice și conglomerate cuarțitice.

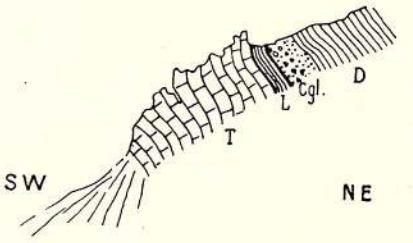


Fig. 67. Profil al depozitelor de bază ale Jurasicului. Pâr. Gylcos. T. Dolomite triasice, L. Lias?, Cgl. Conglomerat la baza Doggerului, D. Gresii vinete (Dogger).

După cum am mai spus, în nici una din aceste iviri nu am găsit ceva demn de remarcat, nici în ceeace privește fauna, nici în ceeace privește relațiunile de poziție față de ceilalți termeni ai Jurasicului. Remarc numai că destul de des am putut observà în gresiile calcaroase blocuri de calcare dolomitice triasice. Faptul acesta ar sugerà poate bănuiala că între Trias și Bajocian trebuie să fie o lacună și o discordanță stratigrafică, lacună a cărei existență UHLIG o admitea încă dela 1889 [1]). O dovadă mai convingătoare de existența unei transgresiuni a Bajocianului am găsit însă în regiunea Hăghimașului, pe pârâul Gylcos. Acolo se vede profilul reprezentat în figura 67.

[1]) Vorläuziger Bericht... Sitzungeberichte d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XCVIII, pag. 736, Wien, 1889.

Institutul Geologic al României

Deasupra calcarelor dolomitice triasice stau calcare marnoase-grezoase roșii cu Belemniți și alte resturi organice (Lias ?) cu o grosime numai de 1 m. Urmează apoi gresii gălbui slab cimentate și conglomerate mărunte cari trec la gresiile calcaroase cenușii bajociene. Existența acestor gresii și conglomerate la baza Bajocianului și deasupra unei lacune stratigrafice corespunzătoare părței superioare a Liasului indică, destul de evident, o transgresiune. In fine în acelaș sens ar puteà fi interpretat și faptul că gresiile calcaroase cenușii se întâlnesc uneori deadreptul pe Cristalin, fără intermediarul depozitelor triasice; rămâne însă de cercetat dacă nu cumva, în cea mai mare parte din cazuri, contactul direct între Cristalin și gresiile calcaroase cenușii ale Doggerului nu este de origină tectonică.

Ținând seama numai de prezența blocurilor de calcare dolomitice în gresiile calcaroase bajociene și de existența gresiilor și conglomeratelor la baza acestor depozite, cred totuș că se poate conclude la o transgresiune a Doggerului inferior și deci la existența unor mișcări tectonice către sfârșitul Liasului.

2. Radiolaritele.

Radiolaritele sunt roce silicioase de coloare roșie pătată cu verde sau cenușie-verzue, cu spărtură concoidală ca a cremenei, sau prismatică cu muchi ascuțite.

Sub microscop unele radiolarite (Ex. acelea dela Piatra Mocilor) se văd a fi constituite aproape exclusiv din cuarț cristalizat și colorat cu o pulbere roșiatică, alte ori (radiolaritele roșii dela Piatra Runcului și acele cenușii-verzi dela fundul pârâului Ruptura) pe lângă cuarț se mai văd granule fine cu birefringență ridicată. Unele din aceste granule sunt constituite cu siguranță din carbonați deoarece roca face o ușoară efervescență cu acizi diluați; altele însă rezistă acțiunii acizilor. In toate secțiunile studiate resturile de radiolare sunt destul de frecvente.

In zăcământ (Fig. 68) radiolaritele apar ca bancuri dela câțiva cm. până la 2—3 dm. grosime intercalate între șisturi argiloase roșii sau cenușii.

In Carpații orientali radiolaritele erau cunoscute încă de pe timpul lui HAUER — care afirmă că în masivul Hăghimașului, între Cristalin și calcarele titonice se interpun, între alte roce, și jaspuri [1]). HERBICH [2]) le consideră ca Trias superior după faptul că în Bucovina PAUL [3]) le găsise sub cal-

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 308, Wien, 1863.

[2]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 81 și 83, Budapest, 1878.

[3]) Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichstanstalt, Bd. 26, Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

care roșii ce conțineau fauna calcarului de Hallstadt. Faptul că jaspurile stăteau pe gresiile calcaroase cenușii îl făcuse pe HERBICH să considere aceste gresii ca triasice medii. UHLIG continuă un timp să considere radiolaritele din Carpații orientali tot ca un depozit de vârstă triasică superioară [1]). Mai târziu însă le atribue Triasicului mediu [2]) și plasând dolomitele în Permian, trage concluzia că Triasul este în bună parte reprezentat prin roce nisipoase și silicioase (radiolarite). VADÁSZ și JEKELIUS, în lucrările mai sus menționate, afirmă pentru prima dată vârsta jurasică a radiolaritelor din Carpații orientali, plasându-le aproximativ pe limita dintre Malm și Dogger. Această afirmație se întemeiază pe un profil studiat de JEKELIUS [3]) în muntele Gaura, unde radiolarite identice cu acelea din Carpații orientali apar în mod evident la baza calcarelor noduloase cu *Aspidoceras acanthicum* OPPEL.

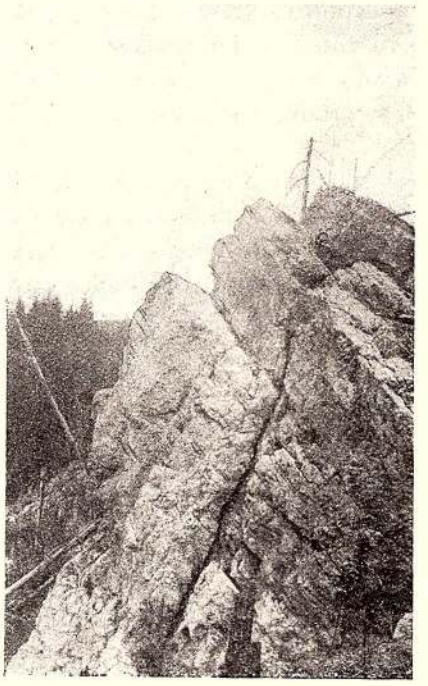


Fig. 68. Radiolarite cenușii la fundul pâr. Rupturi.

In împrejurimile Tulgheșului radiolaritele sunt foarte frecvente. Cu excepțiunea Beneșului, ele se întâlnesc în toate celelalte masive calcaroase din regiune. In majoritatea cazurilor sunt însă acoperite de dărămăturile care îngroapă picioarele pereților de calcare sau conglomerate cari stau deasupra lor. Puncte în cari radiolaritele să fie bine descoperite am întâlnit relativ rar. Ele sunt următoarele:

In masivul Piatra Comarnicului, pe cărarea care duce dela Preluca lui Andrei la Smida Peștii, cu puțin înainte de a ajunge la Cristalinul care desparte masivul în două.

In masivul Piatra Runcului, lângă cota 1077 și în fine,

In masivul Hăghieșului la fundul pârâului Ruptura (afluent al Balașului)

[1]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz. Sitzungsber. der k. Akad. der Wissenschaften in Wien. Bd. XCVIII, pag. 733, Wien, 1889.

[2]) Bau und Bild. d. Karpathen, pag. 34, Wien, 1903.

[3]) Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Csukas. Jahresber. d. kgl. ung. geol. Reichsanstalt, für 1915, pag. 293, Budapest, 1916.

Institutul Geologic al României

pe piciorul dintre pâraele ce confluiază la cota 863. In această din urmă ivire (Fig. 68) radiolaritele sunt albe sau verzi—și au o grosime de 25—30 cm. Deasupra lor stau gresii micacee roșii cari amintesc unele intercalații din stratele cu amoniți (Kimeridgian). Sub ele se află o porțiune acoperită, de circa 10 m. grosime și apoi dolomitele masive. In acei 10 metri acoperiți ar trebui să fie reprezentate gresiile calcaroase cenușii bajociene și eventual Liasul — fapt pe care nu l-am putut constată.

Lipsa deschiderilor mai numeroase și complecte nu lasă să se stabilească o eventuală variație de grosime a radiolaritelor. Atât din profilele pe cari le dă JEKELIUS pentru Bucegi și Ciucaș, cât și din observațiile cari se pot face în masivul Hăghimașului, pare a rezultà destul de clar că radiolaritele urmează normal, fără lacună, deasupra gresiilor cenușii calcaroase și suportă la rândul lor tot în mod normal stratele cu *Am. acanthicum* și calcarele titonice. Ar există cu alte cuvinte, în Carpații orientali o succesiune neîntreruptă de depozite corespunzând în timp Doggerului și Malmului.

3. Stratele cu Aspidoceras acanthicum.

Am atribuit Kimeridgianului, ca echivalent stratigrafic al stratelor cu *Am. acanthicum* OPPEL din Munții Hăghimașului, un complex care în împrejurimile Tulgheșului apare bine desvoltat numai în masivul Chicera. Complexul acesta este constituit din gresii fine, relativ bogate în calcar, micacee, de culoare verzue; destul de des se intercalează bancuri în cari gresiile verzi au pete roșii sau chiar bancuri colorate complect în roșu. Totul este bine stratificat.

Ca urme fosile, în afară de fucoide, am întâlnit și un *Aptychus*. Din intercalațiile de gresii roșii trebuie să provină însă, judecând după natura rocei, și unele forme nedeterminabile mai de aproape de *Ammonites*, recoltate mai de mult de S. ATHANASIU pe pârâul Chicerei și pe cari le-am putut vedeà în colecția sa.

Kimeridgianul, cu o faună excepțional de bogată mai ales în amonoidee, a fost descoperit de HERBICH în Munții Hăghimașului și studiat atât de descoperitor [1]) cât și de NEUMAYR [2]). In timpul din urmă JEKELIUS [3]) a revăzut și a complectat vechile liste de forme.

---

[1]) Das Széklerland. Jahrb. d. k. ung. geol. Landesanstalt, Bd. V, pag. 130—189, Budapest, 1878.

[2]) Fauna der Schichten mit Asp. acanthicum. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt V, Wien 1873.

[3]) Der mittlere und obere Jura in Gebiet des Hăgimașul Mare in Siebenbürgen. Bull. sect. sc. de l'Académie Roumaine, VII-ème année, No. 7—10, pag. 131—133, Bucarest, 1922.

Institutul Geologic al României

In împrejurimile Tulgheşului deschiderea cea mai complectă în care se pot studià depozitele kimeridgiene se găseşte la fundul pârâului Bursucăriei, în partea de Sud a masivului Chicerei. In această deschidere Kimeridgianul apare la zi pe o grosime de 70—80 m., având o înclinare numai de 15 —25° spre Est. La bază stau gresiile calcaroase cenuşii ale Doggerului în care se află unele intercalaţii subţiri silicioase cari amintesc radiolaritele. Este foarte probabil că o parte din depozitele silicioase cu radiolarii (Jaspuri) sunt laminate, deoarece puţin mai spre Nord Kimeridgianul ajunge în contact direct, întâiu cu dolomitele triasice şi apoi chiar cu o lamă îngustă de micaşisturi (nereprezentate pe hartă). Deasupra depozitelor kimeridgiene urmează, fără alt intermediar, marne grezoase şi conglomerate apţiene, probabil transgresive.

In afară de Chicera am mai întâlnit gresiile kimeridgiene deasupra radiolaritelor dela fundul pârâului Ruptura şi dela cota 1076 (Bâtca Prelucii) în masivul Heghieşului; în amândouă cazurile au o desvoltare atât de mică încât pe hartă nu au putut fi separate de radiolarite.

4. Calcarele titonice.

In masivul Hăghimaşului şi în valea Bicazului, urmează deasupra Kimeridgianului, calcare masive cenuşii sau roşietice cu o grosime de mai multe sute de metri, calcare în care HAUER [1]) menţionà dejà forme titonice. HERBICH [2]) şi mai târziu JEKELIUS [3]) ajung să determine un număr destul de mare de forme fosile cari, în ceeace priveşte vârsta, confirmă vederile lui HAUER.

In împrejurimile Tulgheşului nu există mase calcaroase titonice cu o astfel de desvoltare; în general deasupra radiolaritelor sau a gresiilor micacee kimeridgiene urmează Apţianul reprezentat prin gresii marnoase şi conglomerate. La baza Apţianului se observă însă adesea ori blocuri de calcare al căror volum poate ajunge la câteva zeci de metri cubi, calcare cari sunt în cea mai mare parte de vârstă cretacică. Este însă probabil că unele din aceste blocuri sunt constituite din calcare jurasice. Această presupunere se întemeiază pe faptul că pe unele pârae care vin din masivul Hăghieşului (Ex. pâr. Raiului) am întâlnit blocuri cu *Nerinea* ce pot fi apropiate de formele titonice. Astfel de blocuri am mai întâlnit dealtfel şi în masivul Piatra Comarnicului.

Pe hartă sunt însemnate toate blocurile mai mari de calcare ce apar la baza Apţianului. Ele au fost însă atribuite toate acestui etaj, întrucât o în-

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 309, Wien 1863 (Ed. 1885).
[2]) *L. c.*, pag. 189—192.
[3]) *L. c.*, pag. 133—134.

Institutul Geologic al României

cercare de a separà blocurile jurasice de acele cretacice ar fi necesitat un studiu paleontologic pentru fiecare bloc în parte, studiu în care nu m'aș fi putut angajà.

Demn de relevat, în ceeace privește calcarele titonice, este faptul că pe când în munții Hăghimașului, situați numai la câteva zeci de km. mai spre Sud de Tulgheș, aceste calcare au o grosime de mai multe sute de metri, în împrejurimile Tulgheșului ele nu mai apar decât ca blocuri. Este posibil ca încă din timpul sedimentării, desvoltarea calcarelor să nu fi fost aceeaș în ambele regiuni și în împrejurimile Tulgheșului faciesul calcaros să fi fost în parte reprezentat printr'un depozit sincron de facies vasos, cu mult mai subțire. Existența unor astfel de depozite nu am putut-o însă stabilì. Se mai poate presupune că transgresiunea apțiană a erodat ne uniform masivele calcaroase titonice, suprimând în unele părți (Ex. regiunea Tulgheșului) aproape complet aceste calcare, iar în alte părți atacându-le numai într'o măsură mult mai mică. In fine există încă posibilitatea unei sfărâmări și laminări tectonice a calcarelor pe lungul unor anumite zone. Pentru a atacà problema din acest punct de vedere, ar fi necesar să se stabilească în primul rând corespondența dintre masivele calcaroase izolate din împrejurimile Tulgheșului și unitățile tectonice cari apar mai complet reprezentate spre Sud, în munții Hăghimașului, și apoi să se cerceteze desvoltarea calcarelor titonice în fiecare din aceste unități. Un astfel de studiu este deocamdată nerealizabil din lipsă de date suficiente asupra tectonicei munților Hăghimașului.

5. Pelit glauconitic.

Inainte de a încheià studiul stratigrafic al depozitelor jurasice trebue să menționez încă o rocă pe care am întâlnit-o numai la cota 1297, la Răsărit de vârful Hăghieșul (1505).

Macroscopic roca are aspectul unei gresii foarte fine, de coloare verde, cu crustă de alterație ruginie.

Sub microscop apare o masă constituită în cea mai mare parte din grăunțe de cuarț și de glauconit a căror mărime mijlocie nu trece de 0,02 mm. Calcitul lipsește complect. In această masă se văd: grăunțe mai mari de glauconit, fragmente de radiolare, sferule constituite din glauconit și înconjurate de un înveliș care pare străbătut de pori și e format dintr'un mineral dispus radiar cu berifringențe aproximativ 0,010, corpi rotunzi sau ovali constituiți dintr'un mineral care are aspectul cuarțului cu puternice extincții onduloase și înfine destul de numeroase sfărâmături de zircon. Roca ar puteà fi numită P e l i t g l a u c o n i t i c.

Prezența radiolarelor, lipsa calcitului și finețа materialului indică un depozit de mare mai adâncă, pe când abundența glauconitului un fund stâncos constituit din material eruptiv.

Institutul Geologic al României

Pe hartă roca este separată cu semnul gresiilor cenușii calcaroase (Bajocian). Trebuie însă să atrag atențiunea că până în prezent nimic nu îndreptățește această apropiere; prezența radiolarelor și faciesul de mare mai adâncă ar suggerà bănuiala că roca ar puteà, eventual, reprezentà un depozit care ar ține de complexul radiolaritelor.

Am relevat prezența pelitului glauconitic dela cota 1297 pentrucă astfel de roce sunt foarte frecvente, ca material remaniat, în conglomeratele baremiene cari constituesc coama stâncoasă dela Chisirig în zona Flișului, conglomerate asupra cărora voiu revenì.

Observațiuni generale asupra Jurasicului.

Am relevat încă dela început faptul că în împrejurimile Tulgheșului depozitele jurasice formează numai apariții locale, cu desvoltări incomplecte și pentru a stabilì vârsta lor, a fost continuu nevoe să mă refer la seria mai complectă din munții Hăghimașului. La aceeaș serie mă voiu referì și pentru a compară Jurasicul din Carpații orientali cu acela din regiunile apropiate.

Recapitulând datele și observațiunile expuse în studiul stratigrafic al depozitelor jurasice, putem trage concluzia că o lacună stratigrafică separă sistemul în două părți:

a) O parte inferioară reprezentată prin calcarele roșii ale Liasului inferior;

b) O parte superioară reprezentată prin gresiile cenușii calcaroase (Bajocian-Bathonian), prin radiolarite (Callovian-Oxfordian), prin stratele cu *Aspidoceras acanthicum* (Kimeridgian) și prin calcarele titonice (Portlandian).

Lacuna stratigrafică ce separă aceste două părți între ele corespunde Liasului mediu și superior.

Partea inferioară ar puteà eventual aparține unui ciclu de sedimentare început încă din Triasic căci în Bucovina se cunosc calcare retice, iar în Bucovina și în munții Hăghimașului calcare carnice și norice.

Partea superioară începe cu conglomerate și gresii la bază, depozite cari marchează o transgresiune a Doggerului. Urmează apoi o adâncire din ce în ce mai mare a zonei de sedimentare din Carpații orientali, adâncire care ajunge la maxim în timpul Malmului inferior, când s'au format radiolaritele. Această adâncime se reduce apoi treptat pentru ca la sfârșitul Jurasicului să apară un regim neritic tipic, regim căruia îi corespunde sedimentarea calcarelor recifale titonice.

Jurasicul din împrejurimile Tulgheșului și din munții Hăghimașului este deci caracterizat prin Liasul inferior desvoltat în faciesul calcarelor de Adneth, prin transgresiunea Doggerului și prin prezența radiolaritelor la începutul Malmului.

Institutul Geologic al României

Cu aceleași caractere se regăsește Jurasicul spre Sud până în munții Perșani, iar spre Nord în Bucovina. Nu se poate astăzi afirmà că aceeaș desvoltare a depozitelor jurasice se menține și mai departe spre Nord până la extremitatea nucleului cristalin al Carpaților orientali, căci în valea Tisei apar deasupra Triasului calcare, gresii și șisturi negre, cu poziție stratigrafică neprecizată, cari nu mai amintesc nici unul din termenii cari constituesc Jurasicul în munții Hăghimașului.

In Carpații de Nord se întâlnește o serie jurasică întrucâtva comparabilă cu aceea din munții Hăghimașului, în Napa subtatrică inferioară și în special în segmentul ei oriental [1]). In locul lacunei dela partea superioară a Liasicului găsim însă aici numai un facies mai grezos corespunzător Liasului mediu.

Revenind la Sud și urmărind desvoltarea Jurasicului în Munții getici găsim, începând dela Brașov și apoi pretutindeni spre West, Liasicul inferior desvoltat în faciesul de G r e s t e n, cu cărbuni, și Liasul mediu și superior prezent; lacuna stratigrafică dela baza Doggerului pare că nu mai există. Aceeaș situație se întâlnește și în Munții apuseni.

In Basinul Dâmbovicioarei și în Bucegi Liasul este necunoscut și Doggerul stă direct pe cristalin.

Infine în Dobrogea nu se cunoaște decât Malmul.

C) CRETACICUL

Cretacicul este reprezentat în împrejurimile Tulgheșului prin două serii de depozite separate între ele printr'o lacună stratigrafică: Seria inferioară o formează depozitele corespunzătoare Apțianului, iar pe aceà superioară depozitele corespunzătoare Senonianului.

1. Apțianul.

Apțianul este constituit din marne nisipoase, calcare și conglomerate.

a) M a r n e l e

Marnele, de coloare cenușie gălbue, sunt deobiceiu foarte nisipoase și bogate în fluturași de mică. Conțin intercalații subțiri de gresii fin șistoase, micacee, uneori curbicorticale, și de conglomerat fin, poligen, care formează bancuri de 30—50—80 cm. grosime. In general se poate spune că din punct de vedere petrografic partea marnoasă a Apțianului se apropie foarte mult de unele depozite din Fliș.

[1]) F. RABOWSKI et W. GOETEL. La structure de la zone subtatrique. Bull. du Service géologique de Pologne, Vol. III, pag. 208. Varsovie, 1925.

Institutul Geologic al României

Grosimea marnelor apțiene este relativ mică (50—100 m); când apar cu grosimi mai mari, ca de exemplu la fundul văii Jidanului, este foarte probabil că avem deaface cu suprapuneri tectonice. Până în prezent în lucrările geologice nu au fost separate de conglomerate.

Punctele în cari marnele apțiene au o desvoltare interesantă sunt următoarele:

In masivul Piatra Runcului, la West de msaa de diabaze (ivire acoperită pe hartă de linia de falie).

In masivul Hăghieșului, la cota 1050 (fundul pârâului Mar), apoi la Obcina Balajului și înfine la fundul văii Jidanului.

In valea Bicazului ele formează o bandă de circa 50 m. lățime care se interpune între conglomeratele și calcarele care formează masivul Munticelul.

Aproape pretutindeni aceste marne conțin *Orbitolina*. Populațiuni mai bogate și mai bine constituite am întâlnit în ivirile dela Piatra Runcului și dela cota 1150 din masivul Hăghimașului.

Pe hartă am cuprins în coloarea marnelor apțiene și un depozit care diferă sensibil de aceste marne și deaceea cred necesar să fac despre el o mențiune specială. Acest depozit este constituit dintr'o pastă grezoasă-marnoasă, relativ bogată în mică, în care apar răspândite blocuri de roce diferite; totul pare presat,

Deschideri unde roca este bine vizibilă se întâlnesc în primul rând în valea Bicazului pe ambele maluri, între Piatra Pânțărenilor și Piatra Glodului. Mai spre Nord este de remarcat numai deschiderea de pe Pârâul cu Glodu, la contact între dolomitul triasic și conglomeratele apțiene.

In valea Bicazului roca ar puteà fi considerată ca un conglomerat, probabil apțian, strivit, deoarece aici sunt evidente unele cute strânse care prind aceste conglomerate. In Pârâul cu Glodu marnele nisipoase cu blocuri par intercalate între două mase conglomeratice și sunt ca și în valea Bicazului, frământate. Este posibil ca și aici ele să reprezinte părți sfărâmate din conglomerate, căci imediat la Sud, pe pârâul Telec, sunt evidenți doi solzi de calcare dolomitice cari prind între ei și conglomerate apțiene.

In concluzie, cred că marnele nisipoase micacee cu blocuri par a fi un facies tectonic, fie numai al conglomeratelor, fie al conglomeratelor strivite împreună cu marnele apțiene.

b) Calcarele

Calcarele sunt deobicei compacte, au coloare gălbue-brună deschisă sau roșiatică și sunt pline de resturi organice.

In masivul Piatra Runcului am întâlnit între altele: *Orbitolina* și *Caprotina* sp.

Institutul Geologic al României

In masivul Hăghieșului la cota 1318 (spre Chicera) *Rhynconella* sp. și *Eugyra digitata* KOBY.

In Valea Bicazului *Caprotina* sp.

Calcarele neucomiene sunt cunoscute în împrejurimile Tulgheșului, încă de pe timpul lui LILL V. LILLIENBACH.

HERBICH [1]) menționează în ele, în flancul stâng al Bistricioarei, între Hollo (Corbul) și Tulgheș, *Caprotine* și *Nerinee*, iar în valea Sodova (Stânei):

Caprotina Londsdali
Radiolites neucomensis

UHLIG [2]) observă că la Sud de Bistricioara calcarele neucomiene predomină pe partea de E a sinclinalului extern. El reprezintă pe profilul figurat sub No. 89 un bloc de calcare neucomiene cu corali și consideră cea mai mare parte a calcarelor de pe valea Bicazului ca fiind de vârsta cretacică (Fig. 90); în realitate o bună parte din aceste calcare sunt cu siguranță titonice.

In împrejurimile Tulgheșului calcarele formează mase mai importante în masivnle Piatra Șesul Comarnicului, Piatra Runcului și Munticelul. In restul regiunii apar ca blocuri, uneori foarte mari, fie la baza marnelor, fie între marne și conglomerate, fie chiar intercalate între conglomerate. Cea mai mare parte din aceste blocuri sunt reprezentate pe hartă.

Această desvoltare a calcarelor sugerează imediat bănuiala că în Apțian ar puteà există mai multe orizonturi calcaroase, fapt care este probabil dar care până în prezent, numai cu materialul adunat în regiunea Tulgheșului, nu poate fi stabilit în mod indiscutabil — cu atât mai mult cu cât o determinare a formelor fosile din calcare nu s'a făcut încă. Am remarcat chiar, studiind Jurasicul, că unele din calcarele dela baza marnelor pot fi titonice.

Pentru a precizà relațiile stratigrafice în care stau calcarele cu marnele și conglomeratele apțiene să studiem mai deaproape poziția principalelor masive calcaroase din regiune.

In masivul Comarnicului calcarele stau pe marne apțiene și suportă conglomerate. Aceste conglomerate (ne reprezentate pe hartă), cari au astăzi o grosime numai de 5—6 m., se văd lângă cota 1481 pe o lungime de 30—40 m. Ele sunt relativ mărunte la bob, dar în apropierea calcarului blocurile cari le constituesc devin din ce în ce mai mari și la contact se văd chiar în masa calcarului blocuri de șisturi cristaline sau de cuarț. Este deci incontestabil un conglomerat, în parte sincron cu calcarul, în parte mai nou.

In masivul Piatra Runcului calcarele stau pe marne cu Orbitoline fără să fie în mod evident acoperite de conglomerate.

---

[1]) Das Széklerland. Mitt. aus. d. Jahresber. d. k. ung. Geol. Anstalt, Bd. V, pag. 195—196, Budapest, 1878.

[2]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 156—157, Wien, 1903.

Institutul Geologic al României

In masivul Hăghieșului găsim masele calcaroase cele mai importante în general dealungul liniei de contact între calcare și marne. (Ex. calcarele din Bâtca Preluchii, calcarele dela cotele 1217 și 1180, calcarele dela Poartă).

In valea Bicazului (Fig. 69) calcarele din masivul Munticelul, cel mai important masiv calcaros din cuprinsul regiunii reprezentată pe hartă, sunt separate de conglomerate printr'o interpoziție marnoasă de circa 50 m. grosime. Spre Nord însă, aceste marne dispar iar calcarele pierd treptat caracterul lor de rocă masivă, disociindu-se în blocuri mai mult sau mai puțin rotunzite cari alcătuesc un conglomerat constituit exclusiv din calcar. In acest conglomerat apar apoi din ce în ce mai multe blocuri străine până când ajunge să ia caracterul său normal de conglomerat poligen. Fenomenul acesta de trecere a calcarelor în conglomerate este cât se poate de evident dela Crucea lui Țepeș spre Nord. Trebuie să deducem din această observație că cel puțin în parte calcarele și conglomeratele sunt sincrone. Este posibil ca fenomenul acesta de trecere laterală să existe și între marne și calcare; eu însă nu l-am putut observà.

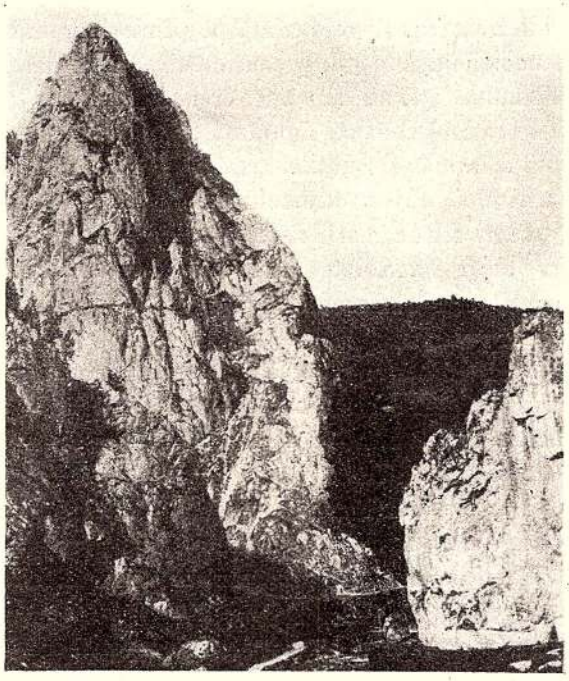


Fig. 69. Calcarele apțiene în valea Bicazului.

In faciesul detritic al Apțianului, reprezentat prin marne la bază și conglomerate la partea superioară se interpun deci formațiuni organogene cari local substituesc cu siguranță în parte conglomeratele și probabil în parte și marnele.

In afară de acest orizont principal de formațiuni organogene se pare că există încă un orizont mai inferior, care apare sub marnele apțiene. Acest orizont este vizibil în masivele Comarnicului, Pietrei Runcului și Hăghieșului și ar puteà reprezentà, eventual, echivalentul recifal al depozitelor baremiene și hauteriviene din zona Flișului; nu există însă până în prezent nici o dovadă paleontologică sigură de existența acestor două etaje în calcarele neucomiene de pe Cristalin.

Infine este posibil să mai existe și un al treilea orizont calcaros situat

Institutul Geologic al României

mai sus pe scara stratigrafică, adică intercalat în partea superioară a conglomeratelor. Faptul pare evident dacă se studiază răspândirea maselor calcaroase pe flancul de W al Muntelui Hăghieșul. Existența acestui orizont calcaros mai superior devine însă discutabilă dacă se interpretează acest masiv nu ca un sinclinal izoclinal, așà cum e reprezentat în profile, ci ca o suprapunere de mai multe lame de conglomerate. In acest caz orizonturile calcaroase intercalate în conglomerate ar marcà planele de contact dintre lame.

c) Conglomeratele

Conglomeratele sunt constituite din elemente variate ale cărora dimensiuni au deobicei 3—4 cm. diametru; uneori se întâlnesc însă și conglomerate mai mărunte, cum este cazul menționat dejà dela Piatra Comarniculuí, sau conglomerate cu blocuri mari cum sunt de exemplu unele conglomerate calcaroase din jurul masivului Munticelu.

In elementele cari constituesc conglomeratele am putut distinge: Șisturi cristaline, conglomerate triasice, calcare dolomitice, jaspuri, gresii verzi glauconitice, calcare titonice, calcare apțiene, serpentine și înfine unele gresii cari par a fi apțiene. Răspândirea acestor elemente în conglomerat este neomogenă. Uneori cristalinul este predominant —cum de exemplu este cazul în extremitatea de N a masivului Hăghieșul. In jurul unora din masele calcaroase, conglomeratul este constituit exclusiv din blocuri de calcar (Munticelu). Infine în unele puncte conglomeratul este foarte bogat în blocuri de serpentină.

Bancurile conglomeratice, cari pot aveà grosimi de zeci de metri, sunt separate între ele prin gresii cenușii albăstrui, micacee și relativ moi.

Intr'o astfel de intercalație am putut găsì, la fundul Văii Stânei sub cota 1261, numeroase resturi organice din care s'au putut determinà următoarele:

Orbitolina sp.
Eugyra pusila KOBY
Placocoenia pluricostata W. O. DIETRICH
Cryptocoenia Picteti KOBY
Cyathophora pygmaea VOLZ
» *regularis* FROM.
Favia sp.
Hydnophora crassa FROM.
Latusastraea exiguis FROM.
Polyphyllastraea sp.
Serpula filiformis SOW.

In conglomerate am mai găsit, ca bloc izolat, o colonie de

Favia hemisphaerica FROM.

Conglomeratele formează, în împrejurimile Tulgheșului, o massă con-

Institutul Geologic al României

tinuă care la Nord începe din masivul Hăghieșul. In valea Bicazului această masă atinge desvoltarea cea mai mare. Spre Sud ea poate fi urmărită continuu până la fundul Trotușului, asociată constant cu celelalte depozite mesozoice de pe Cristalin.

Petece de conglomerate izolate de masa principală am mai întâlnit în masivele Piatra Comarnicului, Piatra Runcului și Chicera.

Pretutindeni conglomeratele au la bază marnele apțiene și sunt cutate împreună cu aceste marne.

Conglomeratele apțiene erau cunoscute lui HAUER [1]) care le atribuià vârsta eocenă. HERBICH [2]) paralelizà conglomeratele din Hăghieș cu acelea din Ciahlău, atribuindu-le Cretacicului inferior. UHLIG [3]) considerà conglomeratele ca « înveliș al clipelor » și le clasà în Cretacicul superior, punct de vedere pe care și l-au însușit toți cercetătorii ulteriori.

d) Serpentine și ophicalcite

Serpentine. In afară de diabaze și melafire pe care le-am văzut în seria mesozoică de pe Cristalin în asociere aproape constantă cu depozitele triasice, se mai întâlnesc în aceeaș serie destul de des și roce bazice ultra femice, în cea mai mare parte complect serpentinizate.

Masele cele mai importante de astfel de roce apar în basinul Bicazului și anume la Crucea lui Tepeș și la Est de cota 1356 (Munticelul). Alte iviri trebuie să mai existe și sub conglomeratele apțiene deoarece în unele părți, ca de exemplu la Est de vârful Criminișului, conglomeratele sunt pe alocuri extrem de bogate în blocuri de serpentină.

De multe ori serpetinele apar pe linii tectonice, ca mase complect brecifiate, cum este cazul la punctul « Glodul » și în valea Bicazului la W de Piatra Pânțărenilor.

Dintre toate ivirile pe cari le cunosc, cea mai interesantă se pare aceea de sub cota 1356 (Munticelul). Aici se vede cum serpentinele pătrund în crăpăturile calcarelor, prinzând și învăluind uneori în masa lor blocuri mai mari sau mai mici de calcar. (Fig. 70). La contact calcarele sunt roșii și au un aspect mai mult sau mai puțin scoriaceu; alte fenomene de contact mai pregnante, nu am putut stabilì nici pe teren, nici în secțiuni microscopice. Modul de zăcământ arată însă clar că punerea în loc a serpentinei de aici nu s'a putut înfăptuì decât după formarea calcarelor apțiene. Cum în conglomeratele apțiene găsim dejà serpentine remaniate, putem strânge între limite destul de apropiate timpul de intrusiune, chiar dacă nu am voì să vedem în culoarea roșie și în factura scoriacee a calcarelor un fenomen de contact. Este însă probabil că acest fenomen de contact termic există realmente deoarece în alte

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 309.

[2]) Das Széklerland, pag. 196 și 198.

[3]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 157—159.

Institutul Geologic al României

puncte ale regiunii găsim oficalcite, adică roce la care digestiunea calcarelor de către rocele de intrusiune pare evidentă.

Deaceea cred că se poate susține cu destul temeiu că intrusunile ultrafemice, cari apar ca serpentine, au avut loc în Apțian. Nu este însă exclus ca ele să fi apărut chiar mai de timpuriu în seria mesozoică; din studiul regiunii Tulgheș nu pot scoate însă argumente nici pro nici contra acestei presupuneri.



Fig. 70. Serpentine în calcare. Munticelu.

Serpentinele erau cunoscute și lui HERBICH [1]) care le cuprindeà împreună cu diabazele și melafirele în grupa rocelor « eruptive ale mesozoicului » fără să facă vreo distincție în ceeace privește timpul de punere în loc.

PAUL [2]) considerà, încă înainte de HERBICH, cunoscutele serpentine dela Breaza (Bucovina) ca triasice superioare — părere la care rămăsese și UHLIG [3]).

MRAZEC și VOITEȘTI [4]) leagă venirile de roce bazice de încălecarea pânzei cristaline — fapt din care s'ar deduce că punerea lor în loc s'a efectuat în Cretacicul inferior.

Oficalcite. Valea Stânei. (Bicazul ardelean). Pl. IV, Fig. 3. Macroscopic roca apare cu factură porfirică. Intr'o masă fin cristalizată calcaroasă, de coloare neagră sau cenușie închis cu nuanță verzue-violacee, apar ca porfirolite corpuri mai mult sau mai puțin rotunde cu diametru de 3—5 mm. și cu coloare galbenă verzue.

Sub microscop masa fin cristalizată se vede a fi aproape în întregime constituită din carbonați (de calciu și probabil și de magneziu) cari formează

[1]) Das Széklerland. Mitt. des Johrb.d. k. unp. Geol. Anstalt, Bd. V, pag. 97, Budapest, 1878.

[2]) Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI, Harta, Wien, 1876.

[3]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 250, Wien, 1903.

[4]) Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului carpatic. An. Inst. Geol. al României, Vol. V, pag. 539. București, 1914.

Institutul Geologic al României

o rețea asemănătoare cu aceea ce se observă la serpentinizarea olivinei (Maschenstructur) (Fig. 71). In unele roce asemănătoare (Czimak vappa sub Piatra Runcului sau Vereskö) această structură se pierde pe alocuri treptat până ce dispare complect și roca rămâne un calcar grăunțos. Constant carbonatul care formează rețeaua este impregnat, mai ales în jurul ochiurilor, cu minerale opace dispuse perpendicular pe direcția rețelei sub formă de fibre sau șiruri de granulațiuni extrem de fine, uneori ramificate ca dendritele. Un fir subțire de astfel de granulații desparte întotdeauna ramurile rețelei în două părți.

Ochiurile rețelei sunt umplute fie cu calcit singur, fie asociat cu un agregat mineral de coloare galbenă ca mierea, cu indice de refracție puțin mai mic decât indicele maxim al calcitului și

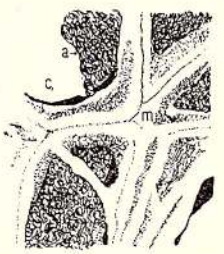


Fig. 71. Ophicalcit. Rețea de carbonat impregnată cu minerale opace. c. Calcit, m. Minerale opace, a. Agregat cristalin galben; ×55 ori.



Fig. 72. Ophicalcit. Corp rotund sfărâmat. S. Serpentină, c. Calcit; ×17 ori.



Fig. 73. Ophicalcit. Cristal? rupt. S. Serpentină, c. Calcit; ×15 ori.

care între nicolii încrucișați nu dă extincție. Cu mărire foarte puternică, la unele granule din agregat se poate distinge o coloare de birefringență ridicată (0,030—35). Determinarea acestui agregat mineral n'am putut-o face. El reprezintă poate, unul din numeroasele produse de descompunere a olivinei. Alteori în ochiuri se întâlnește serpentină fibroasă (Crizotil) sau minerale cloritice.

Corpurile rotunde sunt în mare parte constituite din serpentină fibroasă (Crizotil) asociată cu rare lamele de minerale cloritice, sau substituită în parte prin același agregat mineral galben care uneori umple ochiurile. Aceste corpuri rotunde sunt aproape constant mai mult sau mai puțin sfărâmate și au crăpăturile cimentate cu calcit (Fig. 72).

In serpentina care constituește aceste corpuri, cât și în aceea care se întâlnește în ochiuri, se pot vedeà plaje care prezintă structură asemănătoare cu a serpentinei lamelare (antigorit). Lamelele cari constituesc aceste plaje au în cea mai mare parte alungire negativă, însă printre ele sunt și fibre cu alungire pozitivă cari nu se pot deosebì nici prin coloare nici prin indice de refracție. Micimea lamelelor nu mi-a permis să stabilesc precis dacă aceste plaje sunt într'adevăr constituite din antigorit — asociat cu lamele de clorit —

Institutul Geologic al României

sau dacă nu cumva întreaga plajă este constituită din clorit (poate pseudomorf după antigorit).

In afară de corpurile rotunde se întâlnesc destul de des în rețeaua de calcit forme mai mult sau mai puțin alungite cari par cristale sfărâmate. (Fig. 73). Ele sunt în întregime constituite din calcit afară de crăpături pe cari se văd grăunțe de minerale opace și fibre de crisotil.

Infine nu tocmai rar apare cromitul în formă de plaje neregulate, rupte, sau de cristale sfărâmate.

Structura și compoziția mineralogică a acestei roce, asemănătoare cu aceea a multor oficalcite, m'a determinat să-i dau această denumire.

Ea provine, după cum se poate deduce din asocierea intimă între calcar și serpentină, din digestiunea parțială a calcarului de către o venire magmatică.

Atât în Valea Stânei (Bicazul ardelean), în flancul drept între cotele 892 și 794, cât și pe Czimak Vapa sub Piatra Runcului (Tulgheș), oficalcitele apar ca blocuri într'o brecie de contact anormal.

2. Cretacicul superior.

In împrejurimile Tulgheșului am întâlnit depozite de vârstă cretacică superioară numai în masivul Beneșului, pe coasta de NW a mamelonului cu cota 1328. Ele formează, la altitudinea de 1270—1310 m., o bandă a cărei lărgime nu trece de 100 m. și care, în lungime, se întinde din șeaua dintre cotele 1313 și 1328 până aproape de cota 1269, fiind așezată transgresiv peste șisturile cristaline și Triasic.

Cretacicul superior este reprezentat prin gresii cenușii, fine, a căror particule ajung rar la diametrul de 1 mm. Pe suprafețele alterate prezintă pete gălbui produse de oxizi de fer. In secțiuni microscopice roca apare ca un aglomerat de particule colțuroase de cuarț și de muscovit cimentate cu calcit.

Aproape jumătate din masa rocei este constituită din cochilii de gasteropode cari sunt umplute și cimentate între ele prin material grezos.

Atacată cu acid clorhidric diluat roca liberă de cochilii se desagregă complect. Rezidiul insolubil reprezintă circa 50% și studiat la microscop, arată următoarea constituție:

Solubil în H Cl dil. (CO_3 Ca) c. c. 50%

Rezidiu c.c. 50%	Particule $>$ 0,4 mm. (c.c. 3%)	Cuarț	70
		Diverse	18
		Muscovit	12
	Particule $<$ 0,4 și $>$ 0,1 mm. (c.c. 40%)	Cuarț	83
		Muscovit	9
		Diverse	8
	Particule $<$ 0,1 mm. (c.c. 57%)	Cuarț	
		Argilă	

Institutul Geologic al României

Cuarțul e deobiceiu incolor și rareori violaceu; de cele mai multe ori cu colțuri nerotunzite; granule rotunde sunt cu totul rare.

Grăunțele enumerate ca diverse sunt în cea mai mare parte bucăți de șisturi cristaline apoi biotit, jasp, magnetit și mai rar rutil și glauconit.

Analiza chimică a rocei [1]) liberă de cochilii a dat următorul rezultat:

$Si\ O_2$	40,27
$Al_2\ O_3$	7,12
$F_2\ O_3$	2,56
$Mg\ O$	1,14
$Ca\ O$	23,86
$Na_2\ O$	1,75
$K_2\ O$	1,02
Pierderi la calcinare	22,05
Umiditate	0,12
	99,89

Făcând repartiția oxizilor între principalele minerale cari intră în constituția rocei găsim compoziția mineralogică următoare: (Coloana stângă).

Calcit	ca. 45%	Solubil	Calcit	ca.	50%
Cuarț	ca. 32%	Insolubil	Cuarț	ca.	48%
Argilă	ca. 15%		Argile	ca.	
Muscovit	ca. 8%		Muscovit	ca.	2%

Aceste date cu excepția muscovitului coincid sensibil cu acelea cari se pot deduce din analiza fizică. (Coloana dreaptă).

Intre gasteropodele găsite în depozitele dela muntele Beneș se pot distinge două tipuri:

a) Forme joase

b) Forme înalte

a) Formele joase (Fig. 74) se apropie indiscutabil de

Tornatella abbreviata PHILIPPI
Palaeontografica I (1851) pag. 23, Pl. II, Fig. 1 a, b.

Cochilia este conică, joasă, ombilicată. Unghiul la vârf 72°. Înălțimea c. c. 5 cm., diametrul maxim c. c. 4—5 cm.

Anfractele îmbrățișătoare (ultimul ocupând ½ din înălțimea cochiliei) sunt în număr de cel puțin 8 [2]) și ornamentate cu strii longitudinale pe partea

[1]) O datoresc d-lui chimist PETRESCU căruia îi exprim deosebite mulțumiri.

[2]) Cochiliile având vârful rupt, determinarea exactă a numărului anfractelor nu a fost posibilă.

Institutul Geologic al României

liberă și cu strii longitudinale și transversale pe partea îmbrățișată.

Columela cu o singură plicațiune. Tubul spiral are în interior, pe partea superioară, o proeminență longitudinală largă.

Exemplare studiate 8.

PHILLIPPI nu cunoșteà locul de proveniență a formei descrisă și figurată de el, însă observă că împreună cu ea se găseà și *Acteonella Lamarki* și este de părere că argila care le conținеà proveneà dela Gosau.

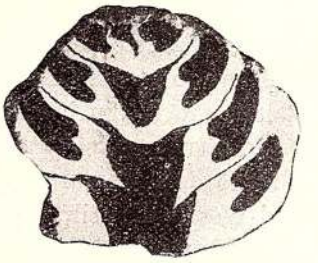


Fig. 74. Transilvanella abreviata PHILIPPI. (Formă joasă); 1 : 1. Muntele Beneș

STOLITZKA [1]) determinând fosilele cretacice superioare adunate de D. STUR din Sud-Westul Transilvaniei, părăsește denumirea generică de « *Tornatella* » care fusese întrebuințată și de LAMARK pentru genul *Actaeon*, și pune forma menționată în genul *Actaeonella* D'ORB 1842, sub numele de

Actaeonella abbreviata PHILIPPI, stabilind și sinonimia cu

Actaeonella rotundata ZECK.

Mai târziu [2]) însă scoate din genul *Actaeonella* aceste forme, care aveau o singură aplicațiune pe columelă, clasându-le în genul *Itieria* MATHERON 1842, lărgind prin aceasta, după părerea lui COSSMANN [3]), cuprinsul pe care MATHERON îl dăduse genului.



Fig. 75. Transilvanella Lamarki ZECK (Formă înaltă); 1 : 1. Beneș.

COSSMANN [4]) restrângând din nou genul *Itieria* în sensul vederilor lui MATHERON, elimină aceste forme, păstrând în el numai tipuri jurasice. Dacă acceptăm genul *Itieria*, așà cum îl definește COSSMANN, apare poate necesitatea de a creà pentru *Itieria abbreviata* PHILIPPI un gen nou, întrucât această formă nu-și mai găsește loc nici în genul *Actaeonella* nici în genul *Itieria*. Dacă crearea acestui gen nu ar puteà fi evitată, ași propune pentru el numele

Transilvanella

Pentrucă din Transilvania provin atât formele

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XIII, pag. 48, fig. 1, Wien, 1863.

[2]) Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften, Bd. LII, Wien, 1863.

[3]) Essais de Paléoconchologie comparée. Deuxième Livraison, pag. 18, Paris, 1896.

[4]) *Op. cit.*

Institutul Geologic al României

studiate de STOLITZKA, precum și formele cari au fost întâlnite la Muntele Beneș.

b) Formele alungite (Fig. 75) sunt identice cu acelea pe cari STOLITZKA [1]) le-a determinat și figurat ca

Actaeonella abbreviata PHILIPPI.

Cochilia este conică relativ alungită, neombilicată. Unghiul la vârf 50°. Inălțimea 6 cm. la un diametru maxim de 3,8 cm. Ultimul anfract mai puțin înalt decât ½ din înălțimea totală. Restul caracterelor ca la formele scurte.

STOLITZKA pune în aceeaș specie *(Actaeonella abbreviata)* atât forma joasă descrisă de PHILIPPI cât și formele înalte cum sunt acele provenind din Sud-Westul Transilvaniei determinate de el și cum este și *Actaeonella rotundata* ZECK.

Diferența mare care este între raportul înălțime grosime și faptul că formele scurte sunt ombilicate pe când cele înalte nu, mă face să cred că suntem de fapt în prezența a două specii diferite.

Dacă se introduce denumirea generică propusă, denumirile specifice ale formelor ar fi:

Transilvanella abbreviata PHIPIPPI pentru forma joasă, și

Transilvanella Lamarki ZECK. pentru forma înaltă.

Pentru formele înalte am întrebuințat denumirea specifică *Lamarki* și nu *rotundata*, pentrucă formele înalte dela Muntele Beneș au foarte mare asemănare la exterior cu *Actaeonella Lamarki*. Cred chiar că multe forme determinate ca *Actaeonella Lamarki* nu sunt de fapt *Actaeonella*, ci au o singură plicațiune pe columelă și trebuesc apropiate de formele dela muntele Beneș.

Să vedem ce valoare pot aveà aceste forme ca documente stratigrafice.

După cum am mai spus « *Tornatella abbreviata* PHILIPPI » provine probabil din marnele de Gosau.

In colecția Universității din Cluj următoarele exemplare provenind dela Simișag, au toate o singură plicațiune pe columelă și se apropie sensibil de formele dela Beneș:

Actaeonella abbreviata	PHILIPPI	(Exemplarul	No. 55	Dulap. XVII)
» *piramidella*	?	»	No. 56	»
» sp. ind.		»	No. 51	»
» sp. ind.		»	No. 52	»

I. HALAVATS [2]) a putut culege dintr'o gresie care se ivește pe pârâul Boului în aceeaș localitate, *Actaeonella abbreviata* PHILIPPI asociată cu:

[1]) *Op. cit.*

[2]) Der geologische Bau der Umgebung von Déva. Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt für 1903, pag. 115—118, Budapest, 1905.

Institutul Geologic al României

Act. conica MÜNST.	*Cerithium Sturi* STOL.
» *glandulina* STOL.	» *rotulare* STOL.
» *Galdfussi* D'ORB.	» n. sp.
Glauconia Kefersteini MÜNST.	*Turitella* sp.
Nerinea Titan SCHARPE	*Sphaerulites angeoides* LAM.
» *incavata* BRONN.	*Ostrea* cf. *sphinx* COQU.

faună care arată vârsta senoniană inferioară.

Forme cu o singură plicațiune pe columelă am mai văzut și în Muzeul Asociației științifice din Sibiu, provenind dela Muncelul Mic, localitate apropiată de Simișag. In colecțiile Universității din Cluj, alte forme asemănătoare provin dela Găunoasa (Erdöhat) nu departe de Muncelul Mic și sunt determinate ca:

Piramidella canaliculata D'ORB (Exemplarul No. 47 Dulap. XVII)
Actaeonella rotundata ZECK. » No. 54

O altă regiune unde am putut stabili existența indiscutabilă a formelor asemănătoare cu acelea dela muntele Beneș, este basinul Hațegului. Tot în colecțiunile Universității din Cluj se află un exemplar provenind dela Ohaba-Ponor determinat judicios ca

Actaeonella abbreviata PHILIPPI (Exemplarul No. 26 Dulap. XV).

Vizitând în anul 1924 regiunea am găsit această formă asociată cu *Nerinea* sp. în gresii cenușii, foarte micacee, cari apar spre Sud de Ohaba Ponor, la confluența cu cota 460. Atât după studiile lui NOPCSA [1]) cât și după acele mai noui ale lui LAUFER [2]) gresiile cu *Actaeonella* dela Ohaba Ponor se interpun între depozitele argilo-nisipoase cari conțin, între altele, *Scaphites constrictus* SOW. și *Baculites Fuchsi* și marne galbene cu *Achanthoceras cenomanense* PICT. *Ac. rothomagense* DEFR. *Puzosia planulata* SOW. Ele nu pot aveà deci decât vârsta turoniană sau senoniană inferioară.

Infine ultimul punct interesant este Săsciori (Szaszcsor). Universitatea din Cluj posedă din această regiune:

Actaeonella Lamarki	(Exemplarul No. 18 Dulap. XV)	
» sp.	» No. 22	»
Certhium sp.	Nenumerotat	

Care sunt identice cu formele alungite dela Beneș.

BLANKENHORN [3]) consideră bancurile cu *Actaeonella* și *Nerinea* din valea Sebeșului ca fiind echivalente cu orizontul roșiu cu Rudiști și Nerinei dela Cis-

[1]) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár... Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. Anstalt, XIV. Budapest, 1905.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der Geologie der Umgebung von Hatzeg. An. Inst. Geol. al României, Vol. X. București, 1925.

[3]) Geologische Recognoszierungsreise in Siebenbürgen. Verh. u. Mitt. des Siebenb. Vereins. Bd. L. Hermannstadt, 1900.

Institutul Geologic al României

nădioara (Michelsberg, Sud de Sibiu). Ele ar suportà gresii șistoase cu *Inoceramus onduloplicatus* SCHLÜT. (Emscherian superior) și ar fi deci de vârstă senoniană inferioară sau turoniană.

PALFY [1]) care a cercetat regiunea un an mai târziu dă următorul profil pe pârâul Zapodii:

1. Gresii șistoase din care provine probabil *Inoc. onduloplicatus* SCHLÜT.
2. Două bancuri cu *Actaeonella* în cari s'au cules următoarele forme:

Actaeonella Goldfussi D'ORB.	*Cerithium cf. Sturi* STOL.
» *Lamarki* SOW.	» *sexangulatum* ZECK.
Glauconia Coquandiana ZECK.	» *cf. Münsteri* GOLDF.
Nerita Goldfussi KEFERST.	» *cf. sociale* ZECK.
Pirgulifera acinosa ZECK.	*Nerinea bicincta* BRONN.

3. Strate argilo-cărbunoase și gresii.
4. Banc cu *Act. Goldfussi* D'ORB și *Nerinea bicincta* BRONN.
5. Gresii și nisipuri albe gălbui.

Este probabil că exemplarele dela Cluj provin din cele două bancuri superioare, unde se menționează *Act. Lamarki.*

Din considerațiunile aici expuse rezultă că în toate cazurile pe cari le-am enumerat, fie după conținutul faunistic, fie după succesiunea stratigrafică, depozitele cu *Actaeonella abbreviata* PHILIPPI se plasează în baza Senonianului sau poate în Turonianul superior.

Bazat pe acest fapt cred că pot trage concluzia că gresiile cu *Actaeonella abbreviata* PHILIPPI de pe muntele Beneș aparțin Senonianului inferior sau Turonianului superior și cu aceasta stabilesc în Carpații orientali prezența acestor depozite, desvoltate în faciesul de Gosau și dispuse transgresiv peste șisturile cristaline. Depozitele acestea țin de Bazinul carpatic intern și trebuesc asociate cu depozitele Cretacicului mediu și superior cunoscute la Iedu în Bucovina, la Glodu în Moldova, la Ormenis (Ürmos) în Transilvania, precum și cu toate depozitele menționate mai sus pe partea de Nord a Carpaților meridionali.

Depozitele desvoltate în faciesul de Gosau nu erau cunoscute până acum pe cristalinul Carpaților orientali. Este însă posibil ca ele să existe în împrejurimile Câmpulungului din Bucovina, deoarece PAUL [2]) menționează pe Valea Seacă gresii cu *Actaeonella.*

---

[1]) Über die Schichten der oberen Kreide in der Umgebung von Szaszcsoz u. Sebeshely. Pöldt. Közl., Bd. XXXI, Budapest, 1901.

[2]) Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI, pag. 317, Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

CAP. VIII

CONCLUZIUNI ASUPRA STRATIGRAFIEI DEPOZITELOR MESOZOICE DE PE CRISTALIN ȘI OBSERVAȚIUNI ASUPRA TECTONICEI ACESTOR DEPOZITE

Din studiul stratigrafic al depozitelor mesozoice de pe Cristalin se pot scoate următoarele concluziuni, interesante pentru descifrarea trecutului geologic al regiunii.

1. Transgresiunea Mesozoicului peste Cristalin începe cu conglomeratele Werfenianului inferior.

Faza de sedimentare începută cu aceste depozite se continuă, foarte probabil neîntrerupt, până la Liasul inferior, fiind reprezentată mai ales prin depozite calcaroase cu cari se interstratifică și pânze de lave de tip pacific (Diabaze). O lacună importantă corespunde Liasului mediu și superior.

2. O a doua transgresiune apare în Dogger.

Aceasta a doua fază de sedimentare începe cu conglomerate, se continuă cu gresii calcaro-marnoase, ajunge, la începutul Malmului, la depozite silicioase (Radiolarite), cari reprezintă maximul de adâncire, și se termină cu calcarele recifale ale Titonului.

3. Apțianul apare transgresiv peste seria mesozoică mai veche și peste Cristalin.

Cretacicul mediu (Gaultul, Cenomanianul și Turonianul) este necunoscut în « Sinclinalul extern ».

4. Cretacicul superior, desvoltat în facies de Gosau, se întâlnește transgresiv pe Cristalin.

Din punct de vedere facial, depozitele jurasice în special, se apropie de seria subtatrică inferioară pe când Triasicul amintește mai degrabă seria tatrică (Hauttatrique), serie în care regăsim dealtfel și lacuna stratigrafică din Liasic. După cum se vede deci, nu se poate stabili, pe bază stratigrafică, o corespondență riguroasă între Mesozoicul Carpaților orientali și acel al Carpaților de Nord. In mod numai cu totul general, s'ar puteà, poate, considerà « faciesul oriental » ca un intermediar între faciesul tatric și acel subtatric inferior.

In ceeace privește tectonica proprie a depozitelor mesozoice de pe Cristalin se observă în primul rând faptul că ele au cădere generală spre E, păstrând prin aceasta caracterul tectonic general pe care l-am observat la masa cristalină. Depozitele triasice și jurasice apar ca o serie de lame deversate spre W, în parte vizibile, în parte acoperite de conglomerate apțiene. Este neîndoelnic că nenumăratele resturi ale învelișului mesozoic de pe Cristalin, răspândite aparent fără normă, fac parte din unități mai mari, unități a căror continuitate a fost desființată în parte de eroziunea rețelei hidrografice de astăzi, în parte încă de transgresiunea apțiană.

Institutul Geologic al României

O restabilire teoretică a legăturilor primitive este realmente grea, pe de o parte fiindcă inexistența variațiilor suficiente în facies și în grosime suprimă elementele cele mai prețioase de orientare, pe de altă parte fiindcă însăș situația unităților mai mari, între cari ar trebuì repartizate fragmentele astăzi izolate, nu este precizată încă. Voiu încercà totuș o astfel de grupare servindu-mă de indicații pe care le-am putut culege în vara anului 1928, lucrând în partea superioară a văii Bicazului unde seria mesozoică este mult mai complect desvoltată.

Mesozoicul care acoperă porțiunea externă a Cristalinului în basinurile văilor Bistricioara și Bicaz, prezintă o zonă mediană ocupată de depozite aptiene (marne, calcare și conglomerate). La Răsărit de această zonă reapar Cristalinul și depozitele mesozoice mai vechi, cari se interpun între Aptian și Fliș, constituind unitatea tectonică numită de UHLIG « Aripa externă ». La Apus de zona mediană se întâlnește iarăș o bandă de formațiuni triasice, cari separă Aptianul de masa cristalină, și cari constituesc așà numita « Aripă internă ».

Zona mediе a depozitelor aptiene apare în Valea Bicazului ca o albie sinclinală, numai foarte puțin asimetrică; spre Nord însă aripa ei de Răsărit se apleacă din ce în ce mai mult spre Apus până când ajunge să aibă aceeaș înclinare ca și aripa de W peste care se și suprapune. Datorită acestui fapt, depozitele aptiene apar în Muntele Hăghieșul ca masă monoclinală când în realitate ele reprezintă o cută sinclinală culcată spre W. Trebuie să observ însă că forma sinclinală a depozitelor aptiene se menține numai pentru partea mijlocie a zonei căci, după cum se poate vedeà din seria de profile anexate acestei lucrări, amândouă marginile zonei sunt prinse, împreună cu depozitele mesozoice mai vechi și chiar cu Cristalinul, în solzi destul de pronunțați. Acest fapt arată pe de o parte că depozitele mesozoice de pe Cristalinul Carpaților orientali au fost cutate relativ intens și după Aptian, iar pe de altă parte că aceste cutări erau încă deversate spre W.

Aripa internă, privită din punct de vedere tectonic apare în valea Bicazului ca o suprapunere de trei solzi deversați spre W (Fig. 76).

Solzul de Est (sau al Hăghimașului Negru) are dolomitele triasice la bază și deasupra lor urmează apoi toată seria depozitelor jurasice; calcarele titonice cari se văd în cheile Bicazului fac parte din acest solz. Spre Sud el poate fi urmărit până în masivul Hăghimașului Negru, care e constituit aproape exclusiv din calcarele titonice ale acestui solz.

Solzul median este constituit în valea Bicazului, din gnaisuri oculare roșii la bază, peste care urmează dolomitele triasice și gresiile doggeriene. Spre Sud solzul dispare înainte de a ajunge sub vârful Hăghimașului Negru.

Solzul de West (sau al Hăghimașului Mare) este constituit din depozite riasice (conglomerate, gresii și calcare dolomitice) cari stau pe gnaisuri ocu-

Institutul Geologic al României

lare roșii. Chiar în valea Bicazului urmează, deasupra dolomitelor, gnaisurile oculare roșii ale solzului median; mai spre Sud însă, în bazinul pâraelor Lóhavas și Hăghimaș se vede foarte clar cum de sub acest solz median, aici erodat, se detașează gresiile calcaroase ale Doggerului și radiolaritele. In fine și mai spre Sud, în masivul Hăghimașului Mare în constituția solzului de West apar și calcarele titonice cu Kimeridgianul fosilifer la bază.

Să urmărim acum spre Nord desvoltarea acestor unități tectonice și să căutăm a face legătura între ele și masivele mesozoice izolate pe cari le-am întâlnit în împrejurimile Tulgheșului.

Solzul de Est (al Hăghimașului Negru) ajunge, judecând cel puțin după continuitatea depozitelor apțiene, în masivul Hăghieșului. Acestui solz îi revine: Mesozoicul de pe flancul de Apus al Hăghieșului, masivul Piatra Runcului și masivul Piatra Comarnicului.

Solzul de West (al Hăghimașului Mare) urmărit spre Nord, se depărtează de masa depozitelor mesozoice și se fragmantează; resturi din el sunt cu siguranță masele dolomitice din muntele Beneșul Mare precum și acelea cari constituesc muntele Vithavas (1589) situat la Sud de pârâul Șumuleu.

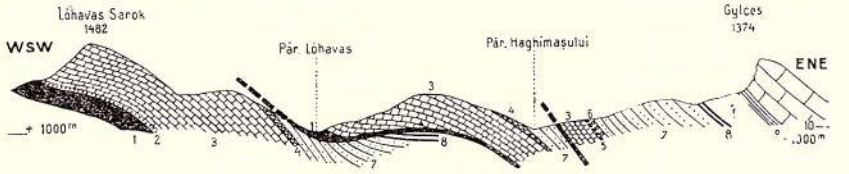


Fig. 76. Profil în partea superioară a văii Bicazului. Scara 1: 40.000. 1. Gnais ocular roșu, 2. Congl. triasic, 3. Dolomite (Werfenian), 4. Dolomite roșii, 5. Lias?, 6. Conglomerat (Dogger), 7. Gresii vinete (Dogger), 8. Radiolarite (Malm), 9. Kimeridgian, 10. Calcare titonice.

Mai puțin clară, și deci mai greu de urmărit, este desvoltarea spre Nord a solzului median; exprim numai bănuiala că el ar puteà fi reprezentat în masivul Arsurile, fie prin toată masa dolomitică, fie numai prin partea de Est a sa; în acest caz partea de West ar trebuì repartizată solzului westic.

Se mai poate observà că în general solzii cari apar în valea Bicazului ca mase unitare, spre Nord se descompun în cute și solzi secundari (Exemplu solzul de West în masivul Beneșului, solzul de Est în Hăghieș și Piatra Comarnicului).

Aripa externă prezintă încă, într'o bună parte a ei, înclinarea generală spre Est și apare și ea fragmentată într'o serie de solzi, fapt care dealtfel a fost observat și de UHLIG. In masivul Chicerei, unde Mesozoicul Aripei externe are cea mai complectă desvoltare, se pot deosebì 8 astfel de solzi, dintre cari unii prind și Apțianul. Urmărirea acestor solzi spre Nord și spre Sud de Chicera nu se poate face, deoarece nu este posibilă o caracterizare

Institutul Geologic al României

a fiecărui solz în parte; fără această caracterizare nu mai avem criteriul după care să repartizăm, unuia sau altuia dintre solzi, numeroasele mase dolomitice cari apar dealungul aripei externe. Judecând numai după direcțiune, se pare că dolomitele aripei externe, corespunzătoare solzilor din Chicera, urmăresc marginea Cristalinului numai până în valea Bistricioarei; de aici spre Nord ele rămân spre interior și sunt reprezentate prin Pietrele Mocilor, Piatra Pârlogului și Smida Peștii.

Dealungul liniei de contact cu Flișul, Aripa externă încalecă spre Răsărit; dacă ne amintim că în cea mai mare parte a ei ea apare ca fiind deversată spre West, observăm imediat că, privită în ansamblu, ea trebuie să aibă factura de evantai; asupra acestui fapt voiu insistà studiind relațiunile tectonice între Cristalin și Fliș.

PARTEA III-a

F L I Ș U L

CAP. IX

A) CONSIDERAȚIUNI GENERALE.

Limita de Răsărit a masei cristaline din Carpații orientali a fost întotdeauna, și cu drept cuvânt, considerată ca linia tectonică fundamentală din această regiune, în primul rând pentrucă ea separă două domenii în cari depozitele mesozoice și terțiare sunt desvoltate cu succesiuni și în faciesuri cu totul deosebite.

La West de această linie, adică spre interiorul arcului carpatic, depozitele triasice, jurasice și cretacice inferioare sunt aproape complet reprezentate și au desvoltarea pe care am arătat-o în capitolul precedent. Cretacicul mediu și superior apar ca transgresiuni ale Basinului intern, iar Eocenul, când se întâlnește pe Cristalin, e reprezentat prin calcare și gresii calcaroase cu numuliți, de vârstă lutețiană.

La Est de limita orientală a Cristalinului, adică spre exteriorul arcului carpatic, apar în general numai depozite cretacice și paleogene desvoltate într'un facies particular numit facies de Fliș.

In alte lucrări, în colaborare cu G. MACOVEI, am studiat mai deaproape constituția Flișului și am arătat că acest Fliș este constituit din două zone:

1. Zona internă [1]) constituită în cea mai mare parte din depozite cretacice inferioare.

2. Zona marginală [2]) la exterior, constituită mai ales din depozite senoniene și paleogene.

[1]) Coincide în parte cu: Zona beskidică (UHLIG), Zona internă (S. ATHANASIU), Pânza gresiei de Siriu (L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI).

[2]) Coincide destul de bine cu: Zona subeskidică (UHLIG), Zona marginală (S. ATHANASIU), Pânza marginală (L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI).

Institutul Geologic al României

In amândouă aceste zone, înclinarea generală a stratelor este spre West și Zona marginală este prinsă sub marginea de Răsărit a Zonei interne, așà cum și Zona internă este prinsă sub marginea de Răsărit a Cristalinului.

In lucrarea de față nu mă voiu ocupà de Fliș decât într'atât cât el este interesat în relațiile sale stratigrafice sau tectonice cu Cristalinul și cu Mesozoicul de pe el. Din acest punct de vedere interesează Cretacicul inferior al zonei interne.

B) STRATIGRAFIA

Depozitele cretacice inferioare ale Zonei interne sunt reprezentate, între văile Bistricioara și Bicaz, prin trei unități stratigrafice:

1. Marne calcaroase (Valanginian-Hauterivian)
2. Marne gresii și conglomerate (Baremian)
3. Marne gresii și conglomerate (Apțian)

1. Valanginian-Hauterivian.

(Strate de Sinaia)

Synonimie: Neucomaptychen-Mergel. HERBICH 1878 (Das Széklerland, p. 182)
Rossfelder-Schichten. HERBICH 1878 (Das Széklerland, p. 186)
Jurasic. BOTEA 1885 (An. Biroului geologic III, pag. 52).
Neucom. UHLIG 1889 (Vorlaüfiger Bericht, pag. 10).
Baremian. V. POPOVICI-HATZEG 1898 (Environs de C. Lung, p. 108)
non Neucom. SEVASTOS 1905 (Observații asupra constituției zonei de gres carpatic din jud. Neamț)
Couches de Sinaia. TEISSEYRE 1907 (Stratigrafie des régions pétrolifères. Guide des exc. du III-ième Congrès intern. du pétrole. Bucarest 1907)
Couches de Sinaia pro pars I. P. VOITEȘTI 1911 (Numulitique gétique, pag. 329—338).
Strate de Sinaia (Valanginian-Hauterivian) L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI 1914. (Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului carpatic, pag. 534).
Valanginian și Hauterivian. GH. MACOVEI și I. ATANASIU 1925. (Structura geologică a văii Bistrița între Pângărați și Bistricioara, pag. 6).

Depozitele valanginian-hauteriviene sunt constituite în cea mai mare parte din marne calcaroase cenușii, tari, bogate în crăpături neregulate umplute cu calcit mai ales atunci când sunt frământate. Marnele acestea formează deobiceiu strate de câțiva centimetri grosime, separate între ele prin marne micacee mai sărace în calcar și prin gresii calcaroase bine stratificate.

In masa astfel constituită sunt frecvent intercalate bancuri de 5—40 cm.

Institutul Geologic al României

grosime de calcare marnoase vinete sau cenușii închis, tăiate de crăpături fine, drepte și cimentate cu calcit, apoi gresii vinete calcaroase cari în părțile alterate se decalcifică ușor și dau o crustă de alterație ruginie de câțiva cm. grosime și în fine gresii micacee, grosolane, nu prea bogate în calcit, cari pot formă bancuri până la 1 m. grosime.

Baza complexului este constituită din conglomerate foarte bogate în elemente cristaline cari au o grosime numai de câțiva metri. Astfel de conglomerate am întâlnit deasupra Mesozoicului care apare în valea Bicazului și mai spre Nord, în dealul Comarnicului, pe linia de contact între Cristalin și Fliș. Conglomeratele mai apar, probabil ca recurență de facies, și puțin mai sus în serie deoarece în alte părți (Piatra Ghermanului, pârâul Țepeenilor), le-am întâlnit nu chiar pe linia de contact, ci intercalate în Fliș.

Vârsta acestor depozite s'a stabilit pe baza câtorva resturi fosile cari s'au găsit în ele în unele puncte. Astfel:

La Câmpulung în Bucovina PAUL [1]) menționează în astfel de strate *Aptychus Didai* COQU.

In valea Bicazului UHLIG [2]) citează aceeaș formă.

La fundul Trotușului, pe pârâul Görbe, a fost găsit tot *Aptychus Didai* COQU. de către HERBICH [3]).

In pârâul Menesag tot HERBICH [4]) menționează *Haploceras Grasianum* D'ORB.

In fine acelaș cercetător [5]) a găsit *Peregrinella peregrina* D'ORB. la gura pârâului Szármány (Vărghiș).

Depozitele valanginian-hauteriviene formează în valea Bicazului o zonă de circa 5 km. lărgime, zonă care în partea de Nord a regiunii studiate se lărgește puțin, atingând o lărgime de 7 km. în valea Grințieșului. Conglomeratele de bază arată că ele sunt transgresive peste Cristalin și Mesozoicul mai vechiu; este însă probabil că această transgresiune a atins, între Bicaz și Bistricioara, numai marginea de Răsărit a zonei pe care o ocupă astăzi așà numitul Sinclinal extern, căci până în prezent nu s'a întâlnit în acest sinclinal nici un depozit, corespunzător ca vârstă, Valanginianului și Hauterivianului. Dacă există însă în masele calcaroase din basinul Bicazului trecerea continuă dela Titonic la Neucomian pe care o presupun unii cercetători, dar care cred că nu este suficient dovedită, am aveà în partea superioară a acelor mase, un echivalent calcaros, racifal, al faciesului de Fliș.

Mai spre Sud însă, începând din valea Trotușului, faciesul acesta de

[1]) *L. c.*, pag. 315.

[2]) Vorläufiger Bericht. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien. Mathem. Naturwiss. Klasse. Bd. XCVIII, Abt. in Wien, 1889.

[3]) *L. c.*, pag. 200.

[4]) *L. c.*, pag. 303.

[5]) *L. c.*, pag. 248.

Institutul Geologic al României

Fliș începe să acopere din ce în ce mai mult Cristalinul, invadând întâiu în « Sinclinalul extern », în care apare relativ bine desvoltat deasupra Mesezoicului mai vechiu, pentru ca apoi, după ce Cristalinul cu Mesozoicul de pe el se afundă complect, să se i se substitue luând locul de zonă tectonică axială.

Aceeaș invaziune are loc și spre Nord; ea se vede cel puțin în jurul Câmpulungului din Bucovina. In valea Tisei depozitele valanginian-hauteriviene se văd încă la marginea externă a Cristalinului.

Marnele calcaroase cari constituesc Valanginianul și Hauterivianul sunt puternic frământate. Profilele reprezentate în planșa anexată lucrării, la cari o bună parte din Fliș este desenat după fotografii, arată stilul general al cutării. Se poate observà imediat, studiind mai deaproape aceste profile, că în unele părți este evidentă o deversare spre Est, în alte părți deversarea pare spre West și în fine uneori cutele apar drepte.

In astfel de condițiuni cutarea apare ca ezitantă. Dealtfel o desvoltare asemănătoare are și planul de contact între Fliș și Cristalin cu deosebirea că, pe când în Fliș observăm această aparentă oscilație a senzului în care au fost deversate cutele pe un profil transversal, la planul de contact între Cristalin și Fliș o regăsim în lungul lui. In unele puncte el are o înclinare pronunțată spre West aducând Cristalinul deasupra Flișului pe distanțe care ajung la 2—3 km. adâncime evidentă; alteori planul acesta e vertical și în fine uneori e aplicat spre Est astfel că Flișul pare în poziție normală deasupra Cristalinului.

Această tectonică, aparent ezitantă, nu poate fi explicată plauzibil decât interpretând-o ca rezultat al unei recutări. Obsevând înclinarea spre Est a solzilor cari apar în Apțianul de pe Cristalin, am exprimat părerea că în Carpații orientali, cutările de stil altaic, cu deversare spre West, s'au manifestat până în Cretacicul mediu, impunând caracterul lor tectonic și depozitelor cretacice inferioare. Intrucât Flișul Carpaților orientali cade și el în zona cutărilor altaice, urmează că, cel puțin în depozitele mai vechi decât Cretacicul mediu, trebuie să regăsim urmele acestor vechi cutări de stil altaic. Cutările alpine, cari s'au manifestat dealungul Carpaților orientali cu intensitate cu atât mai mare cu cât erau mai depărtate de axa Cristalină, au reluat însă depozitele cretacice inferioare din zona internă, și elementele pe cari tectonica altaică le figurase în masa cutată a stratelor, au fost remaniate și destrămate.

Datorită faptului că în Zona internă și în special în apropierea Cristalinului, cutările alpine s'au simțit cu intensitate din ce în ce mai mică, recunoaștem încă pe alocuri în Hauterivian resturi din cutarea altaică, încă necomplet desființate. Aceste resturi, când apar în profile, introduc înclinări în masă spre Est, adică de acelaș sens cu înclinarea generală ce se observă în Cristalin și pe care am considerat-o tot ca un relict altaic.

Institutul Geologic al României

2. Baremianul.

Baremianul este cunoscut mai de mult în Fliș sub un facies particular, bine caracterizat, numit faciesul de Șisturi negre sau de Strate de Audia. Acest facies apare atât în Zona marginală cât și în partea de Răsărit a Zonei interne, unde are dealtfel desvoltarea cea mai mare. Studiind în colaborare cu G. MACOVEI Flișul din Valea Bistriței, am constatat că Baremianul, cu faciesul de șisturi negre nu mai reapare în valea Bicazului, între Apțian și Hauterivian; în locul lui se întâlnesc șisturi negricioase fin micacee, gresii vinete calcaroase și conglomerate. Aceste depozite, după poziția lor stratigrafică trebuiau să fie atribuite Baremianului. Am ajuns astfel la concluziunea că acest etaj este reprezentat în Zona internă a Carpaților orientali prin două faciesuri [1]): Un facies detritic, grosier, desvoltat în apropierea masei cristaline și un facies șistos, desvoltat în partea de Răsărit a Zonei interne și în Zona marginală.

In cuprinsul regiunei studiată în lucrarea de față nu apare decât faciesul intern, detritic și deaceea mă voiu ocupà numai de el.

Synonimie: Massiger Sandstein (Cretacic mediu) UHLIG 1889 (Vorläufiger Bericht, pag. 10).

Barrême Stufe. M. E. VADÁSZ 1911 (Petrefacten der Barrême Stufe aus Erdely (Siebenbürgen) (Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal. pag. 6, 1911).

Baremianul de facies westintern este constituit în valea Bicazului, în bună parte din șisturi marnoase cenușii negricioase fin micacee, cari se sfarămă în bucățele mici mai mult sau mai puțin tabulare și cari alternează cu gresii micacee fin șistoase, uneori curbicorticale și acoperite cu ieroglife pe fețele de contact cu șisturile. Intercalate între aceste șisturi și gresii șistoase, se întâlnesc destul de frecvent gresii vinete bine stratificate cari formează bancuri de 5—50 cm. grosime. Ele sunt foarte bogate în mică și resturi de plante incarbonizate pe fețele de separație, au crusta de alterație gălbue bine desvoltată și sunt străbătute de numeroase crăpături cimentate cu calcit.

Aceste depozite formează trecerea spre stratele de Sinaia și se deosibesc de ele prin cantitatea mult mai mică de calcar pe care o conțin și prin lipsa bancurilor de calcare marnoase.

Daesupra șisturilor urmează un orizont în care gresiile micacee cu resturi cărbunoase iau o desvoltare din ce în ce mai mare ajungând să formeze bancuri cari trec de 1 m. grosime, separate între ele numai prin intercalații puțin importante de șisturi. Grosimea acestui orizont grezos poate fi de peste 100 m. El a fost întâlnit din valea Bicazului spre Nord până în valea Bistriței la Borca.

---

[1]) Structura geologică a văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara. Dări de seamă Vol. VIII, pag. 70, București, 1926.

Institutul Geologic al României

Local se intercalează în orizontul grezos conglomerate cari formează lentile bine desvoltate. Astfel de intercalații sunt conglomeratele dela Chisirig și acelea din masivul Piatra Sură. La Chisirig ele au abiă 10 m. grosime și stau între bancuri de gresie; în masivul Pietrei Sure grosimea lor este de aproape 1 km. In constituția acestor conglomerate intră blocuri de mărimea pumnului, sau chiar mai mari, de șisturi cristaline, calcare cenușii provenind din stratele de Sinaia și gresii glauconitice ca acelea pe care le-am întâlnit la cota 1273 (Hăghieș) și le-am descris la Jurasic.

Deasupra orizontului grezos șisturile capătă iarăș o desvoltare din ce în ce mai mare și complexul trece gradat la Apțian, astfel că o limitare precisă între aceste două etaje nu se poate face.

Baremianul de facies westintern nu mi-a furnizat alte resturi organice decât urmele de plante incarbonizate din gresii, rare fucoide și un fragment

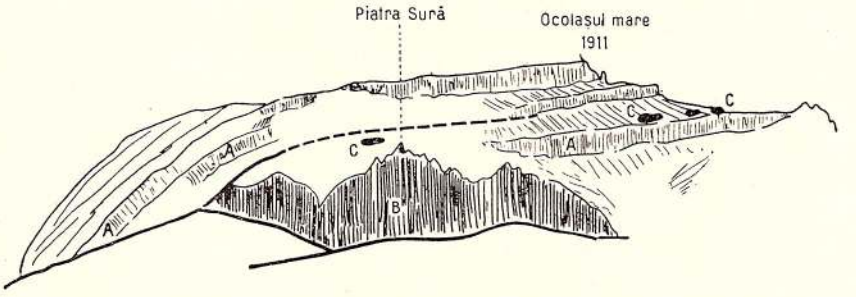


Fig. 77. Bolta anticlinală a Ciahlăului, formată din conglomerate apțiene, învăluind conglomeratele baremiene din Piatra Sură. C. Calcare cu Caprotine, A. Conglomerate apțiene, B. Conglomerate baremiene.

nedeterminabil de țest de echinid. Documente paleontologice pentru vârsta baremiană a complexului nu se găsesc decât mai spre Sud, în Țara Săcuilor, unde VADÁSZ a descris, de lângă Miercurea Ciucului, faunula baremiană de care am făcut mențiune mai sus.

Vârsta baremiană a șisturilor, gresiilor și conglomeratelor la care mă refer, rezultă și din faptul că ele se găsesc intercalate stratigrafic între Valanginian-Hauterivian și Apțian. Prezența blocurilor rulate de strate de Sinaia în conglomeratele dela Chisirig și dela Piatra Arsă, arată indiscutabil că aceste conglomerate sunt mai noi decât Valanginian-Hauterivianul. Pe de altă parte profilul alăturat (Fig. 77) al părței de West a Ciahlăului arată iarăș clar că gresiile și conglomeratele cari constituesc Piatra Sură stau stratigrafic sub gresiile și conglomeratele Apțiene din Ciahlău.

Se poate deci afirmà, cu destulă șansă de a nu greși, că în Flișul intern din valea Bicazului există un complex care reprezintă Baremianul. Este însă incontestabil că limitele acestui etaj sunt în mare parte arbitrare.

Eu am considerat ca aparținând Baremianului toate șisturile genușii-

Institutul Geologic al României

negricioase cari apar în apropierea gresiilor și conglomeratelor, atâta timp cât ele nu conțin intercalații de calcare marnoase, caracteristice pentru Valanginian-Hauterivian; această clasare ar puteà fi sprijinită încă și pe o oarecare asemănare petrografică cu unele intercalații cari se întâlnesc în Baremianul desvoltat în facies de Șisturi negre. Limitat în acest fel, Baremianul westintern poate fi separat destul de bine de Stratele de Sinaia. Mai grea este însă separarea de Apțian. Spre partea superioară a complexului pe care-l atribui Baremianului, gresiile au o desvoltare din ce în ce mai redusă și capătă intercalații șistoase cenușii sau gălbui cari amintesc dejà Apțianul. Un criteriu petrografic precis pentru separarea acestor două etaje nu se poate da, astfel că limita trasată între ele pe hărți devine în parte convențională; ea poate fi apropiată sau depărtată «ad libitum» de bancurile masive de gresii cari rămân caracteristice pentru Baremianul westintern.

Intre văile Bistricioara și Bicaz, Baremianul nu este cunoscut decât în Fliș. Intre depozitele mesozoice de pe Cristalin, nu se cunosc, cel puțin până în prezent, sedimente de această vârstă și am spus studiind Cretacicul, că dacă eventual ele există — ceeace pare puțin probabil — atunci nu ar puteà fi reprezentate decât prin unele din calcarele ce apar ca zonă de blocuri la baza marnelor apțiene.

Spre Sud însă, se pare că Baremianul invadează, ca și Hauterivianul, în zona depozitelor mesozoice de pe Cristalin. In partea superioară a văei Trotușului s'a menționat [1]), deasupra stratelor de Sinaia cari stau pe Cristalin, un conglomerat bogat în blocuri de melafire, conglomerat care a fost atribuit Baremianului pe considerația că se află intercalat între Valanginian-Hauterivian și Apțian.

Spre Nord Baremianul de facies westintern a fost urmărit până în valea Bistriței.

Privite în ansamblu, depozitele considerate ca baremiene apar în împrejurimile Tulgheșului mai pronunțat deversate spre Est decât stratele de Sinaia. Acest fapt ne arată că suntem dejà în zona în care tectonica alpină a Flișului predomină, acoperind aproape complet orice urme de cute mai vechi.

Se mai observă destul de clar faptul că șisturile negricioase sunt în general foarte puternic frământate atâta timp cât rămân mai departe de masa importantă de gresii și conglomerate; în apropierea gresiilor, aceste șisturi apar mai puțin cutate, adică așà cum sunt și gresiile. Este incontestabil un fenomen de disharmonie tectonică datorită rezistenței deosebite a materialului prins în cute.

[1]) D. M. PREDA și I. ATANASIU, Structura geologică a părții superioare a văii Trotușului. An. Instit. Geologic al României, Vol. X, pag. 384. București, 1925.

M. REINHARD und I. ATANASIU, Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ost karpathen. An. Instit. Geologic al României, Vol. XII, pag. 394, București, 1927.

Institutul Geologic al României

SUCCESIUNEA STRATIGRAFICĂ ŞI VARIAŢIA FACIESURILOR ÎN PARTEA DE SUD A CARPAŢILOR ORIENTALI (MOLDOVA ŞI BUCOVINA)

	Zona cristalino-mesozoică. Pânza bucovineană şi Pânza transilvană, Pânza Gnaisului de Cozia p. p., Pânza Conglomeratelor de Bucegi p. p.	*Zona Flişului cretacic inferior.* Zona internă p. p., Pânza beskidică p. p., Pânza de Siriu p. p., Pânza de Pietrosu		*Zona marginală.* Pânza subbeskidică, Pânza marginală, Pânza de Skole	
		W intern.	E intern.	W marginal.	E marginal.
Pliocen	Basinele cu cărbuni (Borsec, Bilbor, Ditrău, etc.)				*Meoţian:* Congl. gresii şi argile cu cărbuni (Comăneşti). Transgresiv
Miocen					*Sarmaţian:* Calcare fosilifere (Hârja). Transgresiv
Oligocen			Stratele de Krosno		*Mediteran II.* Gresii şi marne roşii şi verzi gipsuri (Hârja).
Eocen	Calcare luteţiene Transgresiune a basinului intern		Gresia de Tarcău Şisturi şi gresii cu *Nummulites* Transgresiv		Transgresiv Gresia de Kliwa / Şist. disodilice şi menilitice / Str. de Bisericani — Str. de Polaniţa
Senonian (? + Paleocen în ZonaMarginală)	Gresii cu *Actaeonella abbreviata* (Beneş) Transgresiune a basinului intern.	Gresii cu *Pachidiscus* cf. *Levyi.* (Stânişoara). Transgresiv		Marne cu fucoide şi gresii calcaroase cu *Inoceramus balticus* şi *Salisburgensis.* Strate de Tisaru	
Turonian-Cenomanian	Conglomerate, gresii şi marne fosilifere (Glodu, Iedu, etc.) Transgresiune a basinului intern. ? Intrusiunea sienitului dela Ditrău şi a fil. atlantice.				
Gault	Cutare de stil altaic. Dir. N30°W; Incl. E.	Cutare	?	?	
Apţian	E / O — Calcare — Conglomerate / Gresii / Strate cu *Orbitolina*	Conglomerate gresii şi calcare Strate cu *Orbitolina*		?	
Barremian	N D A — Gresii şi şisturi Conglomerate	Gresii şi şisturi	Strate de Audia	Strate de Audia	
Hauterivian	R E ? — Strate de Sinaia Conglomerate	Strate de Sinaia	?	?	
Valanginian şi Beriasian		Fundament necunoscut (probabil carpatic)		Fundament kimeric	
Malm Dogger	Calcare titonice Str. cu *Am. acanthicum.* Radiolarite Gresii vinete Conglomerate Transgresiune				
Lias super şi mediu Lias inferior	Cutare sau exondare Calcare de Adnet fosilifere				
Rhätic	Calcare albe fosilifere				
Trias superior	Calc. de Hallstadt fosilifere Filoane bazice de tip pacific				
Trias mediu	Dolomit masiv.				
Trias inferior	Dolomit şistos fosilifer Gresii roşii Conglomerate breciforme Transgresiune.				
Permo-Carbonifer	Erupţii de porfire Cutări intense cu intrusiuni de roce granodioritite Stil altaic. Dir. N30—40°W; Incl. E.				
?	Filoane bazice de tip pacific Cutări intense. Stil? Direcţie? Metamorfism regional. Sedimentarea depozitelor cari constituesc parte superioară a şisturilor cristaline (Calcare, Cuarţite negre)				
?	Erupţii de porfire (Hälleflinta) Cutare sau exondare Sedimentarea materialului care constitue partea inferioară a şisturilor cristaline				

Institutul Geologic al României

3. Apțianul.

Apțianul din Zona Flișului a fost studiat mai deaproape în alte lucrări [1]). Teritoriul care formează obiectul lucrării de față fiind în cea mai mare parte în afară de regiunea în care sunt desvoltate depozitele apțiene din Fliș aceste depozite nu interesează aici decât întrucât pot fi comparate cu depozitele de aceeaș vârstă de pe Cristalin.

Din lucrările menționate rezultă că în Zona Flișului Apțianul are la bază marne cu *Orbitolina* cari trec treptat spre partea superioară în gresii și apoi în conglomerate. In seria aceasta continuă se intercalează, la cel puțin două nivele stratigrafice diferite, calcare cu *Caprotina*. Această succesiune amintește sensibil pe aceea pe care am constatat-o pe Cristalin, cu singura deosebire că gresiile, foarte puternice în Fliș, au pe Cristalin o desvoltare cu totul redusă, fiind poate substituite parte prin marne, parte prin conglomerate.

Stabilirea synonimei pentru depozitele din Zona Flișului pe care le atribuim azi Apțianului este relativ grea deoarece acele trei orizonturi, (marnos, grezos și conglomeratic), între cari se repartizează aceste depozite, au fost numai rareori considerate în ansamblu. De cele mai multe ori fiecare orizont a fost repartizat unei unități stratigrafice sau tectonice diferite.

HERBICH [2]) 1878 atribue Cretacicului inferior tot complexul de marne, gresii și conglomerate cari constituesc masivul Ciahlăului. Această concepție nu este însă consecvent aplicată, căci pe hartă depozitele apțiene din regiunea studiată de el sunt repartizate când Cretacicului inferior, când Cretacicului superior. Conglomeratele însă atât acelea din Carpații orientali cât și acelea din Perșani și împrejurimile Brașovului sunt constant atribuite Cretacicului inferior și se întrebuințează pentru ele denumirea de Conglomerate de Bucegi. (Pag. 235).

COBÂLCESCU [3]) 1888 atribuià Neocomianului (strate de Rossfeld) orizontul șistos al Apțianului din valea Bicazului.

GRIGORE ȘTEFĂNESCU și BOTEA [4]) 1886—1888 considerau ca eocene toate

[1]) L. MRAZEC, G. MACOVEI și I. P. VOITEȘTI, Asupra vârstei Stratelor de Comarnic· Dări de seamă, Vol. III, pag. 70, București 1912.

G. MACOVEI și I. ATANASIU, Structura geologică a văii Bistriței. Dări de seamă, Vol. VIII, pag. 70—74, București, 1926.

D. PREDA, Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. An. Inst. Geol. al României, Vol. X, pag. 5—12, București, 1925.

[2]) Das Széklerland, pag. 198.

[3]) E. C. TEODORESCU, Dare de seamă asupra excursiei geologice a elevilor Școalei Normale Superioare din Iași sub conducerea d-lui COBĂLCESCU. Contimporanul, an. VI 1888, No. 10, *Iași*.

[4]) Anuarul Biroului Geologic, Anul 1, 1882—83, pag. 1886 și Anul III, pag. 52, București 1888.

Institutul Geologic al României

depozitele cretacice inferioare din Zona internă a Flișului din Moldova și conglomeratele din Bucegi și Zăganu.

UHLIG [1]) 1889 atribue partea inferioară marnoasă Cretacicului superior și paralelizează gresiile și conglomeratele din Fliș, inclusiv acelea din Ciahlău, cu « Gresia de Măgura » clasându-le în terțiarul vechiu.

Acelaș savant [2]) 1897 consideră conglomeratele de Bucegi ca « înveliș al clipelor » atribuindu-le vârsta cenomaniană. In Bau aund Bild der Karpathen (1904) sunt considerate de aceeaș vârstă și conglomeratele din Flișul din Moldova de Nord (Ciahlău-Stânișoara).

V. POPOVICI-HATZEG [3]) 1898 după ce dă un istoric complect al chestiunii, conclude pe baze stratigrafice și paleontologice că masele conglomeratice din Bucegi sunt de vârsta cenomaniană.

Ca argument de ordin stratigrafic se aduce faptul că aceste conglomerate suportă marne senoniene fosilifere și stau pe marne baremiene, deasemenea fosilifere; Ele nu pot fi deci nici într'un caz eocene cum presupuneà HAUER și cum credeau GRIGORE ȘTEFĂNESCU și BOTEA. Ca argument paleontologic d-sa menționează o faună care completată de KOSSMAT și SIMIONESCU cuprinde între alte forme:

Belemnopsis ultimus D'ORB.
Mortoniceras inflatum SOW.
Stoliczkaia dispar D'ORB.
Puzosia Mayoriana D'ORB.
Anisoceras armatum SOW.
Gaudryceras Sacya FORBES

Această faună caracterizează etajul numit de RENEVIER Vraconian, etaj care formează trecerea între Albian și Cenomanian.

S'ar părea că aceste argumente lămuresc definitiv chestiunea vârstei Conglomeratelor de Bucegi. Trebuie să observăm însă că fauna sus menționată provine din petece mici de gresii cari apar în basinul Dâmbovicioarei, fără să stea în continuitate directă cu masa mare a conglomeratelor de Bucegi. Chiar dacă am admite că o astfel de continuitate a existat, este greu să stabilim care este, în masa de peste 700 m. grosime a conglomeratelor din Bucegi, nivelul cu care corespund gresiile fosilifere din basinul Dâmbovicioarei, cu alte cuvinte nu putem stabilì dacă partea de bază sau partea cea mai superioară a conglomeratelor este de vârsta Vraconiană. Judecând după faptul că deasupra gresiilor fosilifere din basinul Dâmbovicioarei stau marne se-

[1]) Vorläufiger Bericht, pag. 10—11.
[2]) Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen, pag. 7.
[3]) Environs de C. Lung et de Sinaia 1898, pag. 108 și următ.

Institutul Geologic al României

noniene — s'ar părea că ultima alternativă e mai probabilă; dacă avem însă în vedere că Senonianul este transgresiv pe depozitele mai vechi, superpoziția lui deasupra gresiilor fosilifere nu mai poate formă nici un argument.

Vârsta cenomaniană a Conglomeratelor de Bucegi precum și a conglomeratelor din Zona internă a fost admisă de toți cercetătorii ulteriori.

S. ATHANASIU [1]) 1908 atribuită Eocenului partea șistoasă a Apțianului din valea Bicazului și considerà gresiile și conglomeratele din Ciahlău ca cenomaniene; de aici concluzia unui șariaj al Cretacicului superior. Mai spre Nord însă, în valea Bistriței, atribue aceleași depozite mai șistoase, cari stau sub gresiile cretacice, Gaultului, numindu-le strate de Babșa.

L. MRAZEC, G. MACOVEI și I. P. VOITEȘTI [2]) precizează vârsta părței inferioare șistoase a complexului apțian care apare în valea Prahovei la Nord de Comarnic, definind astfel conținutul «Stratelor de Comarnic». Denumirea aceasta fusese introdusă în literatură de I. P. VOITEȘTI în studiul său asupra Numuliticului getic, atribuindu-se însă complexului vârsta îndoelnică, paleogen-mediteraneană.

G. MACOVEI și I. ATHANASIU [3]) 1925 stabilesc faptul că între orizontul șistos dela partea inferioară și conglomeratele de la partea superioară există continuitate stratigrafică și conclud că întregul complex trebue atribuit Apțianului. Aceleași vederi le împărtășește și D. PREDA în lucrarea sa asupra părței de Răsărit a județului Prahova.

Inainte de a încheià această expunere istorică asupra Apțianului este necesar să discutăm și situația stratigrafică a «Gresiei de Siriu». Denumirea a fost introdusă de I. P. VOITEȘTI (Numuliticul getic), pentru gresiile cretacice superioare din Zona internă, a căror existență erà presupusă în Moldova încă de HERBICH și admisă de majoritatea cercetătorilor ulteriori.

Astăzi când știm că toate aceste gresii sunt paleogene, cum foarte probabil este, cel puțin în parte, chiar gresia din muntele Siriu, denumirea de «Gresie de Siriu» în sensul în care a fost creată, cade în completă sinonimie cu denumirea de «Gresie de Tarcău», cum cad de altfel și denumirele mai vechi de «Gresie de Uzu» și «Gresie de Oituz». Dacă avem însă în vedere faptul că mai târziu — 1912 [4]) L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI observă că «la Comarnic peste Gresia de Siriu s'au păstrat petece de marne senoniene» se poate convenì ca denumirea de «Gresii de

[1]) Raport asupra activității. An. Inst. Geol. al României. Vol. I 1908, pag. XLVI—XLVII.

[2]) Asupra vârstei Stratelor de Comarnic. Dări de seamă. Vol. III, pag. 70.

[3]) Structura geologică a văei Bistriței. Dări de seamă. Vol. VIII (1920), pag. 70—74.

[4]) Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului carpatic. An. Inst. Geol. al României. Vol. V, pag. 536.

Institutul Geologic al României

Siriu » să se păstreze pentru gresiile cari stau stratigrafic sub Senonian și cari pot reprezentà fie gresiile dela baza Conglomeratelor de Bucegi, fie eventual un facies lateral, mai extern al acestor conglomerate. Rămâne însă incontestabil că în muntele Siriu, de unde s'a luat denumirea, apar în masă și gresii de Tarcău. Această presupunere o fac numai pe baza observațiilor făcute cu G. MĂCOVEI pe valea Buzăului și a Siriului, nu pot însă afirmà cu toată certitudinea neexistența gresiilor cretacice pe creasta muntelui deoarece nu am studiat această creastă. Dealtfel faptul că în schița tectonică autorii nu introduc Pânza gresiilor de Siriu între Stratele de Sinaia și Pânza Conglomeratelor de Bucegi, arată că nu la gresiile cari stau sub conglomerate se referă denumirea de « Gresii de Siriu ». Având în vedere acest fapt cred că ar fi poate mai bine, spre a se evità pe viitor confuziuni, să se abandoneze această denumire.

Recapitulând putem spune că rămân a fi reținute ca synonimii numai denumirile de:

Strate de Comarnic (L. MRAZEC, G. MĂCOVEI, I. P. VOITEȘTI 1912) pentru orizontul inferior șistos, cu *Orbitolina*.

Conglomerate de Bucegi (HERBICH 1878) pentru orizontul superior conglomeratic.

Asemănarea în succesiunea stratigrafică și în faciesul petrografic conduc la ideia că Apțianul a format cândva o cuvertură continuă care trecea de pe Cristalin, peste Aripa externă și Stratele de Sinaia, în zona depozitelor apțiene de Fliș. Această continuitate a fost întreruptă de cutările postapțiene (cretacice medii și terțiare).

Prima concluzie care rezultă din această observație este că Aripa externă, ca formă tectonică, este de vârsta postapțiană; față de masele conglomeratice apțiene această aripă apare ca un mare val anticlinal care cuprinde, pe lângă Cristalinul și Mesozoicul aripei externe, și zona în care sunt desvoltate Stratele de Sinaia și Baremianul. Am arătat altădată [1]) că acest val anticlinal poate fi urmărit spre Sud până în Valea Prahovei unde Stratele de Sinaia separă în parte Conglomeratele de Bucegi — transgresive pe Cristalin — de acelea din Zăganu — situate în plină Zonă a Flișului, ca și conglomeratele din Ciahlău.

Dacă se admite că masa cristalină împreună cu Mesozoicul de pe ea, formează o unitate tectonică individualizată care a suferit mișcări ample de supratacure, în studiul desvoltării acestor mișcări, cel puțin dela Apțian încoace, trebuie să se țină seama de raporturile de poziție între conglomeratele apțiene cari se află pe această masă și acelea cari sunt în Zona Flișului.

---

[1]) D. PREDA și I. ATANASIU, Structura geologică a părții superioare a văii Trotușului. An. Inst. Geol. al României, Vol. X, pag. 374, București, 1925.

Institutul Geologic al României

PARTEA IV

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA TECTONICEI REGIUNEI

CAP. X

A) ISTORIC

Trec peste studiile mai vechi, rezumate deja la începutul lucrării, și cari în ceeace privește tectonica, se mărgineau la o grupare pe zone a formațiilor întâlnite.

Primul savant care, sprijinit pe un material bogat și critic studiat și pe o cunoștință aprofundată a geologiei Carpaților orientali, a încercat o sinteză, a fost UHLIG [1]). In sinteza sa tectonică el pleacă dela următoarele fapte:

a) «Succesiunea stratigrafică și constituția petrografică a Cretacicului și a Paleogenului este cu totul diferită pe cele două părți ale Cristalinului Carpaților orientali» adică în Zona Flișului deoparte și în Basinul carpatic interior de altă parte. Această premiză rămâne și astăzi în picioare.

b) «Cretacicul superior (în sensul vechi, adică începând cu Cenomanianul) și Eocenul, sunt adevărate sedimente de transgresiune, cari s'au format pe fundamentul Cristalin pe seama depozitelor precretacice». Dacă ne referim numai la sedimentele cari au transgresat din Basinul carpatic interior spre exterior, și aceasta a doua premiză rămâne valabilă.

c) Depozitele mesozoice de pe Cristalinul Carpaților orientali prezintă afinități remarcabile cu Dobrogea, și împreună cu munții Apuseni, cu Balcanii și cu Crimeea formează ținutul facial estcarpatic (Ostkarpatisches Faciesgebiet) [2]). Această observație, cel puțin în ceeace privește Dobrogea — este deasemenea justă.

d) Din punct de vedere tectonic, Masa cristalină cu Mesozoicul de pe ea, trebuie opusă în primul rând, ca unitate mai mare, Zonei Flișului.

Intemeiat pe aceste premize și studiind răspândirea etajelor și a faciesurilor precum și relațiile tectonice, UHLIG ajunge la concluzia că în Masa cristalină cu Mesozoicul de pe ea se pot distinge două pânze suprapuse: Bucovineană și Transilvană, iar în Fliș alte două pânze prinse sub Cristalin și încălecând una deasupra celeilalte: Beskidică și Subbeskidică. In cele ce urmează voiu discută deaproape această concepție a lui UHLIG, căutând să scot în relief părțile cari pot fi încă menținute astăzi.

P â n z e l e d e p e C r i s t a l i n sunt evidente, după UHLIG în faptul

---

[1]) Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wissensshaften in Wien, Bd. XCVI, Wien, 1907.

[2]) Bau und Bild. Pag. 20.

Institutul Geologic al României

că Mesozoicul ar formà două serii distincte în fiecare din cele două pânze. Astfel:

Pânză Transilvană (superioară). ar cuprinde:	Pânză Bucovineană (inferioară). ar cuprinde:
Titon-Neucom	
Kimeridgian	
Dogger	Jurasic ?
Lias (Adnet)	
Erupțiuni bazice	
Calcare de Hallstadt	
Calcare Cenușii (Carnic și Retic)	
Calcare roșii (Carnic)	Șisturi negricioase
Calcare roșii (Wengen)	Japsuri (Trias mediu)
Muschelkalk	
Strate de Werfen	
	Dolomit (Permian)
	Gresii și Conglomerate (Permian)
	Gnaisuri oculare roșii

El mai observă că în Pânza bucovineană conglomeratele permiene stau normal pe Cristalin, constituit mai ales din gnais de Cozia și crede că roce din grupul I (MRAZEC) se întind pe suprafețe mari la baza Mesozoicului din această pânză. Observația a doua este foarte justă dacă se compară ceeace am separat ca « Masive de intrusiune cu învelișul lor de contact » cu grupul I (MRAZEC), deoarece, după cum se vede din hartă, Mesozoicul stă în general pe aceste masive de intrusiune. Remarc însă că în grupul I, UHLIG [1]) cuprinde pe lângă gnaisurile de Cozia, cari fac parte efectiv din el, și șisturi cristaline caracteristice pentru Epizonă (Cloritoșisturi, roce porfiroide, cuarțite negre, etc.), și cari nu intră în grupul I. După acest mod de a concepe grupul I, Pânza bucovineană pare că ar cuprinde tot Cristalinul Carpaților orientali.

In ceeace privește repartizarea Mesozoicului între cele două serii, am de făcut următoarele observații:

1. Conglomeratele, gresiile și dolomitele reprezintă Werfenianul și nu Permianul.

2. Nu există un Werfenian și un « Muschelkalk », deosebit de aceste depozite. Werfenianul lui UHLIG nu este altceva decât gresia micacee dela baza dolomitelor șistoase, gresie în care HERBICH și MERHARDT găsiseră (numai în blocuri) aceleași fosile werfeniene pe care eu le-am găsit atât în gresii cât și în dolomitele șistoase. In blocuri de calcare se găsiseră fosile triasice inferioare în Bucovina (MERHARDT) și aceste calcare sunt ceeace UHLIG a con-

[1]) Tektonik, pag. 962.

Institutul Geologic al României

siderat ca « Muschelkalk ». Urmărind să găsească în loc echivalentul gresiilor fosilifere, a crezut că l-a găsit la fundul pârâului Valea Seacă (C. Lung, Bucovina) unde apar într'adevăr gresii micacee; aceste gresii, cari stau deasupra jaspurilor și ar fi reprezentat baza Pânzei transilvane, conțin *Orbitoline* și sunt indiscutabil cretacice. Dealtfel în valea Bicazului, unde Pânza transilvană are desvoltarea cea mai complectă, solzii cari o constituesc au constant la bază conglomerate, gresii și dolomite ca și în Bucovina.

3. Jaspurile (Radiolaritele) nu sunt triasice, ci jurasice superioare. Ele se întâlnesc în succesiune normală deasupra Doggerului din Pânza transilvană.

Dacă renunțăm la « Werfenianul » specific pânzei Transilvane și punem Jaspurile la locul lor în scara stratigrafică, obținem o singură serie de depozite mesozoice. Pânza bucovineană ar rămâne în acest caz să cuprindă numai Triasul inferior, iar Pânza transilvană tot restul Mesozoicului de pe Cristalin. Am avea astfel depozitele mesozoice repartizate între două pânze, nu după faciesuri deosebite, ci după vârstă. Profilul pe care-l dau la pag. 317 arată că această repartizare nu este justificată, căci seria mesozoică apare, mai mult sau mai puțin complectă, în fiecare din unitățile tectonice cari ar puteà fi interpretate ca pânze.

In concluzie cred că pot afirmà că pe Cristalin avem de aface, în Carpații orientali, cu o singură serie mesozoică.

Denumirile de Pânză bucovineană și transilvană, în sensul în care au fost concepute de UHLIG, nu mai pot fi deci menținute. Dacă totuș, din motive istorice voim să le menținem, ele pot servì, cu sensul schimbat, la denumirea unora din solzii cari constituesc masa mesozoică, dacă s'ar puteà stabilì continuitatea unor astfel de solzi din Rarău și până în Hăghimaș, sau pentru denumirea grupului II cloritic (Pânza bucovineană) și a grupului I cu Mesozoicul de pe el (Pânza transilvană), când s'ar puteà dovedì în Carpații orientali un șariaj al grupului I peste grupul II.

Paralelezarile făcute de UHLIG între Carpații orientali și nordici, comparând Pânza bucovineană cu Tatricul și cea transilvană cu Subtatricul, sunt interesante prin faptul că arată încăodată că Mesozoicul Carpaților orientali prezintă afinități cu ambele faciesuri din Carpații nordici. Eu am exprimat aceeaș constatare considerând, în mod cu totul general, faciesul oriental ca un intermediar între faciesul tatric și cel subtatric.

Pânzele din Fliș. Flișul este repartizat de UHLIG între două pânze înrădăcinate sub Cristalin și având ca autohton Miocenul salifer.

Pânza beskidică, mai internă, cuprinde « Gresiile neucomiene, Cretacic superior, Gresiile de Măgura și Stratele de Șipote ». Dacă avem în vedere interpretarea pe care o dă autorul denumirilor de mai sus, observăm imediat că gresiile neucomiene și Cretacicul superior reprezintă depozitele cretacice din Zona internă (Hauterivian, Baremian westintern, Aptian),

Institutul Geologic al României

Gresia de Măgura corespunde Gresiei de Tarcău, iar Stratele de Șipote Șisturilor negre. Cu acest conținut Pânza beskidică reprezintă Zona internă, așà cum o separă mai târziu S. ATHANASIU.

P â n z a s u b b e s k i d i c ă reprezintă Zona marginală a Flișului și cuprinde Senonian, Eocenul de tip marginal și Oligocenul de acelaș tip. Ea are drept autohton formația miocenă saliferă și formează la rândul ei autochtonul Pânzei beskidice.

Această subdiviziune tectonică a Flișului poate fi susținută numai la o privire cu totul generală. De îndată ce se încearcă precizări ea lasă să se vadă lipsuri în multe privințe. Am arătat altădată că acolo unde Gresia de Tarcău lipsește, cum e cazul în valea Bistriței la Nord de Buhalnița, zona depozitelor cretacice inferioare prinde sub marginea ei de Răsărit depozitele Zonei marginale. Din acest fapt am dedus că această linie de contact este o linie tectonică importantă și am crezut că ea ar puteà fi considerată ca limită între cele două zone. Abstracție făcând deci de gresia de Tarcău, s'ar puteà separà în Fliș:

O Z o n ă i n t e r n ă constituită din depozite cretacice inferioare (Stratele de Sinaia, Baremian de facies westintern, Strate de Audia, Strate de Comarnic, Gresii și conglomerate de Bucegi), care formează autochtonul imediat al Cristalinului și încalecă peste Zona marginală.

O Z o n ă m a r g i n a l ă constituită din Strate de Audia, Senonian și Paleogen de tip marginal, care formează autochtonul imediat la Zonei interne și care are ca autochton al ei formațiunea miocenă pericarpatică (Zona externă), și

G r e s i a d e T a r c ă u care ca facies intern, mai detritic, al unei părți din Paleogenul marginal, apare în Zona internă ca depozit transgresiv și acoperă linia tectonică ce separă cele două zone definite mai sus.

Gresia de Tarcău, deși desvoltată în mare parte în Zona internă, impietează așadar, cu faciesul ei caracteristic, și în Zona marginală. Aceasta rezultă din faptul că în unele din anticlinalele gresiei, (Ex. valea Uzului) apare și Senonianul, ca gresii și marne calcaroase cenușii cu fucoide, caracteristic, în acest facies, pentru Zona marginală. Dealtfel, din valea Bistriței spre Sud, teritoriul acoperit de Gresia de Tarcău, situat întâi aproape în întregime în Zona internă, se depărtează treptat și din ce în ce mai spre Zona marginală; cu alte cuvinte « Sinclinalul » Gresiei de Tarcău nu este paralel cu limita tectonică a zonelor. A limità deci Zona internă după prezența acestei gresii, așà cum au făcut UHLIG și S. ATHANASIU, înseamnă a separà fruntea acestei zone de linia tectonică menționată mai sus și a o împinge din ce în ce mai mult în cuprinsul Zonei marginale. Limita Zonei interne este în acest caz o linie care prezintă câteodată numai anomalii tectonice locale, datorite diferenței de rezistență a rocelor prinse în cutare. Când porțiunea de racord a Gresiei de Tarcău cu faciesul marginal a fost păstrată, cum e cazul în valea

Institutul Geologic al României

Buzăului, marginea Zonei interne astfel concepută, nu mai poate fi determinată decât între limite cu totul largi. Prin urmare, la caracterizarea pe care o dă UHLIG Zonei beskidice, o primă corecțiune care trebue făcută este aceea de a scoate Gresia de Tarcău dintre depozitele caracteristice ei.

A doua corecțiune privește Șisturile negre. In Zona internă Șisturile negre apar numai în partea ei de Răsărit și în general formează depozitul cu care această zonă încalecă asupra Zonei marginale. Șisturile negre sunt însă foarte bine desvoltate și în Zona marginală, în special în partea ei de Apus și excepțional apar chiar până aproape de fruntea acestei zone. Ele nu sunt prin urmare un depozit și cu atât mai puțin un facies caracteristic Zonei interne. Observ încă acì că UHLIG atribuià Șisturilor negre (Schipoter Schichten) vârsta paleogenă.

Vederile lui UHLIG în ceeace privește constituția Zonei marginale și relațiile ei cu Miocenul pericarpatic (Zona externă), împărtășite dealtfel de toți cercetătorii ulteriori, rămân și astăzi în picioare.

După UHLIG, an mai încercat o sinteză tectonică a Carpaților L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI.

In primele încercări de sinteză L. MRAZEC [1]) distinge:

1. O pânză a gnaisului de Cozia, constituită din micașisturi și gnaisuri de tipul grupului I și din conglomerate cenomaniene (aceste conglomerate sunt acele cari apar la partea superioară a seriei apțiene). In Zona internă această pânză ar fi reprezentată numai prin blocurile de gnais de pe muntele Bako din basinul Oituzului.

2. O pânză a Gresiei de Uzu sau de Tarcău, care corespunde Pânzei beskidice, și ar cuprinde, după MRAZEC, Cretacic superior, Eocen și cel puțin Oligocen inferior și la baza ei câteodată, conglomerate cenomaniene ca clipe de rabotaj. Această pânză pare să dispară spre West sub Munții Perșani cari ar ține de Pânza gnaisului de Cozia.

3. O pânză intermediară între Pânza de Uzu și Pânza marginală, numită de VOITEȘTI pânza gresiei de Fuzaru. Această Pânză de Fuzaru, bine individualizată dela Ialomița spre E, este constituită din Eocen și Oligocen și suportă cuveta de Slănic.

4. O pânză marginală, corespunzând Pânzei subbeskidice a lui UHLIG, constituită din Senonian, Eocen și Oligocen.

Dacă facem abstracție de Pânza Gresiei de Fuzaru, putem spune că MRAZEC rămâne sensibil în cadrul schițat de UHLIG, cu deosebirea că în partea de Sud dă Pânzei de Uzu, atunci când o face să dispară sub Perșani, o altă semnificare tectonică decât aceea pe care o dăm Zonei interne.

[1]) Zăcămintele de petrol. Pag. 37—39, București 1909. Les Gisements de Petrole. Pag. 39—46, Bucarest 1910.

Institutul Geologic al României

Schița aceasta tectonică a fost mai târziu complectată și detaliată în colaborare cu I. P. VOITEȘTI [1]). Pânzele sunt acum repartizate în primul rând între două mari grupe:

1. Grupul pânzelor interne (Pânza Congl. de Bucegi, a Gresiei de Siriu, a Marnelor roșii senoniene și a Gresiei de Fuzaru), cu material constitutiv exclusiv carpatic, și cari corespund în ansamblu cu Beskizii lui UHLIG.

2. Grupul pânzelor marginale (Pânza marginală propriu zisă și Pânza pericarpatică), cari conțin elemente de proveniență kimerică, străine Carpaților și corespund în ansamblu Subbeskizilor.

Să discutăm mai deaproape constituția și fractura acestor pânze.

Pânza Conglomeratului de Bucegi ar fi constituită din:

Cristalinul Leoatei (Tip I) împreună cu șuvițele de strivire de gneis de Cozia și granit de Albești;

Mesozoicul din Bucegi și basinul Dâmbovicioarei;

Conglomeratele din Bucegi, Ciahlău;

Cretacicul superior dela Glodu (Cenoman-Turon);

Depozitele numulitice dela Albești și Titești.

Autohtonul pânzei îl formează Stratele de Sinaia și de Comarnic.

Din enumerare precum și din harta tectonică ce însoțește lucrarea citată, se vede că elementele grupate în această pânză sunt heterogene: Mesozoicul și conglomeratele din Bucegi fac parte din așa numitul Sinclinal extern al lui UHLIG și nu pot intră în Pânza beskidică; conglomeratele din Ciahlău sunt parte integrantă din Zona internă a Flișului, iar depozitele cretacice superioare dela Glodu sunt depozite de transgresiune ale Basinului carpatic interior, cari nu pot fi repartizate nici ele Pânzei beskidice a lui UHLIG. Ca detalii trebuie să remarc încă faptul că blocurile de gnais de Cozia de pe muntele Baco, de lângă Poiana Sărată, nu pot fi comparate cu Conglomeratele de Bucegi, deoarece acele blocuri provin din conglomerate de vârstă oligocenă, conglomerate cari sunt frecvente în Țara Săcuilor, deasupra Gresiei de Tarcău.

Cu o compoziție atât de heterogenă, Pânza Conglomeratelor de Bucegi este realmente greu de plasat între unitățile tectonice ale Carpaților orientali; dacă am face abstracție de conglomeratele din Fliș (Zăganu, Ciahlău, Stânișoara), am puteà atribuì acestei pânze Cristalinul aripei externe, Mesozoicul de pe Cristalin și eventual o parte din Cristalinul Carpaților orientali: micașisturile cu granați, gnaisurile cu biotit, etc., adică roce cari amintesc grupul I, dacă acest grup poate fi paralelizat cu Cristalinul Leaotei. Cu această accepțiune Pânza Conglomeratelor de Bucegi se poate suprapune

[1]) Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor Flișului. An. Inst. Geol. al României, Vol. V, pag. 528—559, București 1912.

Institutul Geologic al României

sensibil cu una din pânzele pe cari UHLIG le separă în Mesozoicul de pe Cristalin, dar nici într'un caz nu poate găsi loc în Beskizi.

Pânza Gresiei de Siriu este constituită, după MRAZEC și VOITEȘTI, din faciesul grezos al Cretacicului superior, probabil Cenomanian și în parte Gault, care suportă în Carpații meridionali rare lambouri de marne roșii senoniene și gresii numulitice, pe când în Carpații orientali (Oituz) și septentrionali urmează deasupra gresiilor cenomaniene Senonianul (Istbnerschichten) și Numuliticul (Bunte tone, Belovezsaschichten, Măgura Sandstein, etc.).

Din enumerarea masivelor constituite din gresii cretacice (Siriu, Penteleul, Csihanyos, Giurgiu, Păițele, Lăcăuțu, Mușatu, Clăbucu, Bako, Kishavas, Șandru mare, Nemira, Cărunta, Ciudamir, Stânișoara), se vede că, exceptând masivele Siriu, care poate fi constituit în parte din gresii apțiene și Stânișoara, care e constituit din depozite apțiene, toate celelalte masive sunt formate din Gresia de Tarcău. Autorii introduceau Cretacicul superior în Zona internă a Flișului bazați pe studii mai vechi (HERBICH, PAUL) în cari se atribuià această vârstă unei părți din Gresia de Tarcău. Astăzi, când această părere este definitiv părăsită, pânza Gresiei de Siriu nu mai poate fi susținută, cel puțin în Carpații orientali, în forma și cu constituția care i s'a dat. Dealtfel această nepreciziune a vârstei gresiilor din Carpații orientali a condus și la o delimitare relativ arbitrară a teritoriului care s'a repartizat acestei pânze; astfel fruntea Pânzei de Siriu ar fi în valea Teleajenului la Măneciu, unde punem astăzi limita externă a Zonei interne, în valea Oituzului ea ar fi la Poiana Sărată, unde este marginea de Răsărit a Gresiei de Tarcău și în fine în Nordul Moldovei, pe partea de Răsărit a masivului Stânișoara, adică iarăș la marginea Zonei interne. Situația tectonică dela Măneciu, unde Apțianul prinde sub el marnele roșii senoniene, nu poate fi comparată cu aceea dela Poiana Sărată unde Gresiile de Tarcău își au locul normal deasupra Senonianului.

In realitate Pânza de Siriu, așà cum este determinată și delimitată de autori, cuprinde o parte din Gresia de Tarcău și zona depozitelor cretacice inferioare din Fliș, adică Stratele de Sinaia și Stratele de Comarnic. Dacă rămânem la părerea că aceste depozite sunt și autohtonul Pânzei de Siriu ca și al Pânzei Conglomeratelor de Bucegi, nu mai putem păstrà în această pânză decât o parte din Gresia de Tarcău, gresie care după cum vom vedeà constitue în Carpații orientali și Pânza Gresiei de Fuzaru. In acest caz Pânza de Siriu se desmembrează complect. Dacă însă lăsăm la o parte Gresia de Tarcău și dăm Pânzei de Siriu accepția pe care MRAZEC și VOITEȘTI i-au dat-o în valea Teleajenului, atunci pânza aceasta se suprapune sensibil cu zona depozitelor cretacice inferioare și are ca autohton, nu Stratele de Sinaia și de Comarnic, ci Zona marginală.

Pânza marnelor roșii senoniene este constituită din Senonian

Institutul Geologic al României

și Paleogen și apare ca pânză independentă numai între văile Dâmboviței și Teleajenului, căci spre Nord reprezintă numai resturi din flancul invers al Pânzei Gresiei de Siriu. Strâns legată tectonicește de Pânza de Siriu, Pânza marnelor roșii ar caracteriză oarecum fruntea ei. Cu această accepțiune și restrângând Pânza de Siriu la zona depozitelor cretacice inferioare din Fliș, Pânza marnelor roșii ar reprezentă Senonianul părții de Apus a Zonei marginale, Senonian care la Măneciu ca și la Audia este prins sub marginea externă a Cretacicului inferior. In acest caz însă, ea ține mai mult de Zona marginală și este de văzut întrucât este îndreptățită separarea, dealungul întregului arc carpatic oriental, a unei părți din această zonă ca pânză aparte.

In fine ultima pânză internă este P â n z a G r e s i e i d e F u z a r u, constituită din Strate de Comarnic, Eocen mediu grezos-șistos și Eocen superior reprezentat prin Gresia de Fuzaru; ea suportă Pânza de Siriu și încalecă Zona marginală.

Dacă voim să interpretăm Pânza de Fuzaru ca echivalentul întregei zone ocupată de Gresia de Tarcău, atunci dela bază trebuie să-i scoatem Stratele de Comarnic. In acest caz însă Pânza de Fuzaru (Tarcău) nu mai apare prinsă sub Pânza de Siriu, căci Gresia de Tarcău stă hotărît, parte deasupra Apțianului, parte deasupra Senonianului — care ar trebui să reprezinte Pânza marnelor roșii senoniene — și nu mai păstrează situația tectonică pe care autorii i-o dau. O pânză de Fuzaru, care să steà sub Pânza de Siriu și deasupra Zonei marginale, nu am puteà găsì decât în regiunile în cari s'a păstrat zona de tranziție dela Paleogenul de tip intern (Gresia de Tarcău) la Paleogenul de tip marginal. In aceste regiuni (Buzău, Bucovina) apare, ca intercalații în Paleogenul marginal, un facies gresos care amintește întru totul Gresia de Tarcău; acest facies se reduce și dispare complect spre exteriorul Zonei marginale și din contră se desvoltă substituind complect Paleogenul marginal spre interior. Partea din Zona marginală în care există acest facies de tranziție poate apăreà prinsă sub Zona internă și, ca solz în Zona marginală, poate încălecà parte din această zonă satisfăcând astfel situația tectonică ce se atribue Pânzei de Fuzaru. Este de văzut și aici, întrucât această zonă de tranziție poate fi despărțită ca unitate tectonică aparte, de Zona marginală.

Lăsând la o parte pânzele marginale, cari nu interesează lucrarea de față și pentru cari dealtfel autorii păstrează accepțiunea lui UHLIG, critica expusă mai sus se rezumă în următoarele:

Pânza conglomeratelor de Bucegi nu poate face parte din pânzele interne ci trebuie privită ca o unitate tectonică ținând de Cristalin.

Pânza gresiei de Siriu așà cum e definită în text și separată pe hartă, nu poate aveà o semnificare tectonică în Fliș. Ii putem da o astfel de semnificare numai dacă o restrângem la zona depozitelor cretacice inferioare. In acest caz autohtonul ei este Zona marginală și nu Stratele de Sinaia și de Comarnic.

Institutul Geologic al României

Pânza marnelor roșii senoniene și a Gresiei de Fuzaru, dacă pot fi separate ca unități aparte, revin mai degrabă Zonei marginale decât Zonei interne.

In fine ultima concepție tectonică asupra Flișului Carpaților orientali, pe care o voiu discută mai deaproape, este aceea a geologilor polonezi. Studiile numeroase pe cari o pleiadă întreagă de geologi eminenți le-au făcut mai ales în ultimile decenii, au acumulat un material neprețuit, care a condus pe deoparte la precizări stratigrafice remarcabile, de pe altă parte a dat posibilitatea unor generalizări cu privire la tectonica Flișului. Un rezumat cuprinzător al acestor studii, cari privesc mai ales Zona marginală, găsim în memoriile Asociației Carpatice [1]), ca explicație la harta Carpaților polonezi orientali (1 : 200.000).

Stratigrafia Flișului marginal așà cum e expusă în lucrarea menționată, exceptând unele detalii de importanță relativ mică, o împărtășim în întregime.

Din punct de vedere tectonic Zona marginală apare, între Prut și Stryj, ca o succesiune de solzi deversați spre exterior, solzi cari încalecă solzul anterior și suportă pe cel posterior. Incălecările acestea sunt maxime, putând ajunge la mai mulți km., acolo unde solzul are proeminența axială maximă și se reduc odată cu afundarea axială; în unele cazuri solzii trec la cute asimetrice aplecate. Pentru aceste pânze solzi, cari se înrădăcinează succesiv una în fața celeilalte, polonezii au introdus denumirea de «Skiba». Variațiile de facies care se constată dela o skiba la alta, înaintând spre interiorul arcului carpatic, sunt în general puțin însemnate și uneori chiar mai mici decât variațiile ce se observă în lungul aceleiași skiba. Diferențe faciale importante apar numai când se compară pânze-solzi mai îndepărtate unele de altele. Această tranziție de facies introduce probabil reale greutăți, atunci când se încearcă o sistematizare a pânzelor-solzi în grupe mai mari.

NOWAK și SWIDERSKI au încercat o astfel de sinteză, căutând în acelaș timp un racord cu studiile din Moldova.

NOWAK [2]) distinge în Flișul din partea de Răsărit a Galiției numai două grupe de pânze:

1. Grupul bordier oriental, constituit din Miocen salifer, Strate de Dobrotow, Conglomerate de Sloboda (caracteristice pentru grup), Cretacic, Eocen și Oligocen.

In Moldova zona comparabilă din punct de vedere tectonic cu acest grup ar fi Zona externă, adică zona Miocenului cutat sau, după MRAZEC și VOITEȘTI, Pânza născândă pericarpatică. In Muntenia orientală, în regiunea de

[1]) K. TOLWINSKY: Geologie des Karpates polonaises orientales de Borislav jusqu'au Pruth. Memoire de la 1-ère rèunion de l'Asocc. Karp. en Pologne. Warsovie 1926—927.

[2]) Nouvelles données sur l'ensemble de la téctonique des Karpates et de l'avant pays, en Pologne. Mèmoire de la 1-ère Rèunion de l'Asocc. Karp. en Polopne. Warsovie 1926–927.

Institutul Geologic al României

înnecare a cutelor Flișului, Grupul bordier oriental, așà cum e definit mai sus, nu mai poate fi separat ca unitate tectonică, deoarece Miocenul invadează și în zona pânzelor mult mai superioare.

2. Grupul central constituit din pânze în constituția cărora intră Cretacicul inferior de tip silezian (Strate de Wernsdorf), Cretacic superior, Eocen și Oligocen. Acest etaj are partea inferioară aproape fără excepție constituită din menilite, pe când partea superioară este desvoltată, la exterior în faciesul Stratelor de Polanica, iar spre interior în faciesul Stratelor de Krosno echivalente, după NOWAK, cu ceeace mai spre Sud poartă numele de Gresia de Măgura. Grupului central îi revine în Bucovina și Moldova, tot Flișul până la Cristalin.

SWIDERSKI [1]) care a studiat și Flișul din Bucovina tocmai cu intenția de a racordà studiile făcute în Moldova cu acelea din Polonia, distinge în Pocuția și Bucovina următoarele zone faciale:

1. Zona facială de Pocuția, care are o desvoltare mai mare în Galiția, se îngustează însă din ce în ce spre Sud și dispare în Bucovina, în valea Moldovei.

2. Zofna facială de Sloboda, corespunzând zonei externe (a Miocenului salifer) din Moldova.

3. Zona facială de Skole, corespunzând zonei marginale.

4. Zona facială de Cernahora, corespunzând Zonei Gresiei de Tarcău.

5. Zona facială de Petrosul, corespunzând Zonei Cretacicului inferior.

Concordanța între aceste zone faciale și zonele separate în timpul din urmă în Moldova este completă. Singura divergență pe care o cred demnă de relevat este privitoare la vârsta Stratelor de Audia, pe cari SWIDESKI le consideră oligocene. Fiecare din aceste zone faciale constitue câte o pânză. Lăsând la o parte Pânzele de Pocuția și de Sloboda, cari în Moldova și Bucovina nu interesează Flișul, remarc faptul foarte interesant că Pânza de Skole (Pânza marginală), diferențiată prin sariaje mai mici într'o serie de s k i b a, este acoperită spre West de depozite oligocene desvoltate în faciesul de Krosno, cari umplu « Depresiunea longitudinală a Carpaților centrali » [2]). In valea Ceremușului această depresiune se regăsește mai îngustă dar încă foarte bine desvoltată. Spre Sud se reduce treptat și devine din ce în ce mai superficală, Stratele de Krosno fiind înlocuite cu Gresia de Tarcău. In valea Bistriței, la Audia, elevația axială a acestei depresiuni ajunge maximă și fundul ei ră-

[1]) Quelques nouvelles données sur la téctonique des Carpates orientales polono-roumaines. Bull. de l'Ac. des Sc. de Cracovie. Serie A. 1925, Pag. 347 și urm.

Sur quelques problèmes de la géologie des Carpathes orientales polono-roumaines. Memoire de la 1-ère réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne. Pag. 107 și urm. Warsovie, 1926.

[2]) K. TOLWINSKY, l. c., pag. 152.

W. TEISSEYRE, La méthode de la cryptotéctonique... Kosmos Vol. 51 pag. 135, Lwow, 1926.

Institutul Geologic al României

mâne deasupra nivelului de erosiune; se poate astfel vedeà că sub ea are loc aici contactul dintre Zona marginală și Zona depozitelor cretacice inferioare (Pânza de Petrosul). Mai departe spre Sud se afirmă din nou o scufundare axială a Depresiunii mediane a Carpaților și această depresiune apare umplută tot cu depozite paleogene (Gresia de Tarcău). Cu alte cuvinte se poate spune că zona Gresiei de Tarcău reprezintă în Moldova acelaș fenomen tectonic ca Depresiunea longitudinală a Carpaților, umplută cu Strate de Krosno în Bucovina și Galiția. Continuitatea între aceste două zone de scufundare este întreruptă numai în valea Bistriței, unde apare o elevație axială mai pronunțată.

In Moldova se poate afirmà cu siguranță că această depresiune, umplută cu Gresia de Tarcău, acoperă nu numai partea de Apus a Zonei marginale ci și partea de Răsărit a Zonei cretacice inferioare. In Pocuția putem numai bănuì că fenomenul trebuie să apară sub acelaș aspect. In Moldova nu se cunosc, cel puțin până acum, în cuprinsul suprafeței ocupată de Gresia de Tarcău, dislocații cari să poată fi puse în legătură cu linia de încălecare a Cretacicului inferior asupra Zonei marginale și deci nu s'a putut pune chestiunea de a împărți zona Gresiei de Tarcău în două părți: O parte care care să rămână Pânzei interne (cretacică inferioară) și altă parte care să rămână în Pânza marginală. SWIDESKI crede că Pânza de Skole (Marginală) împreună cu Depresiunea longitudinală central-carpatică se afundă sub o pânză mai superioară, Pânza de Cernahora (Pânza Gresiei de Tarcău), pânză care la rândul ei ar rămâne sub pânza cea mai superioară a Flișului intern, Pânza de Petrosu (Zona cretacică inferioară sau Zona internă, așà cum a fost definită în lucrarea de față). Impotriva acestei interpretări am de obiectat faptul că până în prezent în Moldova nu există indicații sigure că între Zona marginală și Zona internă s'ar aflà prins Paleogenul desvoltat în faciesul de Tarcău. In Bucovina de Nord Stratele de Krosno nu apar nici ele prinse sub bordul Zonei interne; pentru Pocuția nu pot afirmà faptul cu aceeaș certitudine. Judecând numai după Moldova și Bucovina, pot afirmà că o pânză a Gresiei de Tarcău nu poate fi înrădăcinată între Zona internă și Zona marginală. Din această cauză interpretarea Gresiei de Tarcău ca pânză aparte întâmpină reale dificultăți, căci față de celelalte pânze carpatice, cari păstrează constant caracterul de pânze-solzi, o pânză a Gresiei de Tarcău ar trebuì să aibă un stil cu totul aparte: ar fi singura pânză carpatică ce nu ar sta în legătură directă cu rădăcina ei. Prin faptul că transgresează peste anumite linii tectonice importante, prin faptul că păstrează acelaș caracter facial pe unități tectonice diferite, în fine prin situația ei oarecum superficială, ar trebuì să considerăm toată zona Gresiei de Tarcău ca o pânză unică suprapusă Flișului și având rădăcina la West de masa cristalină, acoperită poate de masele eruptive neogene. O astfel de interpretare nu poate fi sprijinită, cel puțin până în prezent, pe nici un argument temeinic. Deaceea

Institutul Geologic al României

am considerat zona Gresiei de Tarcău ca o arie de transgresiune a Paleogenului. Depozitele acestei transgresiuni sunt ulterioare încălcării Zonei interne deasupra Senonianului Zonei marginale, și au fost apoi prinse în cutările miocene.

Din toate aceste discuțiuni rezultă că în Fliș se pot deosebi clar două unități tectonice importante, adică Zona internă (Pânza de Petrosu) și Zona marginală (Pânza de Skole) cari încalecă una asupra celeilalte; Gresia de Tarcău (Pânza de Cernahora) nu poate fi intercalată ca pânză aparte între aceste două unități tectonice.

O a treia unitate tectonică importantă o formează masa cristalină cu Mesozoicul de pe ea.

In tabloul care urmează am rezumat evenimentele geologice remarcabile petrecute în Carpații din apropierea regiunii Tulgheș și am încercat să dau în acelaș timp și o imagine a repartiției faciesurilor diferitelor depozite între aceste trei unități tectonice. Unele din ideile consemnate în acest tablou sunt încă discutabile, dar fiindcă, după cum am arătat la locurile unde ele au fost discutate, ele fac posibilă acomodarea cea mai convenabilă a faptelor observate, le consider deocamdată ca realități pe cari se poate contà.

Sprijinit pe aceste date voiu discutà în ansamblu, tectonica regiunei studiate [1]).

B.) CUTĂRILE MESOZOICE

Am arătat în partea întâia a lucrării că până la transgresiunea triasică masa șisturilor cristaline a fost prinsă în cel puțin trei faze de mișcări:

a) O primă cutare sau exondare a avut loc după depunerea părții inferioare a depozitelor cari mai târziu au devenit șisturi cristaline. Această mișcare a creiat relieful pe care s'au așternut pânzele de lave porfirice din cari prin metamorfism regional s'au format hälleflinta și celelalte roce porfirogene; despre direcția și sensul acestor mișcări nu se poate spune nimic.

b) O a doua fază de mișcări a avut loc după sedimentarea calcarelor și a curațitelor negre. In mișcările din această fază complexul de șisturi cristaline apare deją metamorfozat.

c) Ultima cutare, probabil de vârsta antracolitică este concomitentă cu intrusiunile de roce granodioritice. După desvoltarea masivelor intruse și a

[1]) Problemele privitoare la tectonica Flișului au fost studiate, aproape în totalitatea lor, în colaborare cu G. MACOVEI. De aceea concluziunile la cari ajung și ideile expuse aici cu privire la Fliș rămân sensibil în cadrul vederilor generale expuse de D-sa în «Aperçu Géologique sur les Carpates orientales» Association Carpatique. II-ème réunion. Guide des excursions. Bucarest 1927.

Institutul Geologic al României

lamelor de gnais pe cari le-am considerat ca apofise ale lor, putem deduce cu destul temei că aceste cutări au avut direcția N 30—40° W și deversarea spre West, adică erau de stil altaic. Considerând ca stabilit acest fapt trebue să admitem că cel puțin una din cutările anterioare (*a* sau *b*) au avut o altă direcție, căci am arătat mai înainte că din numeroase neconformități între poziție și cutele mărunte ale rocelor se poate deduce acest fapt.

Peste complexul cristalin astfel frământat, invadează apele mesozoice odată cu începutul Triasului.

Dela începutul Mesozoicului până, astăzi masa cristalină împreună cu depozitele cari stau pe ea a suferit o altă serie de mișcări, între cari trebuie să distingem în primul loc cutarea kimerică dela sfârșitul Liasului, cutare care a interesat desigur și fundamentul Flișului.

Cu Doggerul începe o altă fază de sedimentare în care adâncimea geosinclinalului mesozoic crește continuu, atingând maximul la începutul Malmului, când se depun radiolaritele. Adâncimea aceasta se reduce apoi treptat și ciclul de sedimentare se încheie cu mase puternice de calcare titonice. Este probabil că la sfârșitul Jurasicului a avut loc o exondare generală a masei cristaline deoarece Stratele de Sinaia, atunci când contactul lor cu Cristalinul este vizibil, apar întotdeauna cu conglomerate la bază.

Putem deci vorbì de o transgresiune a Cretacicului inferior. Basinul de sedimentare a acestor depozite pare a aveà axa în Zona internă a Flișului și de aici ele împietează din ce în ce mai mult asupra masei cristaline, atingând în Apțian maximul de extensiune spre West.

Această a treia fază de sedimentare din Mesozoic se încheie cu puternicile mișcări orogenice cari au avut loc la începutul Cretacicului mediu și au interesat nu numai Cristalinul ci și Flișul sau cel puțin Zona internă a sa. După desvoltarea pe care o are această cutare în cuprinsul masei cristaline, adică acolo unde cutările ulterioare au fost foarte puțin simțite astfel că nu au putut mascà vechiul stil, deducem că și această cutare a fost tot de stil altaic, adică cu deversare spre West. In Zona Flișului unde recutări ulterioare au remaniat vechile cute, nu mai recunoaștem cutarea altaică decât foarte vag, în unele anomalii pe cari le-am numit forme de cutare ezitantă.

Transgresiunile cari urmează: cenomaniană, senoniană și eocenă sunt transgresiuni ale Basinului intern carpatic și arată că masa cristalină a avut mișcări continue de ridicare și scufundare. Faptul că depozitele cari au rămas pe urma acestor transgresiuni se găsesc astăzi la înălțimi foarte mari (Senonianul dela Beneș la 1300 m., calcarele numulitice dela Prislop la peste 1300 m., Pliocenul dela Borsec până la 1100 m.), ridică o sumă de probleme din cele mai interesante de paleogeografie, probleme cari ies însă din cadrul lucrării de față.

O primă observație pe care o putem scoate comparând faza de sedimentare din Jurasicul superior cu aceea din Cretacicul inferior, este că axa zonelor

Institutul Geologic al României

de sedimentare s'a deplasat spre Est. Pe când în Malm radiolaritele, cari marchează faza și zona de profunzime maximă, își aveau aria de sedimentare pe regiunea ocupată astăzi de Cristalin (sau mult mai spre West în cazul când voim să vedem în Mesozoicul de pe Cristalin supracutări aruncate spre Est), în Cretacicul inferior axa de sedimentare este în cuprinsul Zonei interne; este prima deplasare a Geosinclinalului carpatic [1]) pe care o putem constată.

A doua observație este privitoare la stilul cutărilor. Se pare că din Paleozoic și până în Cretacicul mediu, toate cutările cari s'au succedat în partea meridională a Carpaților orientali au păstrat constant stilul altaic. Ultima cutare, aceea dela începutul Cretacicului mediu, a creiat forme tectonice cari s'au păstrat încă destul de bine pe Cristalin. In depozitele mesozoice aceste forme apar ca solzi bine desvoltați, încălecați spre West, în constituția cărora intră Cristalinul și toate depozitele mesozoice până la Apțian inclusiv. Deaorece această cutare a atins și depozitele cretacice inferioare din Fliș, cel puțin în Zona internă, trebuie să presupunem că aceste depozite formau și ele, înainte de cutările terțiare, o serie de cute sau solzi deversați spre West ca și Mesozoicul de pe Cristalin. Unii din acești solzi, sau unele din aceste cute, trebuiau să cuprindă și zona acoperită de transgresiunea cretacică, adică zona care constitue așà numita Aripă externă.

In general privită, toată zona cutată în acest fel are astăzi o cădere axială dela Nord spre Sud. In sens transversal aceeaș zonă cutată este descompusă în două părți printr'o ridicare pronunțată a solzilor, ridicare ce cuprinde Cristalinul și Mesozoicul Aripei externe precum și zona ocupată de Stratele de Sinaia. In ansamblul cutat în Cretacicul mediu pare deci mai logic să introducem elementul tectonic numit Aripa externă cu o accepție ceva mai largă decât i s'a dat până acum, adică să cuprindem în el pe lângă Cristalin și Mesozoic, și Stratele de Sinaia. Aripa externă astfel caracterizată, apare ca fiind constituită dintr'o serie de cute sau solzi aruncați spre West, în constituția cărora apare azi Cristalinul de ambele tipuri (I și II), Mesozoicul de pe Cristalin și Stratele de Sinaia.

Am arătat că Stratele de Sinaia apar pe Cristalin ca formație transgresivă, cu conglomerate la bază. Având în vedere că la sfârșitul Jurasicului Cristalinul și Mezozoicul de pe el au fost foarte probabil exondate, există posibilitatea ca după erosiune, Stratele de Sinaia să se fi așternut fie pe Cristalin direct, fie pe depozite mesozoice mai vechi. Deaceea din faptul că astăzi nu găsim întotdeauna aceste depozite între Cristalin și Stratele de Sinaia, nu putem deduce în mod riguros la o laminare a lor. Astfel de laminări există incontestabil, însă este deasemenea posibil ca în contactul direct Cristalin — Strate de Sinaia, lipsa depozitelor mesozoice mai vechi să fie datorită eroziunii postjurasice.

[1]) L. MRAZEC, Zăcămintele de petrol. Pag. 30, București, 1909.

Institutul Geologic al României

Stilul tectonic pe care cutările albiene l-au imprimat Mesozoicului de pe Cristalin, s'a păstrat sensibil nemodificat până astăzi. Această afirmație se poate face în baza observației că depozitele cretacice (medii și superioare) și eocene, cari se mai găsesc pe Cristalin, prezintă numai neînsemnate diformațiuni tectonice.

Inainte de a trece la studiul cutărilor terțiare este cred interesant să relev un fapt: din valea Bistricioarei spre Nord, zona sinclinală cu cuarțite negre și calcare cristaline din pârâul Pintecul părăsește marginea Cristalinului și rămâne din ce în ce mai mult spre interior. Acelaș fapt, mai puțin clar evident, se observă și la cuarțitele negre dela Măgura. Rezultă de aici că linia de contact între Cristalin și Fliș tae oblic cutele mai mari ale șisturilor cristaline. Dacă avem în vedere și faptul că aproape în aceeaș regiune depozitele mesozoice de pe Cristalin dispar după ce baza lor se ridică la peste 1000 m., putem considerà, cel puțin în parte, regiunea care urmează la Nord de Bistricioara ca o proeminență care nu a fost acoperită de transgresiunea Stratelor de Sinaia. Cu alte cuvinte am puteà admite că ridicarea axială care separă Hăghimașul de Rarău erà dejà schițată la sfârșitul Jurasicului și s'a menținut și în Cretacic, astfel că transgresiunea Stratelor de Sinaia a ocolit-o, pătrunzând mai adânc pe Cristalin numai la Sud, adică acolo unde începe să se pronunțe căderea axială a Hăghimașului, și mai spre Nord în regiunea Rarăului. Ca urmare a acestei observații rezultă că partea din șisturile cristaline care se află la Nord de Bistricioara, spre Răsărit de sinclinalul de Cuarțite negre Pintecul-Piatra Roșie-Stegea, trebuie să existe, spre Sud, sub Stratele de Sinaia și să constitue fundamentul părții de Apus a Zonei interne.

C) CUTĂRILE TERȚIARE

După cutările albiene axa zonei de sedimentare a Carpaților orientali se deplasează în Zona marginală a Flișului, unde se depun în continuitate Senonianul, Eocenul și Oligocenul. Din această zonă de sedimentare apele transgresează spre West în Senonian și în Paleogen.

Existența unei transgresiuni senoniene în Zona internă a Flișului din Moldova este dovedită numai prin prezența gresiilor cu *Pachydiscus cf. Levyi* menționat de S. ATHANASIU în masivul Stânișoarei.

Transgresiunea paleogenă este mult mai impunătoare atât prin întindere cât și prin grosimea depozitelor cari au rămas pe urma ei. Intr'adevăr, Gresia de Tarcău, care reprezintă faciesul transgresiv, intern, al Paleogenului marginal, acopere numai în Moldova o suprafață de peste 3000 km^2 și are o grosime medie de circa 500 m., dacă nu mai mult.

Deoarece Gresia de Tarcău și șisturile și argilele șistoase cu *Nummulites* dela baza ei stau deadreptul pe Aptian și acoperă linia de încălecare

Institutul Geologic al României

a Cretacicului inferior peste Senonian, — adică marginea de Răsărit a Zonei interne, trebuie să admitem că, cel puțin în Zona internă și în partea de West a Zonei marginale, au existat cutări postsenoniene (palaeocene). In decursul acestor cutări a avut loc încălecarea Cretacicului inferior asupra Senonianului, individualizându-se astfel Zona internă.

Dacă facem o comparație între Aripa externă a Cristalinului și marginea de Est a Zonei interne observăm imediat analogii remarcabile:

Dealungul marginei acestea apar depozite mai vechi (Stratele de Audia) întocmai cum Cristalinul aripei externe apare chiar la contact cu Flișul.

Peste marginea de Est a Zonei interne transgresează Paleogenul așà cum transgresează Apțianul peste Aripa externă.

Putem deduce de aici că, în ceeace privește ritmul, fenomenele tectonice sunt în amândouă cazurile comparabile: după cutare și într'un caz și în altul o parte din zona cutată, și anume partea de West, rămâne exondată și aria geosinclinală apare deplasată mai spre Est. Acelaș fenomen e destul de clar și pe linia de contact între Zona marginală și Zona externă. In general putem deci întrevedeà până în prezent pentru axa ariei de sedimentare a Carpaților orientali, patru poziții succesive instalate din ce în ce mai spre Est:

1. Zona de sedimentare a radiolaritelor.

2. Zona de sedimentare a Cretacicului inferior din care Apțianul transgresează spre W asupra Cristalinului.

3. Zona de sedimentare a Senonianului și Paleogenului din care Paleogenul transgresează spre W asupra Zonei interne.

4. Zona de sedimentare a Paleogenului și Miocenului din care Miocenul superior transgresează asupra Zonei marginale.

Interpretat din punct de vedere tectonic faptul acesta spune în primul rând că după cutarea albiană au trebuit să existe în Carpații orientali încă cel puțin două faze de cutare: una paleocenă și una postoligocenă, și în al doilea rând că zona de intensitate maximă a acestor cutări s'a deplasat și ea spre E ca și axa zonelor de sedimentare. Cutările carpatice mai noi au impietat astfel din ce în ce mai mult asupra « Vorland-ului » kimeric, fapt care explică abundența tot mai mare a materialului exotic dobrogean în cutele mai noi.

Ariile rămase în urmă zonelor cu intensitate maximă de cutare, au fost atinse și ele într'o măsură oarecare de aceste cutări, dar în general se poate spune că ele funcționau mai mult ca o masă unitară. După fiecare perioadă de orogeneză « Hinterland-ul » cutărilor carpatice apare astfel mărit, spre Est, cu o porțiune nouă și unitățile tectonice pe cari le-am separat în Fliș reprezintă tocmai aceste adausuri succesive: Zona internă reprezintă teritoriul câștigat după cutarea paleocenă, Zona marginală teritoriul câștigat după cutarea postoligocenă.

Schema aceasta, cu totul generală dealtfel, a evoluției Carpaților orientali

Institutul Geologic al României

impune anumite relațiuni între unitățile tectonice mari. Succesiunea și ordinea de superpoziție tectonică a acestor unități este impusă de mișcarea spre Est a ariei de sedimentare și de ridicarea la W a ariilor colmatate. Zonele mai vechi, ridicate și câștigate de « Hinterland » trebuie să încalece asupra zonelor mai noi, scufundate. O dislocare a unităților tectonice din acest sistem nu pare posibilă.

In rezumat putem deci spune că, în mare, tectonica terțiară a Carpaților orientali reproduce pânzele-solzi sau « skibele » pe cari, cu atâta claritate, le-am pus în evidență geologii poloni în Zona marginală. Unitățile mari pe care le putem separà, pot fi considerate ca sisteme de pânze solzi, sisteme cari stau între ele cam în aceleași relații în care stau « skibele » unele față de altele.

Cutările terțiare au avut zonele de intensitate maximă în Zonele marginală și externă; ele s'au resimțit însă cu siguranță în toată Zona Flișului, suprapunând în Zona internă, cutată dejà în stil altaic, sistemul de cute alpino-carpatice, deversate spre Est. Considerând această deversare ca o caracteristică a cutărilor alpine, suntem conduși să cuprindem în aria de influență a acestor cute tot teritoriul în care apar forme tectonice de această natură. Ajungem astfel să prindem în această arie și zona de contact între Cristalin și Fliș, pentrucă în această zonă Cristalinul apare aruncat spre E și încalecă Flișul, precum și toată partea din șisturile cristaline în care întâlnim o aplecare a cutelor spre E. După cum se vede din profile, în șisturile cristaline deversarea spre Est apare numai la margine și ca o bandă destul de îngustă. Planul de contact între Cristalin și Fliș cade astfel, ca și zona Cretacicului inferior, într'o zonă recutată. Pentru a interpretà sensul tectonic al acestui plan trebuie deci să discutăm în primul rând relațiile dintre cutările suprapuse și să vedem dacă în interferența acestor cutări nu putem găsì explicarea unora din anomaliile tectonice pe cari acest plan le prezintă.

Am atras mai înainte atenția asupra faptului că planul de contact între Cristalin și Fliș tae oblic cutele Cristalinului, fapt care pe hartă se vede destul de clar. Dacă admitem că acest plan, în stilul lui actual, este o formație tectonică remaniată în cutele terțiare, putem trage concluzia că între cutele mai vechi și cutele terțiare a existat o diferență de direcție. După indicațiile pe cari le oferă terenul se pare că pe când cutele Cristalinului și ale Mesozoicului de pe el sunt dirijate N 30—40° W, acele terțiare au direcția N 20-30° W Diferența în direcție ar fi prin urmare de circa 10°. Suntem astfel conduși să studiem interferența unor cute cari diferă între ele prin direcție.

Am mai observat că maximul de intensitate a cutărilor terțiare s'a manifestat în Zonele marginală și externă și că în spatele acestor zone cutele s'au propagat, cu intensitate din ce în ce mai scăzută, până pe Cristalin. Faptul acesta îl vedem destul de clar în Gresia de Tarcău, care în Zona internă prezintă în general numai cute ample mai mult sau mai puțin aplecate spre Est.

Institutul Geologic al României

Este foarte probabil că de acelaș stil au fost și cutele terțiare, poate paleocene, poate miocene, cari au ajuns până la Cristalin. In acest caz studiul contactului între Cristalin și Fliș revine la a studià interferența unui complex cutat izoclinal, deversat spre West și având direcția N 35° W (cutarea altaică) cu cute ample, eventual aplecate spre E și având direcția N 25° W.

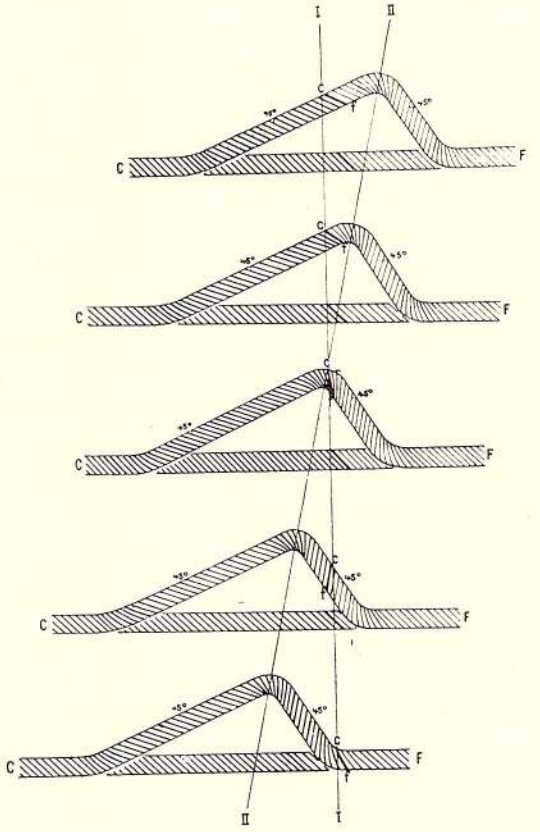


Fig. 78. Suprapunere de cutări cu direcții deosebite. I—I Direcția unei cutări vechi izoclinală. II—II direcția unei cutări noi. c—f planul de contact între depozitele C (Cristalin) și F (Fliș).

Figura 78 arată cari sunt pozițiile pe cari planul de contact le ia la suprafață atunci când e prins într'o cută terțiară. Se vede că în lungul său el trebuie să formeze o suprafață strâmbă care, din poziția sa inițială, înclinată spre E, se îndoaie până la verticală, se apleacă spre E și apoi revine gradat iar la poziția inițială. Se deduce din figură că dacă cuta suprapusă este și mai mult aplecată spre Est, Cristalinul poate fi adus în superpoziție deasupra Flișului.

Institutul Geologic al României

Fenomenul acesta se repetă pentru toate cutele terțiare cari ating planul de contact de care ne ocupăm, astfel că pentru fiecare cută în parte vom aveà o răsturnare a Cristalinului deasupra Flișului în punctele corespunzătoare secțiunei 4 din figură. Urmează de aici că în general planul de contact Cristalin-Fliș va trebuì să fie răsturnat asupra Flișului de atâtea ori de câte ori una din cutele noi îl traversează. Punctele de răsturnare se vor eșalonà dealungul liniei de contact la distanțe cari stau în legătură în primul rând cu depărtarea dintre axele cutelor noi, iar între aceste puncte de răsturnare planul va aveà oscilații de natura acelora reprezentate în figura 78 Unul dintre aceste puncte de răsturnare este fără îndoeală regiunea dela Nord de Bistricioara, unde Cristalinul încalecă deasupra Flișului pe o lărgime de circa 2 km. Importanța încălecării este în legătură cu amplitudinea recutării.

Un fenomen analog pare a se observà și la marginea de Răsărit a Zonei Flișului, unde cute pliocene s'au suprapus peste cutarea miocenă. Fac această presupunere pentrucă fruntea Pânzei marginale prezintă în lungul ei, cel puțin după studiile existente până în prezent, regiuni de încălecare maximă separate între ele prin regiuni în cari fenomenul apare mai puțin pronunțat.

Considerațiunile relativ la tectonică, expuse și discutate în această ultimă parte a lucrării, conduc deci la concluzia că în Carpații orientali au avut loc cutări de stil altaic, cu deversare spre W, atât în Paleozoic cât și în Mesozoic. Ultimei cutări de acest stil, cutarea albiană, se datoresc formele tectonice ce se observă în Mesozoicul de pe Cristalin și în parte în Flișul din Zona internă.

Cutările terțiare, de stil alpin, din Palaeocen și Miocen au avut maximul de intensitate în Zona marginală și s'au propagat sub formă de cute alpine, deversate spre Est, până în Cristalin, remaniind în parte cutele altaice anterioare.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONCLUZIUNI

Rezumând faptele observate și considerațiunile teoretice expuse în lucrarea de față, se pot formulà următoarele concluziuni:

1. Considerând metamorfismul ca parte integrantă din ciclul fenomenelor geologice, suntem conduși să clasificăm elementele cari rezultă pe urma lui, în primul rând după zona de metamorfism în care ele s'au format.

2. In Cristalinul Carpaților orientali se pot distinge:

A) O serie metamorfozată, constituită în cea mai mare parte din produse formate în epizonă (calcare cristaline, cuarțite negre, filite negre, roce porfirogene, cloritoșisturi) și numai în foarte mică parte din elemente metamorfozate în mesozonă (amfibolite, șisturi biotitice).

B) Masive de intrusiune granodioritice, cu aureolă de contact constituită din micașisturi cu granați și cloritoșisturi cu biotit, și cu apofise de gnaisuri.

C) Filoane reprezentate prin cuarțporfire, camptonite și monchiquite, odinite, spessartite și vogesite, diabaze și diabazporfirite.

Cuarțporfirele sunt puse în loc probabil la sfârșitul Paleozoicului.

Rocele de tip pacific (Odinite, spesartite, vogesite, diabaze, diabaz porfirite) pot fi parte în legătură cu efusiunile de diabaze cari au avut loc la sfârșitul Triasicului, iar parte pot fi și mai vechi.

Rocele de tip altaic (Camptonite și monchiquite) țin foarte probabil de aceeaș fază de manifestări ignee ca și sienitele dela Ditrău, adică au fost puse în loc după Abian.

3. Mesozoicul este reprezentat prin două faciesuri:

A) Faciesul de pe Cristalin.

B) Faciesul de Fliș.

A) Mesozoicul de pe Cristalin, începând cu Triasul inferior, acopere în transgresiune șisturile cristaline și masivele de intrusiune și se descompune în trei faze de sedimentare:

a) O primă fază care începe cu conglomeratele breciforme dela baza Triasului și se termină cu calcarele roșii ale Liasului inferior.

b) O a doua fază are la bază conglomeratele cu cari începe Doggerul și se termină cu calcarele titonice.

c) A treia fază este reprezentată pe Cristalin prin transgresiunile depozitelor cretacice inferioare (Strate de Sinaia, Baremian, Apțian), transgresiuni

Institutul Geologic al României

cari invadează succesiv și pe întinderi variabile Zona cristalină, ca debordări spre W ale Geosinclinalului cretacic a cărui axă erà situată în regiunea ocupată de Zona internă.

Transgresiunile ulterioare (cenomaniană, senoniană și eocenă) pe urma cărora au rămas ca mărturii pe Cristalin numai petice mici de depozite, vin foarte probabil din Basinul interior carpatic. Cretacicul superior dela Beneș reprezintă restul unei astfel de transgresiuni.

La sfârșitul Triasului au avut loc erupțiuni de diabaze, iar după Apțian erupțiuni de lave foarte bazice din cari s'au format serpentinele.

B) In faciesul de Fliș, Mesozoicul este reprezentat numai prin Cretacic.

In Zona internă a Flișului, Cretacicul inferior formează o serie continuă începând cu Stratele de Sinaia și terminând cu Apțianul; Baremianul ca termen de trecere între Stratele de Sinaia și Apțian, apare ca un facies grezos-conglomeratic (Baremianul west-intern). In partea de Est a Zonei interne și în Zona marginală el apare numai în faciesul Stratelor de Audia, stând constant la baza Apțianului.

Senonianul ajunge în zona internă ca element de transgresiune și apare ca petice izolate (Stânișoara).

4. Inaintea transgresiunii mesozoice, șisturile Cristaline au fost prinse în cel puțin trei faze de orogeneză:

A) Prima cutare a avut loc după sedimentarea părții inferioare a lor. In timpul exondării care a urmat cutărilor, au erupt lave porfirice, lave din cari au provenit rocele porfirogene pe cari le găsim intercalate în șisturile cristaline.

B) A doua fază de orogeneză, în cursul căreia s'au desăvârșit probabil și fenomenele de metamorfism, a avut loc după depunerea părții superioare a șisturilor cristaline.

C) In fine o a treia fază de cutare a însoțit punerea în loc a maselor granodioritice și a lamelor de gnais cari apar ca apofize ale acestor masive. In timpul intrusiunii s'au format aureole de contact în șistruile cristaline dejà metamorfozate.

Toate aceste cutări au fost foarte probabil de stil altaic, adică deversate spre West.

5. Depozite permiene nu sunt cunoscute în Carpații orientali.

6. Transgresiunea mesozoică începe cu Werfenianul inferior.

7. In timpul Mesozoicului au avut loc cutări, sau numai exondări, în Liasul mediu și superior, la începutul Cretacicului și în Albian. Cutarea albiană este ultima cutare intensă care a agitat masa cristalină și în timpul ei s'au desăvârșit unitățile tectonice pe cari le putem distinge în Mesozoicul de pe Cristalin adică:

Solzul Hăghimașului mare.

Solzul median și

Institutul Geologic al României

Solzul Hăghimașului negru.

Cutările mesozoice par a fi păstrat tot stilul altaic.

8. In Terțiar au avut loc două cutări importante: una în Paleocen și alta la începutul Neogenului. In cutările acestea se observă clar o deplasare spre Est a zonei cu intensitate orogenică maximă.

Cutările terțiare sunt de stil alpin, adică deversate spre Est.

9. Ca rezultat al tuturor acestor mișcări apar astăzi, ca individualități tectonice, trei unități importante:

A. Cristalinul cu Mesozoicul de pe el, formând solzi aruncați spre W.

B. Zona depozitelor cretacice inferioare.

C. Zona marginală.

Aceste trei unități tectonice sunt încălecate dela W spre E una deasupra celeilalte.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pagina

INTRODUCERE 165
ISTORIC 169

PARTEA I-a

CRISTALINUL

CAP. I

A) Considerațiuni generale 180
B) Clasificare 183
Descrierea principalelor tipuri de roce cari apar în complexul șisturilor cristaline, relațiile dintre ele și răspândirea lor.

CAP. II

Șisturi cristaline formate sub acțiunea metamorfizmului regional:
A) Șisturi cristaline formate în zona superioară (epizonă) 188
1. Calcarele cristaline 189
2. Cuarțitele negre 192
3. Filitele negre 195
4. Cloritoșisturile cu calcit 198
5. Cloritoșisturile cu epidot 199
6. Cloritoșisturile cu cuarț 201
7. Roce porfirogene 203
a) Grupa albă 203
Hälleflinta 203
Roce porfirogene șistoase 207
Gnaisuri psamitice 209
b) Roce porfirogene cu biotit 214
c) Roce porfirogene cu clorit 215
B) Șisturi cristaline formate în zona medie de metamorfism (mesozonă). . . . 217
1. Amfibolitele șistoase (Mesoamfibolitele) 218
2. Șisturile biotitice 219
3. Calcarele cristaline 220
4. Mesocuarțite 220
Observațiuni asupra rocelor formate în zona mijlocie de metamorfism. . . 221

CAP. III

Masivele de intrusiune cu învelișul de contact și cu apofizele lor 222
A) Masivele de intrusiune 224

Institutul Geologic al României

B) Invelişul de contact 223
1. Migmatite 223
2. Micaşisturile cu granaţi 224
3. Cloritoşisturile cu biotit 225
4. Amfibolitele 226
C) Gnaisuri 239
1. Gnaisurile oculare roşii 239
2. Gnaisurile albe 242
Relaţiile între gnaisuri şi masivele de intrusiune 244

CAP. IV

Filoanele 245
A) Cuarţporfire 245
B) Lamprofire şi diabaze 248
1. Camptonite şi Monchiquite 251
Anexă la camptonite şi monchiquite 265
2. Roce din seria Vogesit-spessartit-odinit 270
3. Diabaze şi melafire 273
Concluziuni privitoare la diabaze şi melafire 277

CAP. V

Tectonica masei şisturilor cristaline din Carpaţii orientali 278
A) Observaţiuni generale 278
B) Cutarea şisturilor cristaline 281

PARTEA II-a

DEPOZITELE MESOZOICE DE PE CRISTALIN

CAP. VI

Observaţiuni generale şi clasificare 291

CAP. VII

Stratigrafia zonei mesozoice de pe Cristalin 293
A) Triasicul 293
1. Conglomeratele breciforme 294
2. Gresiile 294
3. Calcarele dolomitice 295
4. Roce efusive asociate cu Triasicul 299
a) Diabaz 299
b) Diabaz porfirit 302
c) Tuf diabaz porfiritic 304
d) Uralit diabaz 305
Privire generală asupra rocelor efusive triasice din împrejurimile Tulgheşului 306
Concluziuni asupra Triasicului 307
B) Jurasicul 308
1. Gresiile calcaroase (Bajocian) 309
2. Radiolaritele 311
3. Stratele cu *Aspidoceras acanthicum* 313

Institutul Geologic al României

4. Calcarele titonice 314
5. Pelit glanconitic 315
Observaţiuni generale asupra Jurasicului 316
C) Cretacicul 317
1. Apţianul 317
a) Marnele 317
b) Calcarele 318
c) Conglomeratele 321
d) Serpentine şi ophicalcite 322
2. Cretacicul superior 325

CAP. VIII

Concluziuni asupra stratigrafiei depozitelor mesozoice de pe Cristalin şi observaţiuni asupra tectonicei acestor depozite 331

PARTEA III-a

F L I Ş U L

CAP. IX

A) Consideraţiuni generale 334
B) Stratigrafia 335
1. Valanginian-Hauterivian 335
2. Baremianul 338
3. Apţianul 341

PARTEA IV-a

PRIVIRE GENERALĂ ASUPRA TECTONICII REGIUNII

CAP. X

A) Istoric 345
B) Cutările mesozoice 356
C) Cutările terţiare 359
CONCLUZIUNI 365

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

PLANŞA I
PLANCHE I

Fig. 1. **Cuarţite negre.** Muntele Bückhavas (Borsec) × 16 ori. Pag. 192.
Quartzites noirs. Mont Bückhavas (Borsec) × 16 fois. Pag. 389.

Fig. 2. **Filite negre.** Pârâul Corbului (Corbu) × 31 ori. Pag. 195.
Phyllites noires. Ruisseau Corbu (Corbu) × 31 fois. Pag. 391.

Fig. 3. **Cloritoşisturi cu calcit.** Pârâul Daprei (Prisecani) × 33 ori. Nicoli +. Pag. 198.
Chloritoschistes à calcite. Ruisseau Daprei (Prisecani) × 33 fois. Nicols +. Pag. 392.

Fig. 4. **Cloritoşisturi cu epidot.** Muntele Gherman (Bicaz) × 30 ori. Pag. 199.
Chloritoschistes à épidote. Mont Gherman (Bicaz) × 30 fois. Pag. 393.

Fig. 5. **Cloritoşisturi cu cuarţ.** Valea Bistricioarei (Corbul de sus) × 44 ori. Nicoli+. Pag. 201.
Chloritoschistes à quartz. Vallée de la Bistricioara (Corbul de sus) × 44 fois. Nicols+. Pag. 395.

Fig. 6. **Hälleflinta.** Valea Putnei (Tulgheş) × 16 ori. Nicoli+. Pag. 203.
Hälleflinta. Vallée de Putna (Tulghes) × 16 fois. Nicols+. Pag. 397.

Institutul Geologic al României

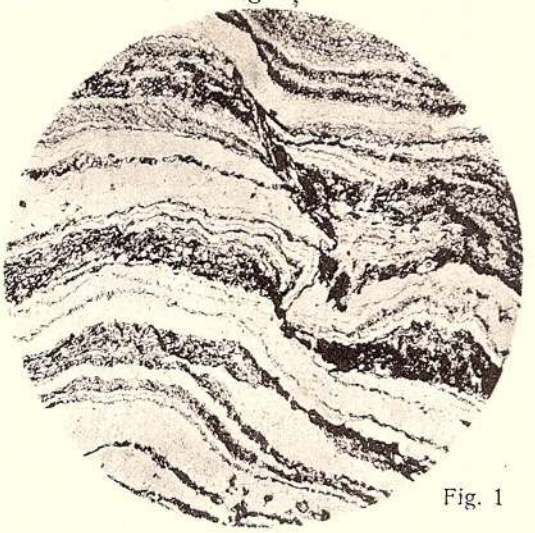


Fig. 1

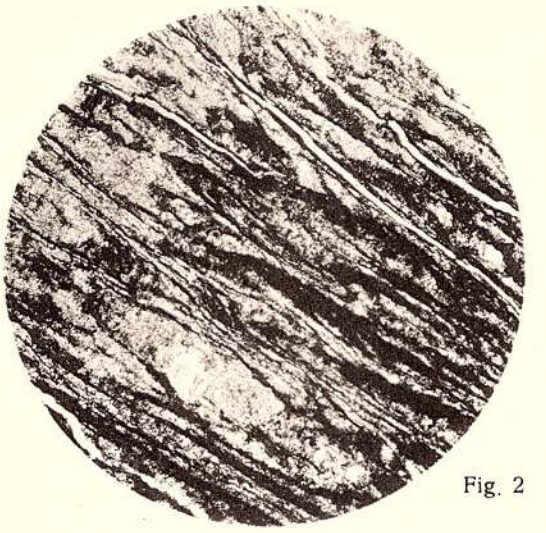


Fig. 2

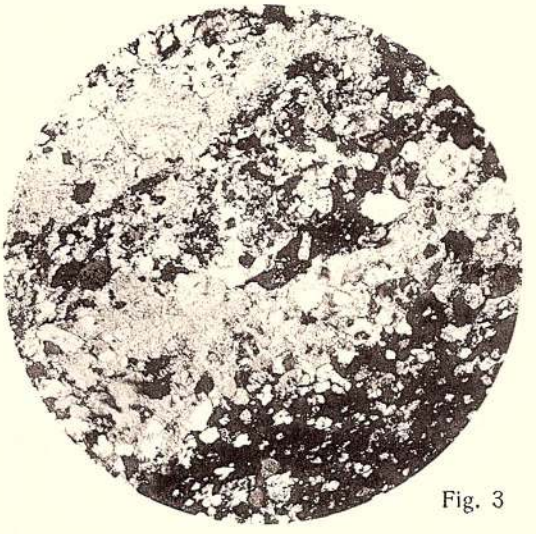


Fig. 3

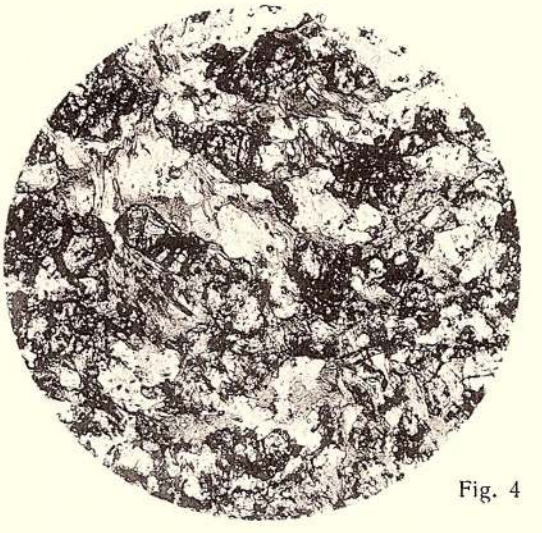


Fig. 4

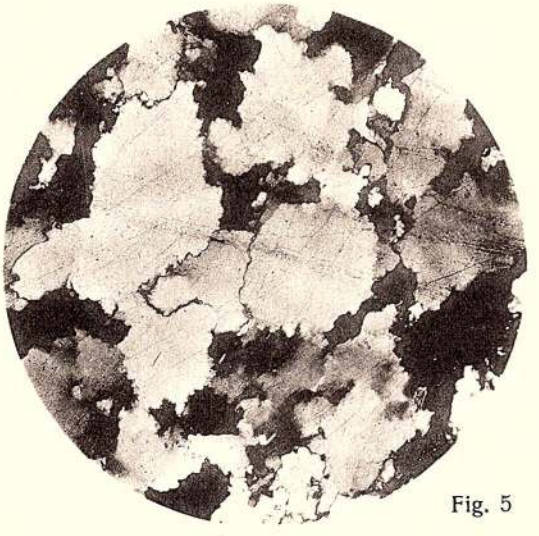


Fig. 5

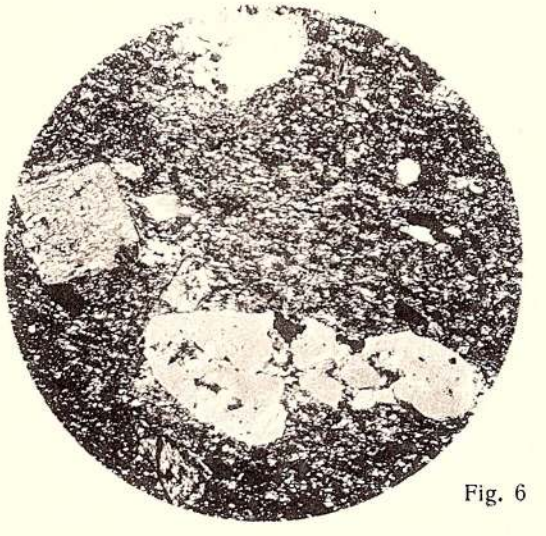


Fig. 6

Institutul Geologic al României

PLANȘA II
PLANCHE II

Fig. 1. **Rocă porfirogenă șistoasă.** Valea Putnei (Tulgheș) × 39 ori. Nicoli +. Pag. 207.
Roche porphyrogène schisteuse. Vallée de la Putna (Tulgheș) × 39 fois. Nicols +. Pag. 400.

Fig. 2. **Gnais psamitic.** Valea Putnei (Tulgheș) × 38 ori. Nicoli +. Pag. 209.
Gneiss psammitique. Vallée de la Putna (Tulgheș) × 38 fois. Nicols +. Pag. 400.

Fig. 3. **Mesoamfibolit.** Pârâul Noroiului (Valea Seacă) × 19 ori. Pag. 218.
Mesoamphibolit. Rouisseau Noroiul (Valea Seacă) × 19 fois. Pag. 406.

Fig. 4. **Șisturi biotitice.** Pârâul Noroiului (Valea Seacă) × 22 ori. Pag. 219.
Schistes à biotite. Ruisseau Noroiu (Valea Seacă) × 22 fois. Pag. 407.

Fig. 5. **Cloritoșisturi cu biotit.** Piatra Runcului (Tulgheș) × 40 ori. Pag. 227.
Chloritoschistes à biotite. Piatra Runcului (Tulgheș) × 40 fois. Pag. 413.

Fig. 6. **Amfibolit.** Obcina Balajului (Tulgheș) × 37 ori. Pag. 228.
Amphibolite. Obcina Balajului (Tulgheș) × 37 fois. Pag. 413.

Institutul Geologic al României

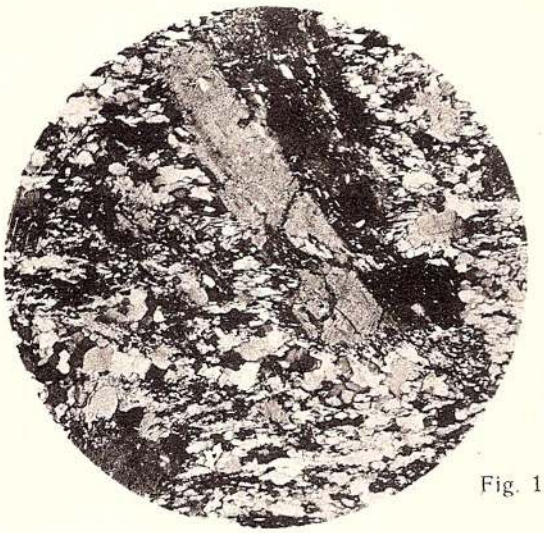


Fig. 1

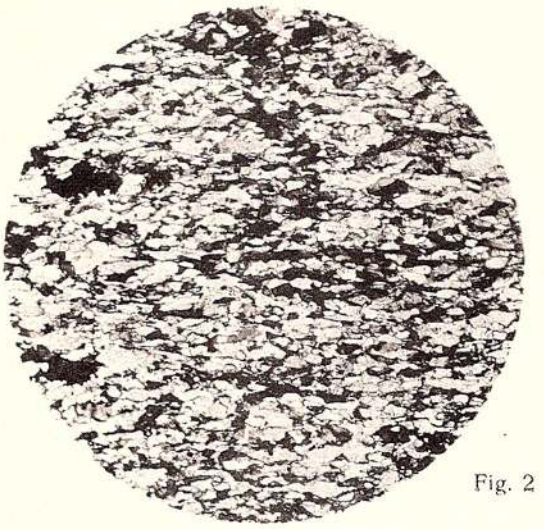


Fig. 2

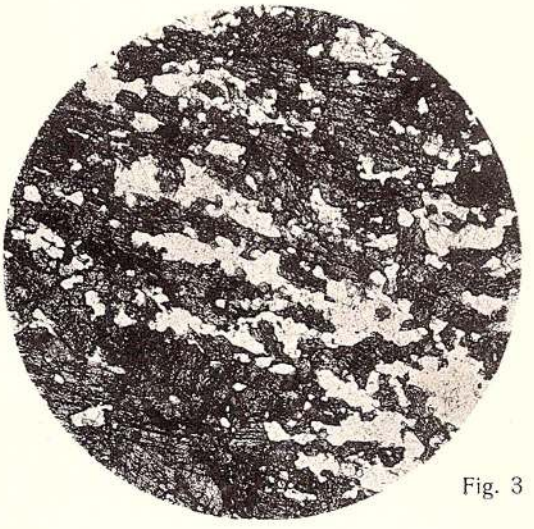


Fig. 3

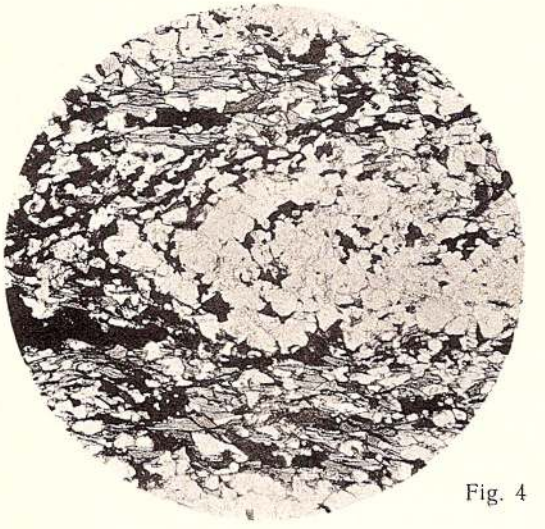


Fig. 4

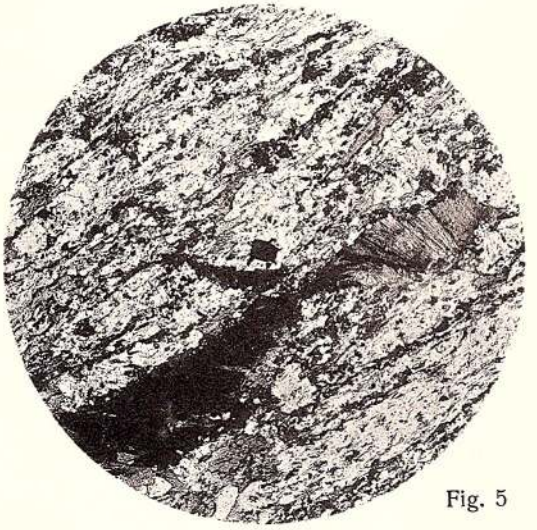


Fig. 5

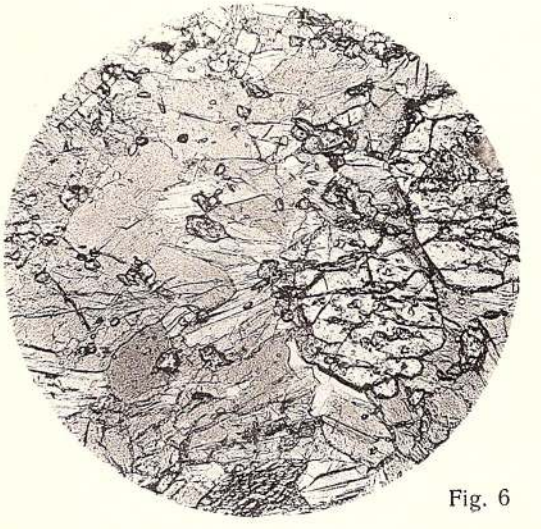


Fig. 6

Institutul Geologic al României

PLANȘA III
PLANCHE III

Fig. 1. **Cuarțporfir.** Pârâul Țibleș (Valea Seacă) × 35 ori. Nicoli +. Pag. 245.
Porphyre quartzifère. Ruisseau Țibleș (Valea Seacă) × 35 fois. Nicols +. Pag. 424.

Fig. 2. **Camptonit.** Cota 1454 (Piatra Roșie Românească) × 22 ori. Pag. 251.
Camptonite. Cote 1454 (Piatra Roșie Românească) × 22 fois. Pag. 427.

Fig. 3. **Monchiquit.** Pârâul Măghierușul (Tulgheș) × 17 ori. Pag. 254.
Monchiquite. Ruisseau Măghierușul (Tulgheș) × 17 fois. Pag. 429.

Fig. 4. **Monchiquit.** Pârâul Fügheș. (Tulgheș) 19 × ori. Pag. 256.
Monchiquite. Ruisseau Fügheș (Tulgheș) 19 × fois. Pag. 430.

Fig. 5. **Diabaz.** Piatra Runcului (Tulgheș) × 39 ori. Nicoli +. Pag. 299.
Diabase. Piatra Runcului (Tulgheș) × 39 fois. Nicols +. Pag. 467.

Fig. 6. **Diabazporfirit.** Muntele Hăghieș (Tulgheș) × 12 ori. Pag. 302.
Diabaseporphyrite. Mont Hăghieș (Tulgheș) × 12 fois. Pag. 469.

Institutul Geologic al României

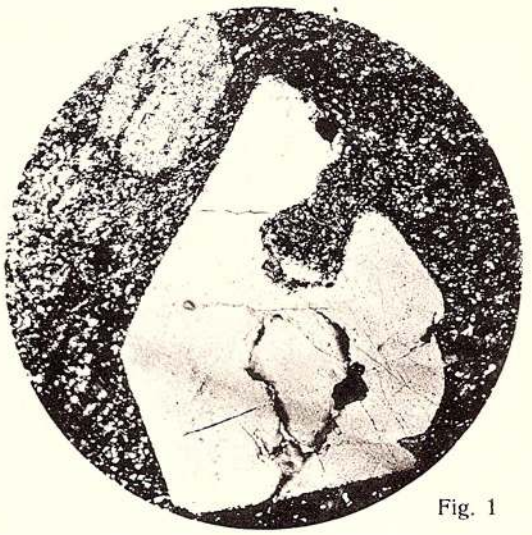


Fig. 1

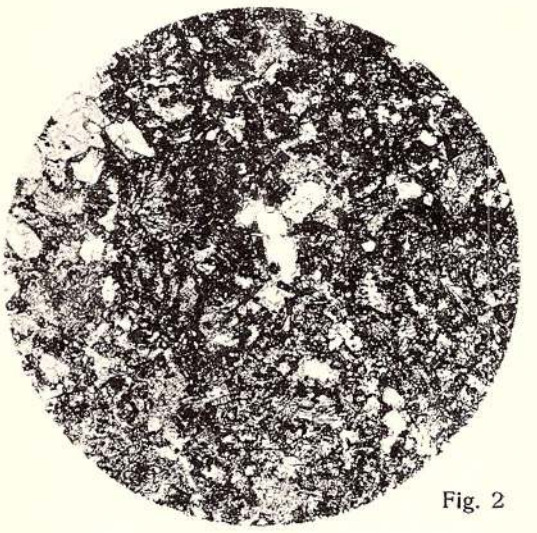


Fig. 2

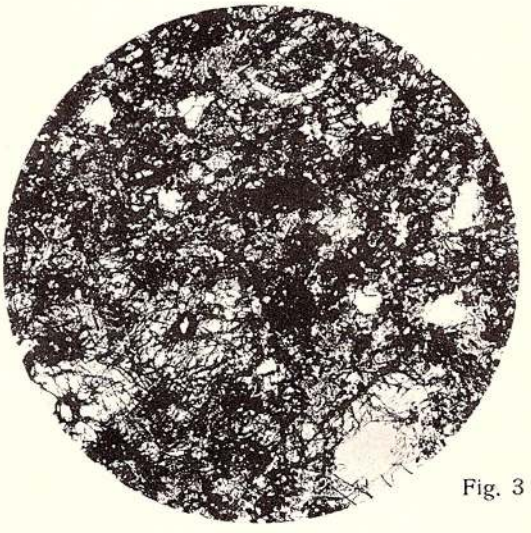


Fig. 3

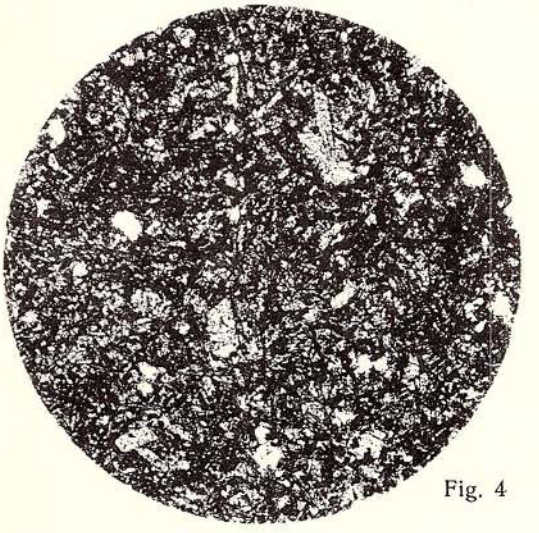


Fig. 4

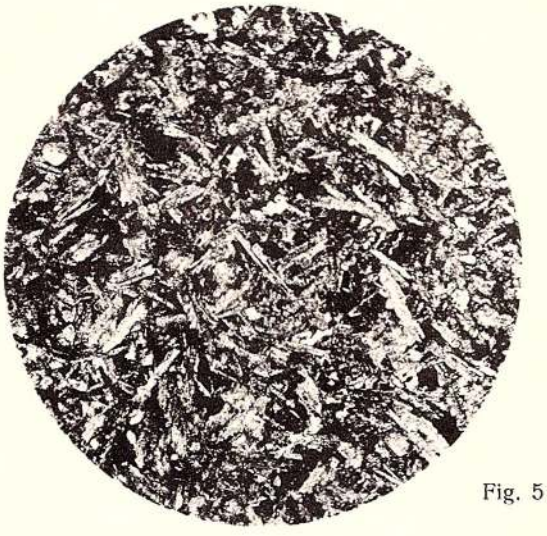


Fig. 5

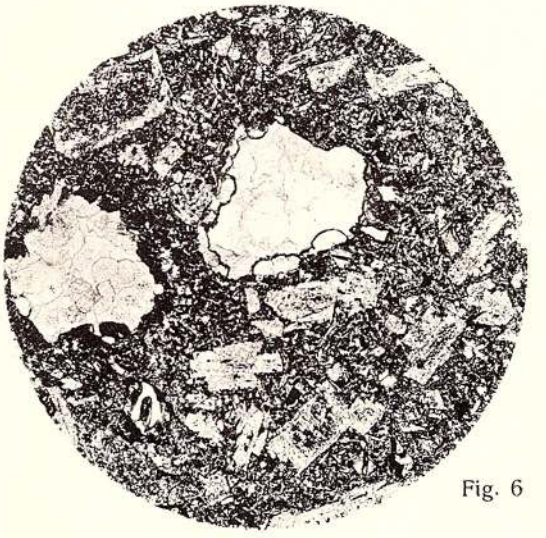


Fig. 6

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV
PLANCHE IV

Fig. 1. **Tuf diabazporfiritic.** Muntele Hăghieș (Tulgheș) × 10 ori. Pag. 304.
Tuf diabas-porphyritique. Mont Hăghieșul (Tulgheș) × 10 fois. Pag. 470.

Fig. 2. **Uralitdiabaz.** Piatra Runcului (Tulgheș) × 10 ori. Pag. 305.
Diabase à ouralite. Piatra Runcului (Tulgheș) × 10 fois. Pag. 471.

Fig. 3. **Oficalcit.** Valea Stânei (Bicaz) × 15 ori. Pag. 323.
Ophicalcite. Valea Stânei (Bicaz) × 15 ori. Pag. 481.

Institutul Geologic al României

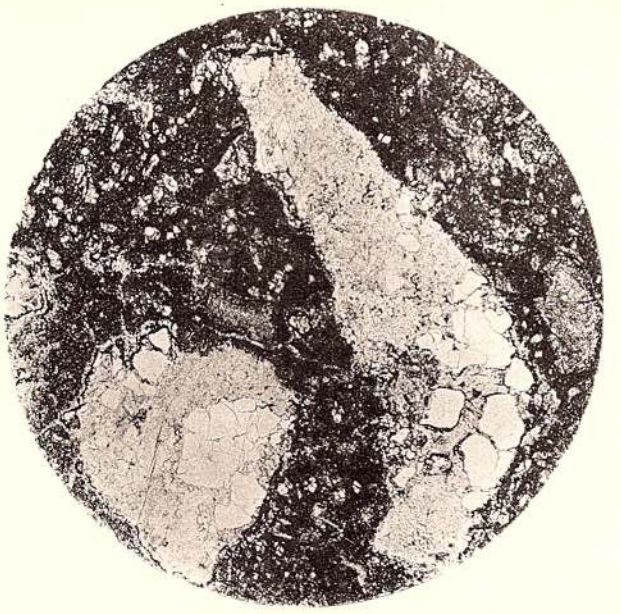


Fig. 1

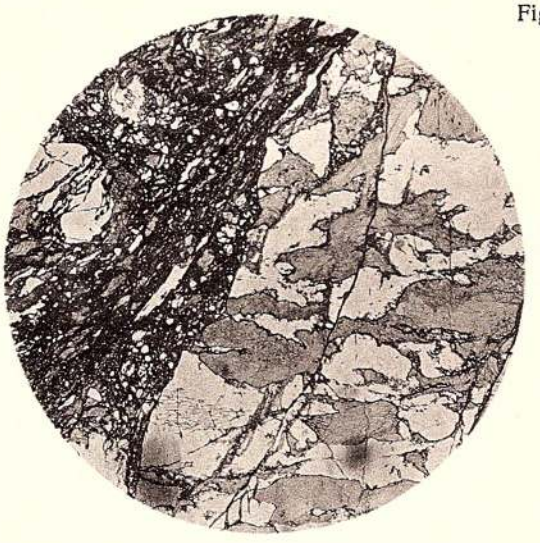


Fig. 2



Fig 3

Institutul Geologic al României



ION ATANASIU

PROFILE GEOLOGICE IN REGIUNEA TULGHEŞULUI

COUPES GÉOLOGIQUES DANS LES ENVIRONS DE TULGHEŞ (ROUMANIE)

LEGENDA
LÉGENDE

FLIŞUL
FLYSCH

CRETACIC INFERIOR / CRÉTACÉ INFÉRIEUR
- Gresii (Grès) — Aptian (Aptien)
- Marne (Marnes) — Aptian (Aptien)
- Conglomerate (Conglomérats) — Baremian (Barrémien)
- Şisturi (Schistes) — Baremian (Barrémien)
- Şisturi calc. (Schistes calc.) — Hauterivian (Hauterivien)
- Conglomerate (Conglomérats) — Hauterivian (Hauterivien)

Terase superioare (Terrasses supérieures)

Brecii (Brèches)

Linii de încălecare (Lignes de chevauchement)

MESOZOICUL
(pe cristalin)
MÉSOZOÏQUE
(sur le cristallin)

CRETACIC INF. (APTIAN) / CRÉTACÉ INFÉR. (APTIEN)
- Conglomerate (Conglomérats)
- Calcare (Calcaires)
- Marne (Marnes)
- Flişul brecifiat (Flysch bréchifié)
- Serpentine (Serpentines)

JURASIC / JURASSIQUE
- Strate cu Am. Acanthicus (Kimmeridgian) (Couches à Am. Acanthicus (Kimméridgien))
- Jaspuri, Radialorite (Oxfordian) (Radiolarites (Oxfordien))
- Gresii calcaroase vinete (Dogger) (Grès calcaires gris (Dogger))
- Calcare albe (Calcaires blancs)
- Roce eruptive (Diabase, Diabas-porfirite) (Roches éruptives (Diabases, Diabas-porphyrites))

TRIASIC INF. / TRIAS INF.
- Calcare dolomitice (Werfenian sup.) (Calcaires dolomitiques (Werfénien sup.))
- Gresii si conglomerate (Werfenian inf.) (Grès et conglomérats (Werfénien inf.))

ŞISTURI CRISTALINE
de tipul zonei superioare (Epizone Grubenmann)
SCHISTES CRISTALLINS
de la zone supérieure (Epizône Grubenmann)

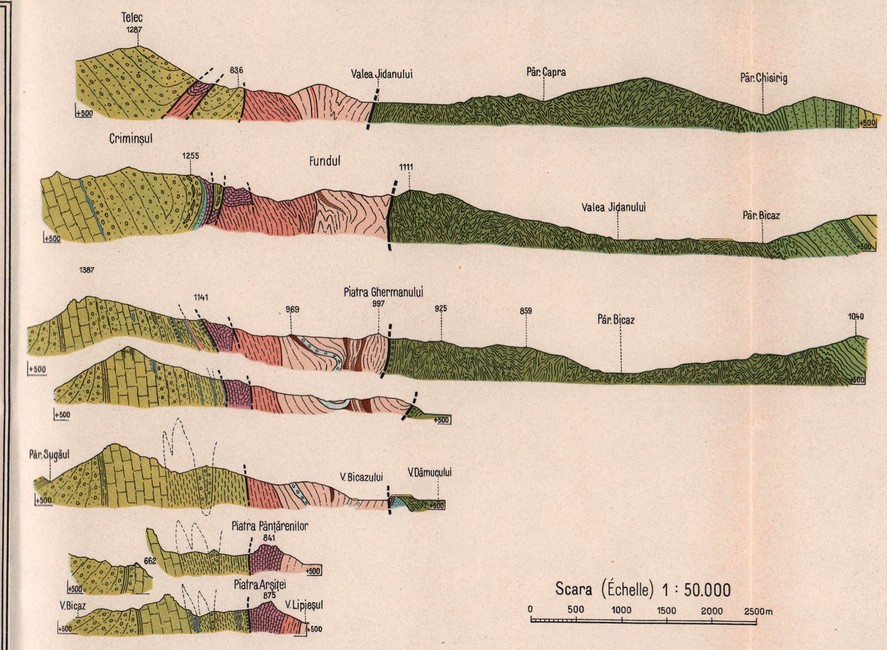
ROCE PORFIROGENE / ROCHES PORPHYROGÈNES
- Calcare cristaline (Calcaires cristallins)
- Cuarţite negre (Quartzites noirs)
- Hälleflinta, Gneisuri şi Şisturi sericitice (Hälleflinta, Gneiss et Schistes sériciteux)
- Roce porfirogene cu clorit (Pic. cu Paltin) (Roches porphyrogènes à chlorite)
- Roce porfirogene cu biotit (Făgeţelu) (Roches porphyrogènes à biotite)
- Cloritoşist cu cuarţ, Filite cenuşii grafit. Cloritoşist cu calcit (Chloritoschist. à quartz, Schistes graphit. Chloritoschist. à calcite)
- Roce filoniene (Camptonite, Diabase, etc.) (Roches filoniennes (Camptonites, Diabases, etc.))

de tipul zonei mijlocii (Mesozone Grubenmann)
de la zone moyenne (Mésozone Grubenmann)
- Amfibolite şistoase, Şisturi biotitice (Schistes amphiboliques, Schistes à biotite)
- Calcare cristaline (Calcaires cristallins)
- ? Mesocuarţit (? Mésoquartzite)

ROCI INTRUSIVE
cu invelişul de contact
ROCHES D'INTRUSION
et leurs auréoles de contact
- Micaşist cu grenaţi, Şisturi cu biotit (Micaschistes à grenats, Schistes à biotite)
- Roci masive (Granit, Diorit), Migmatite (Roches massives, (Granite, Diorite), Migmatites)

GNEISURI
GNEISS
- Gneis roşu (Măgura) (Gneiss rouges (Măgura))
- Gneis alb (Prisecani) (Gneiss blancs (Prisecani))

PORFIRE
- Porfire (Porphyres)



ATELIERELE GRAFICE „CULTURA NAŢIONALĂ" BUCUREŞTI.

Institutul Geologic al României

ION ATANASIU

HARTA GEOLOGICĂ A ÎMPREJURIMILOR TULGHEŞULUI

CARTE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DE TULGHEŞ (Roumanie)

1927

ANUARUL INSTITUTULUI GEOLOGIC, Vol. XIII.

LEGENDA
LÉGENDE

CUATERNAR
QUATERNAIRE

- Aluviuni noi — Alluvions modernes
- Conuri de dejecţie — Cônes de déjection
- Pornituri — Éboulements
- Terase inferioare — Terrasses inférieures
- +57 Terase superioare şi mijlocii — Terasses supérieures et moyennes

MESOZOICUL
(pe cristalin)
MÉSOZOÏQUE
(sur le cristallin)

Cretacic sup. — Crétacé sup.
- Gosau (Beneş)

Cretacic infer. (Aptian.) — Crétacé infér. (Aptien.)
- Conglomerate — Conglomérats
- Calcare — Calcaires
- Marne — Marnes
- S Serpentine — Serpentines
- O Oficalcite — Ophicalcites

FLIŞUL
FLYSCH

Cretacic inferior — Crétacé inférieur
- Şisturi — Schistes
- Gresii — Grès
- Conglomerate — Conglomérats
- Şisturi — Schistes
- Şisturi calc. — Schistes calc.
- Conglomerate — Conglomérats

Aptian — Aptien
Baremian — Barrémien
Hauterivien — Hauterivien

Jurasic — Jurassique
- Strate cu Am. Acantichus (Kimmeridgian) — Couches à Am. Acanthicus (Kimméridgien)
- Jaspuri, Radialorite (Oxfordian) — Radiolarites (Oxfordien)
- Gresii calcaroase vinete (Dogger) — Grès calcaires gris (Dogger)
- Calcare albe — Calcaires blancs
- R. eruptive (Diabase, Diabas-porfirite) — R. eruptives (Diabases, Diabas-porphyrites)

Triasic infer. — Triasique infér.
- Calcare dolomitice (Werfenian sup.) — Calcaires dolomitiques (Werfénien sup.)
- Gresii şi conglomerate (Werfenian inf.) — Grès et conglomérats (Werfénien inf.)

ŞISTURI CRISTALINE
de tipul zonei superioare (Epizone Grubenmann)
SCHISTES CRISTALLINS
de la zone supérieure (Épizone Grubenmann)

Roce porfirogene — Roches porphyrogènes
- Calcare cristaline — Calcaires cristallins
- Cuarţite negre — Quartzites noires
- Hälleflinta, Gneisuri şi Şisturi sericitice — Hälleflinta, Gneiss et Schistes séricitiux
- Roce porfirogene cu clorit (Pic. cu Paltin) — Roches porphyrogènes à chlorite
- Roce porfirogene cu biotit (Făgeţelu) — R. porphyrogènes à biotite
- Cloritoşişt. cu cuarţ, Filite cenuşii grafit. Cloritoşişt. cu calcit. — Chloritoschist. à quartz, Schistes graphit. Chloritoschist. à calcite
- q Roce filoniene (Camptonite, Diabase, etc.) q=cuarţ filonian — Roches filoniennes (Camptonites, Diabases, etc.) q=quartz filonien

de tipul zonei mijlocii (Mesozone Grubenmann)
de la zone moyenne (Mésozone Grubenmann)
- Amfibolite şistoase. Şisturi biotitice — Schistes amphiboliques
- Calcare cristaline — Calcaires cristallins
- ? Mesocuarţit — ? Mesoquartzite

ROCI INTRUSIVE
cu învelişul de contact
ROCHES D'INTRUSION
et leur auréoles de contact
- Roci masive (Granit, Diorit), Migmatite, Micaşist. cu grenaţi, Şisturi cu biotit — Roches massives, (Granite Diorite), Migmatites Micaschistes à grenats, Schistes à biotite
- a Amfibolite — Amphibolites

GNEISURI
GNEISS
- Gneis roşu (Măgura) — Gneiss rouges (Măgura)
- Gneis alb (Prisecani) — Gneiss blancs (Prisecanj)

PORFIRE
- Porfire — Porphyres

- Brecii — Brèches
- Linii de încălecare — Lignes de chévauchement
- g Izvoare carbonatate — Sources carbonatées
- gS Izvoare sulfuroase — Sources sulfureuses
- gCl Izvoare sărate — Sources salées

DESENAT. A. HAGIU

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

Scara (Échelle) 1:50.000

0m 500 1000 1500 2000 2500 3000 3500 4000m

CULTURA NAŢIONALĂ, BUCUREŞTI

Institutul Geologic al României

ÉTUDES GÉOLOGIQUES DANS LES ENVIRONS DE TULGHEŞ

(DISTRICT NEAMŢU)

PAR

ION S. ATANASIU

INTRODUCTION

Le village de Tulgheş est situé dans la partie Est de la Transylvanie, à quelques km. seulement de l'ancienne frontière moldave.

Le réseau hydrographique de la région est entièrement tributaire de la Bistriţa, les eaux étant réparties presque en même proportion entre les rivières Bistricioara et Bicaz.

Au point de vue géologique, Tulgheş se trouve dans la partie méridionale du noyau cristallin des Carpates orientales et près du bord Est de ce noyau.

A partir du Nord de la Moldavie jusqu'à Miercurea-Ciucului, c'est-à-dire sur une distance qui dépasse 120 km., le noyau cristallin est recouvert vers l'Est par la puissante masse de dépôts volcaniques néogènes qui constituent la chaîne des montagnes Călimani-Hârghita. Une série de dépressions, traversées par les eaux du Mureş et de l'Olt, séparent morphologiquement, le massif volcanique des Carpates cristallines. Le flanc Est du noyau cristallin, dont la largeur atteint 30 km. à Tulgheş, est bordé par une importante ligne tectonique au long de laquelle le Cristallin chevauche la Zone du Flysch. Au Sud de Tulgheş le bord Est du Cristallin supporte les depôts mésozoïques qui constituent les monts de Hăghimaş.

Les puissantes masses calcaires contenues dans ce massif marquent très nettement le bord Est du noyau cristallin.

Le massif montagneux qui sépare la Moldavie de la Transylvanie est donc constitué par une série de zones formant des unités géologiques distinctes.

Chacune de ces unités possède sa morphologie caractéristique; en les énumérant de l'Ouest à l'Est ce sont les suivantes:

1. Le massif éruptif, constitué par un alignement de cônes volcaniques gigantesques, dont les formes structurales, souvent admirablement conservées,

Institutul Geologic al României

forment le trait dominant de la morphologie. La grande perméabilité des dépôts volcaniques donne aux flancs déboisés des montagnes un aspect d'aridité qui persiste même dans les régions à précipitations plus abondantes.

2. Le Cristallin doit sa morphologie presque exclusivement à l'action érosive des eaux courantes. Les hauteurs dépassant 1200 m. présentent des formes plus ou moins arrondies, mûres, tandis que les vallées, avec leurs pentes accusées, avec leur rapides et leur gorges profondes, dénotent une érosion en pleine activité. Ce contraste entre la morphologie des hautes régions et celle des vallées pourrait être expliqué par une remise en activité de l'érosion causée, soit par l'abaissement du niveau de base du réseau hydrographique, soit, plus probablement, par le soulèvement en masse du Cristallin. La nouvelle phase d'érosion n'étant pas arrivée encore, dans sa marche régressive, jusque dans la région des hautes montagnes, celles-ci gardent encore des formes témoignant du premier cycle d'érosion.

L'imperméabilité du sous-sol cristallin assurant une réserve suffisante d'eau, les Carpates cristallines contrastent, par l'abondance de leur végétation, avec les masses éruptives, ainsi qu'avec la Zone du Flysch.

3. Le massif de Hăghimaş, constitué en majeure partie de calcaires et de conglomérats calcaires, avec ses formes déchiquetées et deboisées caractéristiques pour la morphologie carstienne, introduit une nouveauté de forme et de couleur parmi les croupes arrondies des Carpates.

4. La Zone du Flysch, moins homogène dans sa constitution pétrographique, est plus difficile à caractériser morphologiquement. En opposition avec la zone cristalline, où l'érosion a presque complétement effacé toute trace de formes tectoniques (à l'exception pourtant de quelques bassins d'effondrement) on trouve, assez souvent, dans la Zone du Flysch, des formes d'origine tectonique assez bien conservées. On peut mentionner comme exemple, la voûte anticlinale du Ceahlău et le front de la Nappe marginale.

J'ai commencé les études géologiques des environs de Tulgheş en 1920 avec l'intention de m'occuper spécialement de la stratigraphie et de la tectonique des massifs mésozoïques gisant sur le Cristallin. Ces massifs occupent seulement des surfaces de faible étendue, par rapport à l'extension des schistes cristallins au milieu desquels ils sont répandus. De ce fait, au cours de l'étude, j'ai été amené à parcourir continuellement la masse cristalline et j'ai vu tout de suite l'intérêt qu'il y aurait à faire une étude détaillée et systématique des schistes cristallins, d'autant plus qu'ils apparaissent souvent dans les plis et dans les écailles des dépôts calcaires mésozoïques. C'est surtout ce dernier motif qui m'a decidé d'aborder aussi leur étude.

Une fois l'étude du Cristallin commencée, j'ai poussé le levé géologique jusqu'à son bord Est, c'est à dire jusqu'à la ligne de contact avec le Flysch car de l'étude de cette ligne de contact sont liés quelques uns des problèmes

Institutul Geologic al României

tectoniques les plus importants des Carpates orientales. J'ai étudié seulement la partie la plus interne de la Zone du Flysch. (Couches de Sinaïa); car cette partie seule entre directement en relations tectoniques avec la masse cristalline.

Avec cette extension, l'étude géologique des environs de Tulgheș embrasse trois groupes distincts de formations qui seront traitées chacune dans un chapitre de ce travail, dans l'ordre suivant:

1. Les formations cristallophylliennes et endogènes qui constituent la masse cristalline.

2. Les formations sédimentaires, développées surtout dans des faciès calcaires, qui constituent les massifs mésozoïques gisant sur le Cristallin.

3. Les formations sédimentaires développées sous le faciès de Flysch.

Un dernier chapitre sera consacré à la tectonique et à l'histoire géologique de la région.

Les neuf années d'études que j'ai consacrées en partie à ce travail ont été employées surtout à réunir un riche bagage de faits d'observation, enregistrés d'une manière critique et objective, sur lequel puisse s'appuyer en pleine confiance tout essai de synthèse.

Sur la carte, dans les coupes et les dessins qui accompagnent le texte j'ai essayé de reproduire les faits d'observation avec toute l'exactitude possible. Malgré ce soin, la carte surtout est loin de donner une image parfaite de la réalité, car l'étude géologique est génée par les forêts immenses qui couvrent, presque en entier, la région étudiée.

Dans l'interprétation et dans la synthèse des faits observés, j'ai cherché toujours l'explication qui, étant la plus simple, embrasse en même temps le plus grand nombre de faits. Les conclusions générales auxquelles je suis ainsi arrivé permettent la coordination et l'explication du grand nombre de faits constatés dans la région de Tulgheș. Il est possible que ces conclusions soient également valables pour tout l'ensemble des Carpates orientales; mais cette affirmation doit être avancée sous toutes réserves, en attendant sa confirmation par des études faites dans les autres régions de cette chaîne de montagnes.

Je ne saurai terminer cette introduction sans remercier tous ceux qui ont contribué et m'ont aidé à mener à bonne fin le présent travail.

M. le Professeur M. Reinhard de l'Université de Basel, où j'ai étudié durant le semestre d'hiver de l'année 1925—1926 la plus grande partie du matériel concernant les schistes cristallins, m'a prodigué les conseils sans lesquels je n'aurais pas su résoudre beaucoup des questions relatives à un domaine sortant de mes préoccupations habituelles. Qu'il me soit permis d'exprimer ici à M. Reinhard mes remerciements les plus reconnaissants.

Je remercie chaleureusement M. le Professeur P. Arbenz, de l'Université de Berne, pour la bienveillance et l'amabilité avec lesquelles il m'a aidé à

Institutul Geologic al României

m'initier à la stratigraphie et à la tectonique des nappes helvétiques, dans le laboratoire, ainsi que dans l'excursion de Engelberg à Meiringhen.

M. le Professeur A. BUXTORF, de l'Université de Basel, m'a permis de déterminer dans son laboratoire la faune triasique du mont de Beneș. Je le remercie pour les précieuses indications qu'il m'a fournies pour la détermination des formes ainsi que pour la recherche de la littérature indispensable.

M. le Professeur L. MRAZEC, directeur de l'Institut Géologique de Roumanie, m'a fait profiter des idées nouvelles et fructueuses qu'il m'a souvent prodiguées, avec la générosité qui le caractérise. Je remercie aussi avec reconnaissance M. MRAZEC pour tous les moyens exceptionnels qu'il a mis à ma disposition pour les travaux sur le terrain, autant que pour mon séjour à l'étranger.

Ce travail a été effectué sous la direction de mon père, le Professeur SAVA ATHANASIU dont la vaste expérience et la profonde connaissance des Carpates moldaves ont été pour moi d'un secours constant et indispensable au cours du travail. Ces quelques lignes de remerciements sont un bien faible témoignage de toute l'affectuese reconnaissance que je lui dois.

Je suis bien reconnaissant à M. G. MACOVEI Professeur à l'École Polytechnique de Bucarest, pour la sévère discipline de travail à laquelle il a su m'habituer lors de mes premières études sur terrain, dans la zone duFlysch de la vallée de la Bistrița.

Je remercie également tous mes collègues de l'Institut Géologique avec lesquels j'ai partagé durant une dizaine d'années tous les plaisirs et toutes les difficultés de l'étude. C'est ensemble que nous avons réussi à faire de notre science un bien qui procède de nous tous et qui nous appartient en commun.

Institutul Geologic al României

PREMIÈRE PARTIE

LE CRISTALLIN

CHAPITRE I

A) CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Il est aujourd'hui bien établi que les schistes cristallins sont un complexe hétérogène constitué par des roches qui diffèrent tant par leur origine que par leur âge et qui ont reçu des caractères communs qui permettent de les associer, au cours d'un même accident géologique: le Métamorphisme.

Tous les faciès pétrographiques des roches exogènes, appartenant à un même système ou à des systèmes différents peuvent être rencontrés sous forme de schistes cristallins. Il en est de même de tout l'ensemble des roches endogènes: les massifs d'intrusions avec leurs filons et leurs auréoles de contact, les masses effusives avec leurs tufs. En définitive, toute roche endogène ou exogène peut donner un correspondant métamorphisé dans le complexe des schistes cristallins.

En général, on désigne sous le nom de schistes cristallins des roches, habituellement schisteuses, ayant une composition minéralogique et une structure caractéristique que l'on ne rencontre ni dans les roches sédimentaires ni dans les roches éruptives.

Si l'on considère seulement le métamorphisme régional, la notion de schiste cristallin est liée au complexe, car les schistes cristallins étant un produit du métamorphisme régional, ils ne peuvent pas apparaître localement, comme apparaît par exemple un calcaire parmi d'autres depôts sédimentaires ou une ségrégation dans un massif éruptif.

Les schistes cristallins apparaissent seulement dans des massifs d'étendue régionale. Dans le complexe de schistes cristallins qui constituent ces massifs, quelques termes peuvent garder, grâce à leur composition chimique initiale, leur caractère originaire de roche exogène ou endogène, par exemple les quartzites, les calcaires, les quartz filoniens; mais cette particularité ne modifie pas leur classification dans l'ensemble des schistes cristallins où ils se trouvent.

Institutul Geologic al României

Leur apparition est, en effet, accidentelle et leur séparation du reste du complexe, rien que pour les motifs mentionnés, n'est pas justifiée.

Le métamorphisme régional s'accomplit dans les aires géosynclinales. Il faut admettre que les fonds de ces aires peuvent arriver, en certains cas, à des conditions de température et de pression pour lesquelles les components minéraux des roches qui s'y trouvent ne sont plus stables.

Le processus du métamorphisme consiste dans le groupement des éléments en de nouvelles formes minérales stables pour les conditions physico-chimiques qui règnent en profondeur.

Le fait que les schistes cristallins gardent leur caractère, même après avoir été amenés à la surface, montre que les produits du métamorphisme possèdent une certaine inertie chimique. Si cette inertie n'existait pas, l'élévation des schistes cristallins à la surface devrait être accompagnée d'une la transformation inverse des schistes en leur forme initiale et la notion de schiste cristallin ne nous serait pas connue.

Les conditions physico-chimiques qui produisent le métamorphisme étant variables dans l'étendue du domaine ou ce phénomène se produit, il est évident que, outre les variétés de schistes cristallins, résultant de la diversité initiale des roches qui seront transformées, les conditions variables dans lesquelles se produit le métamorphisme peuvent produire, à partir du même matériel initial, des schistes cristallins différents, selon les conditions de pression et de température dans lesquelles le phénomène a eu lieu.

Ainsi les schistes cristallins peuvent former une série continue de produits s'échelonnant entre les termes les moins métamorphisés et ceux qui sont le plus profondément transformés. Dans cette série, on fait habituellement deux ou trois sections à l'intérieur desquelles les produits métamorphiques gardent assez de caractères communs pour pouvoir être associés.

GRUBENMANN sépare ainsi trois zones:

1. La zone supérieure (Épizone).
2. La zone moyenne (Mésozone).
3. La zone inférieure (Katazone).

Si l'on admet que, dans les aires géosynclinales, la transformation des dépôts peut aller, dans certains cas, jusqu'à leur fusion complète, il faut introduire dans la série métamorphique un point de discontinuité. Ce point coïnciderait avec la fusion complète des dépôts.

Quand le fond d'une aire géosynclinale est arrivé à la fusion, il est très probable que, dans le phénomène de métamorphisme, cette masse fondue peut fonctionner de la même manière qu'une masse intrusive, et on peut se demander si, sous cette forme fondue, elle ne peut produire des phénomènes de métamorphisme comparables à ceux que produit un magma fondu

Institutul Geologic al României

quelconque, qui aurait pénétré accidentellement dans le complexe des schistes cristallins déjà formés.

Dans ce cas nous aurons au dessus, ou tout autour de cette masse fondue, une zone constituée par des minéraux et des associations de minéraux comparables à ceux qu'on rencontre dans la zone de contract des massifs intrusifs. Cette zone serait sensiblement analogue à la zone moyenne de GRUBENMANN.

Dans un système de schistes cristallins, formés sous l'action du métamorphisme régional, il est très difficile de distinguer une succession normale de zones produites par le métamorphisme d'une intrusion avec sa zone de contact, car les masses intrusives étrangères peuvent acquérir, elles aussi, les caractères des gneiss, comme il arrive par exemple dans le cas où leur mise en place se fait au cours du plissement de l'aire géosynclinale.

On ne peut parler avec certitude d'une zone moyenne, résultant d'une manière certaine du métamorphisme régional, que dans les cas où l'on trouve associés, loin des massifs ayant l'apparence d'intrusions, des éléments tels que les micaschistes, les amphibolites schisteuses, etc., qui ne peuvent pas appartenir à la zone supérieure.

Dans la région de Tulgheș, les éléments caractéristiques du métamorphisme régional, qui peuvent donc être attribués incontestablement à ce phénomène, sont les éléments de la zone supérieure: chloritoschistes à quartz, calcite ou épidote, roches porphyrogènes (Hälleflinta), phyllites noires, quartzites noirs et calcaires cristallins.

J'ai considéré, dans la région de Tulgheș, comme étant des massifs intrusifs avec leur auréole de contact, les roches plus ou moins massives, le plus souvent des granites et des diorites, qui, avec les roches rubanées (Migmatites), et avec une couverture, assez développée de schistes à biotite et de micaschistes à grenats, forment des masses bien individualisées dans le complexe des schistes cristallins de la zone supérieure.

J'exposerai plus loin les motifs qui m'ont conduit à cette solution et pourquoi on ne peut pas considérer ces roches comme des produits d'un métamorphisme des zones plus profondes (Méso et Katazone).

En accord avec ces considérations, j'ai séparé, dans la région de Tulgheș, en les attribuant avec probabilité à la zone moyenne, seulement les amphibolites, les schistes à biotite et les calcaires cristallins de Pârâul Noroiului, car ils paraissent indépendants de tout massif intrusif et sont intercalés parmi des schistes cristallins appartenant à la zone supérieure.

Le métamorphisme régional, considéré comme un phénomène qui s'accomplit dans les aires géosynclinales, apparaît comme faisant partie intégrante du cycle des phénomènes géologiques.

Dans l'évolution d'un géosynclinal on pourrait distinguer deux phases:

a) Une phase descendante qui coïncide, dans le cycle des phénomènes géologiques, avec la phase de sédimentation et

Institutul Geologic al României

b) Une phase ascendante qui, dans le même cycle, représente la phase d'orogenèse.

Le métamorphisme régional commence, dans l'aire synclinale, au cours de la phase descendante, et atteint probablement son apogée au cours de la phase ascendante, alors que les depôts du géosynclinal se trouvent encore dans la zone du métamorphisme.

Il doit transformer en premier lieu les parties les plus profondes, c'est-à-dire la zone axiale du géosynclinal.

De ces considérations il résulte que, dans le complexe des schistes cristallins résultant du métamorphisme régional, on a des chances à trouver métamorphisés surtout les dépôts de mer profonde, c'est-à-dire des roches pélitiques.

En tenant compte de la loi de HAUG [1]) qui établit qu'aux périodes de sédimentation dans les aires géosynclinales correspondent des périodes de régression sur les aires continentales, on doit s'attendre à trouver parmi les schistes cristallins, régionalement métamorphisés, surtout les dépôts des périodes non représentées ou régressives sur les aires continentales.

Il faut admettre enfin que, dans toutes les zones géosynclinales plissées, on doit trouver, sous la couverture des dépôts non transformés, les schistes cristallins correspondant aux trois zones de métamorphisme.

Dans les cas où les schistes cristallins n'apparaissent pas à la surface, ceci résulte du fait que l'amplitude des plissements reste au-dessous du niveau de la mer et qu'ils ne sont plus observables.

Si l'on considère seulement les dépôts qui apparaissent à la surface, dans la phase de plissement, on peut distinguer des plissements dans lesquels les dépôts se forment et sont plissés sans arriver dans la zone de métamorphisme.

Ces dépôts parcourent un cycle qu'on peut appeler cycle superficiel. D'autres dépôts atteignent la zone de métamorphisme et apparaissent à la surface, dans les plis, sous forme de schistes cristallins. Le cycle parcouru par ces dépôts peut être appelé cycle profond.

Les dépôts parcourant le cycle profond peuvent arriver dans des zones profondes ou le métamorphisme est très avancé; mais ils peuvent aussi atteindre seulement la zone de métamorphisme. Par suite de ce fait, on pourrait distinguer aussi dans les cycles profonds des cycles plus superficiels et d'autres plus profonds.

Si l'on reste dans le cadre de la classification de GRUBENMANN et qu'on considère les zones dans lesquelles les dépôts ont été métamorphisés, on peut dénommer ces cycles comme suit:

---

[1]) Les phénomènes géologiques, pag. 505, Paris, 1907.

Institutul Geologic al României

Épicycle, dans le cas ou les dépôts sont métamorphisés dans la zone supérieure.

Mésocycle, dans le cas ou les dépôts sont métamorphisés dans la zone moyenne et

Katacycle pour les dépôts qui arrivent dans la zone profonde.

En résumant ces considérations générales, on peut dire que, dans le massif cristallin des Carpates orientales, massif de schistes cristallins formés par métamorphisme régional, on peut trouver des dépôts sédimentaires différant comme faciès pétrographiques, métamorphisés dans des zones différentes de métamorphisme, et éventuellement pénétrés par des intrusions de massifs étrangers au phénomène même du métamorphisme régional. Ces derniers massifs peuvent présenter des auréoles de contact.

B) CLASSIFICATION

La classification du matériel qui constitue l'écorce terrestre est basée sur le principe génétique. Les éléments essentiels dont il faut tenir compte dans cette classification génétique sont: l'âge des roches, le mode de formation des roches (l'origine) et le lieu où elles se sont formées (le faciès). On appelle roches de même origine les roches formées sous l'action du même phénomène géologique et la diversité des phénomènes géologiques nous offre le premier critérium de classification.

Les variations qu'un certain phénomène géologique lithogénique peut subir dans l'espace et dans le temps, nous donnent les éléments d'après lesquels on établit les subdivisions de deuxième ordre (le faciès) et de troisième ordre (l'âge).

Les divisions de premier ordre, qui sont fondées sur les phénomènes géologiques, distinguent des groupes de roches profondément différentes par leur origine.

On peut distinguer ainsi:

1. Des produits de sédimentation provoqués par les phénomènes géologiques externes: Roches exogènes.

2. Des produits de consolidation des masses fondues provenant de l'intérieur du globe: Roches endogènes ou magmatiques.

L'accord sur ces deux groupes est bien établi et leur séparation, admise dans la classification des roches, est poursuivie aussi dans les levés géologiques.

Les roches métamorphiques sont séparées comme groupe distinct en pétrographie.

Institutul Geologic al României

Mais ce groupe est polygénétique, car il comprend les produits du métamorphisme de contact, ceux du métamorphisme dynamique et ceux du métamorphisme régional.

Le groupe dont il s'agit ne présente pas la même homogénéité génétique que les deux autres groupes cités plus haut: il s'ensuit que son introduction comme unité distincte sur les cartes géologiques présente souvent de réelles difficultés.

Si on laisse de côté les produits du métamorphisme de contact et ceux du dynamo-métamorphisme, et qu'on on prend en considération seulement le métamorphisme régional, on peut se demander si ce phénomène ne présente pas, dans le cycle géologique, la même importance que les phénomènes exogènes et endogènes.

Dans les conceptions modernes, le métamorphisme régional est indissolublement lié aux aires géosynclinales, car ces aires sont des zones d'orogenèse, et il constitue une partie intégrante du cycle des phénomènes géologiques. Le métamorphisme régional est un facteur qui agit dans la zone intermédiaire comprise entre le domaine d'activité plutonique et celui de sédimentation; les roches formées sous l'action de ce facteur sont assez bien caractérisées auprès de deux autres groupes.

Vu que, dans les aires géosynclinales, il peut exister une continuité entre les roches endogènes et les roches exogènes, il nous paraît illogique de couper la série en deux parties seulement et d'essayer à répartir les roches cristallines entre ces deux parties; ceci d'autant plus que la répartition des roches cristallines aux parties mentionnées est le plus souvent arbitraire.

Puisque le métamorphisme régional est un phénomène géologique de la même importance que la sédimentation et les manifestations ignées, il est plus indiqué de sectionner cette série en trois parties, en considérant les schistes cristallins produits par le métamorphisme régional comme groupe de même importance que les groupes des roches endogènes et exogènes. Pour garder une nomenclature uniforme, les roches cristallines devraient être dénommées m é s o g è n e s, c'est à dire formées dans une région intermédiaire entre les régions dans lesquelles se forment les roches endogènes et exogènes.

Les divisions de deuxième ordre sont fondées sur la variation que le même phénomène lithologique éprouve dans l'espace.

Pour les roches exogènes, la variation dans l'espace des phénomènes de sédimentation introduit la notion de f a c i è s d e s d é p ô t s.

Pour les roches endogènes, la variation dans l'espace des phénomènes ignés (pyrogénétiques) introduit les notions de v u l c a n i t e s (roches effusives) et p l u t o n i t e s (roches intrusives).

Pour les roches mésogènes, la variation dans l'espace du phénomène de métamorphisme introduit la notion des z o n e s d e m é t a m o r p h i s m e (Épizone, Mésozone et Katazone).

Institutul Geologic al României

Il s'ensuit qu'après avoir isolé les schistes cristallins des roches sédimentaires et éruptives, il faut les subdiviser en premier lieu d'après la zone de métamorphisme dans laquelle elles se sont formées.

On a insisté sur le fait qu'il faut établir en première ligne, dans l'étude des schistes cristallins, si le produit métamorphisé a été primitivement une roche éruptive ou une roche sédimentaire. Cette étude est sans doute intéressante; mais, si l'on admet que le métamorphisme régional est un phénomène géologique de la même importance que la sédimentation et les manifestations ignées, il en résulte que la recherche de l'origine primitive d'un schiste cristallin est une étude comparable à celle qui consiste à établir l'origine du matériel constituant les roches sédimentaires.

Cette recherche est parfois possible pour les roches sédimentaires (comme par exemple pour les conglomérats), autant que pour les schistes cristallins (exemple: certains schistes cristallins de l'épizone: calcaires, quartzites, etc.). Dans d'autres cas, cette recherche n'est pas possible. En tout cas, dans l'étude des roches sédimentaires, même quand il sera possible de préciser l'origine du matériel constitutif, comme on peut le faire pour les conglomérats, nous nous occuperons, en premier lieu, du conglomérat comme roche sédimentaire et ensuite seulement de l'origine des éléments qui le constituent.

Une fois cette dernière étude achevée, qui nous conduira souvent à des conclusions intéressantes, nous n'essayerons jamais de grouper les conglomérats d'après l'origine du matériel constitutif.

De même, dans l'étude des schistes cristallins, il n'est pas indiqué au point de vue théorique d'essayer leur classification d'après l'origine du matériel primitif.

Tout comme pour les roches sédimentaires, qui sont formées par n'importe quel matériel, à condition qu'il soit soumis aux phénomènes lithologiques, les roches cristallines peuvent être formées par tout matériel qui arrive dans l'aire de métamorphisme.

La sédimentation donne, avec le matériel détritique, des roches différant d'après les zones de sédimentation, tandis que le métamorphisme transforme différemment les roches d'après les zones de métamorphisme.

Dans les massifs cristallins on peut trouver des produits dus au moins à deux phénomènes distincts: des produits du métamorphisme et des produits des intrusions; pour rester en accord avec la méthode généralement utilisée même dans les régions où les sédiments n'ont pas subi de métamorphisme régional, mais se trouvent transformées par les massifs intrusifs, il faudrait chercher, en premier lieu, la séparation des matériaux provenant de ces deux phénomènes différents.

Cette séparation s'impose au point de vue théorique, et nous allons discuter maintenant si elle est possible en pratique. En d'autres termes, on

Institutul Geologic al României

se demande si un massif intrusif avec son auréole de contact peut être séparé sans ambiguïté des schistes cristallins entre lesquels il a pénétré.

Parfois, cette séparation est facile; pour ne citer qu'un cas, je rappellerai le massif syénitique de Ditrău. Ce massif est une intrusion récente, bien caractérisée au point de vue de la composition chimique du magma et qui, après sa mise en place, n'a pas été soumise aux plissements.

Nous avons remarqué plus haut que, si une intrusion se produit au cours du plissement de l'aire géosynclinale soumise au métamorphisme, les minéraux des roches qui constituent cette intrusion peuvent acquérir une certaine orientation provoquée par la pression; cette orientation peut leur donner le caractère des gneiss, en les rapprochant ainsi sensiblement des produits du métamorphisme de la zone inférieure.

Le même phénomène pourrait se produire sur une plus petite échelle avec les massifs d'intrusion mis en place après le plissement du géosynclinal métamorphisé; mais soumis ensuite, en même temps que les schistes cristallins, à une nouvelle phase de plissement. Il existe donc des cas où la séparation des massifs intrusifs est difficile ou même impossible; car on ne peut affirmer en toute certitude si ce qu'on est incliné à prendre comme massif d'intrusion n'est pas une partie des schistes cristallins métamorphisés dans la zone profonde (Katazone).

Tant que ce doute subsiste pour le massif d'intrusion, il subsiste aussi pour les roches cristallines du type moyen, ressemblant dans leur composition pétrographique aux roches qui constituent une auréole de contact. Ces roches cristallines doivent accompagner soit la zone profonde, comme schistes cristallins de zone moyenne, soit le massif d'intrusion comme auréole de contact.

On voit donc qu'une confusion est possible entre la zone profonde des schistes cristallins et les massifs d'intrusion; d'autre part, les schistes cristallins du deuxième groupe (de la zone moyenne) sont dans les deux cas génétiquement reliés aux roches de plus grande cristallinité, soit qu'elles représentent les massifs d'intrusion, soit qu'elles représentent la zone profonde elle-même. Comme suite à cette confusion possible, on doit commencer par séparer en première ligne les schistes cristallins de la zone supérieure. Cette séparation permet d'isoler des éléments qui représentent incontestablement des produits du métamorphisme régional.

Ce qui reste en dehors du groupe ainsi séparé peut contenir soit des massifs d'intrusion avec leur auréole de contact et en même temps des termes de la zone moyenne et inférieure du métamorphisme, soit seulement les représentants des deux zones mentionnées du métamorphisme.

C'est ce principe que j'ai appliqué pour le levé géologique de la région de Tulgheș. J'ai séparé d'abord les schistes métamorphisés dans l'épizone; le reste, n'appartenant pas à ce groupe, constitue une série de massifs à

Institutul Geologic al României

contour plus ou moins ovale, qui sont, soit des massifs d'intrusion, soit des schistes cristallins métamorphisés dans les zones moyenne et profonde.

D'après la forme de ces massifs et du fait que lorsqu'ils apparaissent dans les schistes cristallins ils sont constitués par des roches plutôt massives que schisteuses, j'ai considéré ces massifs comme étant des massifs d'intrusion, avec une auréole de contact très bien devéloppée.

En un seul point, au fond de la vallée Noroiul, j'ai rencontré un groupe de schistes cristallins (schistes biotitiques, amphibolites schisteuses, calcaires cristallins) qui ont tous les caractères des schistes cristallins formés dans la zone moyenne et qui se distinguent à première vue des roches que j'ai constamment rencontrées dans le voisinage immédiat des roches massives qui apparaîssent dans les massifs d'intrusion (micaschistes à grenats, micaschistes à biotite, chloritoschistes à biotite). J'ai considéré provisoirement ce groupe de la vallée Noroiul comme étant un produit de métamorphisme de la zone moyenne. Cet affleurement s'étendant sur une faible étendue de la région étudiée et se développant plus largement vers le Nord en dehors de la région, je ne l'ai pas suivi pour établir en toute précision ses relations, soit avec le groupe supérieur, soit avec une zone inférieure ou éventuellement avec un massif d'intrusion.

D'après ces observations, la classification que j'ai établie des schistes cristallins de la région de Tulgheș est la suivante:

Schistes cristallins formés par l'action du métamorphisme régional.

Dans la zone supérieure:
(Épizone)
Calcaires cristallins
Quartzites noirs
Phyllites noires
Chloritoschistes à calcite
» à épidote
» à quartz
Roches porphyrogènes

Dans la zone moyenne:
(Mésozone)
Schiste amphiboliques
Schistes à biotite
Calcaires cristallins
? Mésoquartzites

Roches d'intrusion avec auréole de contact et apophyses.

Auréole de contact:
Migmatites
Micaschistes à grenats
Chloritoschistes à biotite
Amphibolites

Roches d'intrusion:
Roches granodioritiques
Gneiss à biotite

Apophyses:
Gneiss rouges
Gneiss blancs

Institutul Geologic al României

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE ROCHES QUI APPARAISSENT DANS LE COMPLEXE DES SCHISTES CRISTALLINS; LEURS RELATIONS RÉCIPROQUES ET LEUR RÉPARTITION

CHAPITRE II

SCHISTES CRISTALLINS FORMÉS SOUS L'ACTION DU MÉTAMORPHISME RÉGIONAL

Nous avons séparé en deux groupes les schistes cristallins résultant du métamorphisme régional:

A) Schistes cristallins formés dans la zone supérieure (Épizone);

B) Schistes cristallins formés dans la zone moyenne (Mésozone).

Pour répartir entre ces deux groupes les roches cristallines de la région de Tulgheș, j'ai suivi en général les indications de GRUBENMANN.

A) SCHISTES CRISTALLINS FORMÉS DANS LA ZONE SUPÉRIEURE (ÉPIZONE)

Les types de roches que j'ai considérés comme appartenant au groupe supérieur sont les suivants:

1. Calcaires cristallins
2. Quartzites noirs
3. Phyllites noires
4. Chloritoschistes à calcite
5. Chloritoschistes à épidote
6. Chloritoschistes à quartz
7. Roches porphyrogènes.

Je vais décrire rapidement ces roches:

1. Les calcaires cristallins.

Les calcaires cristallins sont parfois dolomitiques; d'autres fois ils sont constitués presque exclusivement par du CO_3 Ca. Ces roches, dont le type est le calcaire cristallin de Muntele Budacu [1]) sont blanches, sacharoïdes et

[1]) Dans la région que j'ai étudiée, les calcaires cristallins apparraissent seulement comme lentilles de petites dimensions ou comme massifs de peu d'importance.

Institutul Geologic al României

traversées en tous sens par des diaclases qui sont parfois recimentées par la calcite.

L'analyse chimique [1]) montre que ces roches sont constituées presque en entier par du CO_3 Ca:

CO_3 Ca	92,81
CO_3 Mg	1,10
Si O_2, Al, Fe. . . .	6,10
	100,01

Les calcaires cristallins dolomitiques que j'ai étudiés, dont le type est représenté par quelques calcaires des environs de Borsec, sont bréchiformes, étant constitués par des blocs polyédriques à formes variées de calcaires bleus et blancs englobés dans une masse calcaire blanc-jaunâtre.

Les blocs bleus, plus ou moins translucides, sont constitués par des grains, dont le diamètre moyen est compris entre 0,1 et 0,2 m.m. et qui se touchent sans qu'ils soient engrenés les uns dans les autres par des bords dentés, comme c'est le cas du marbre «ordinario Carrara». Entre les grains, on aperçoit de très rares paillettes de mica blanc.

Les blocs blancs sont mats et quelquefois assez friables. Sans doute sont-ils constitués par le même calcaire que celui des blocs bleus, qui a été modifié par la pression. Cette affirmation est appuyée par le fait que ces deux sortes de blocs ont une composition chimique presque identique. Ainsi l'analyse chimique donne:

	Blocs bleus	Blocs blancs	Masse blanc-jaunâtre
CO_3 Ca	59,94	59,06	40,83
CO_3 Mg.	38,42	38,00	7,63
Résidu.	4,74	2,76	51,44
	100,10	99,82	99,90

La masse blanc-jaunâtre est constituée par des fragments écrasés, composés en grande partie de calcite en plages sans forme définie, entre lesquelles on trouve une quantité remarquable de lamelles de mica blanc. Ces lamelles peuvent atteindre 1 mm. de longueur et sont orientées dans certaines directions, ce qui donne aux parties écrasées l'aspect fibreux. Dans ces parties écrasées, on remarque aussi des plages de quartz à structure fibreuse (calcédoine).

Pour ce motif, j'ai préféré d'analyser des calcaires appartenant à des massifs plus importants, même s'ils sortent du cadre de la région étudiée. Ainsi j'ai choisi les calcaires du Mont Budacul faisant partie de la collection de M. R. PASCOU.

[1]) L'analyse des calcaires cristallins à été faite à l'Institut Géologique par M-lle Saşa Popescou, chimiste; je profite de cette occasion pour l'en remercier.

Institutul Geologic al României

Les calcaires cristallins dolomitiques de Borsec se trouvent en association évidente avec les quartzites noirs; tandis que ceux de Budacu paraissent isolés dans le complexe de schistes cristallins [1]). Il serait pourtant prématuré d'établir un parallélisme entre la composition chimique et la position stratigraphique des calcaires dans le complexe des schistes cristallins, car les analyses que nous possédons sont peu nombreuses.

Dans la région étudiée, les calcaires cristallins, quand ils ne sont pas laminés, ont une épaisseur de 50—60 m. environ. Ils apparaissent seulement dans des massifs de peu d'importance, presque constamment associés aux quartzites noirs (Fig. 1) et quelquefois à des phyllites noires ou à des phyllites chloritiques à calcite.

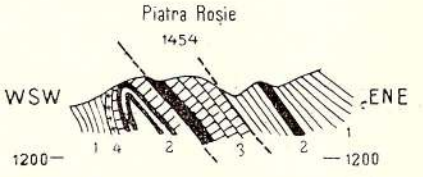


Fig. 1. Quartzites noirs et calcaires cristallins. Piatra Roşie Românească. 1 : 25.000. 1. Chloritoschistes, 2. Quartzites noirs, 3. Calcaires cristallins, 4. Camptonite.

L'association entre les calcaires et les quartzites noirs a été remarquée par PAUL [2]) en Bucovine, ainsi que par HERBICH [3]) en Transylvanie, car ces deux géologues rapprochent, dans la classification qu'ils donnent, les calcaires cristallins des quartzites noirs. S. ATHANASIU [4]) retrouve cette association à Glodu, PALFI [5]), I. ATANASIU et E. LOBONŢIU [6]) à Borsec et REINHARD [7]) la retrouve dans presque tout l'arc cristallin des Carpates orientales. Ces remarques nous permettent de supposer que cette association n'est pas tectonique et que ces deux éléments des schistes cristallins constituent, dans les Carpates orientales, deux unités superposées stratigraphiquement. En ce qui concerne leur position respective, j'admets que les quartzites noirs se trouvent au-dessous des calcaires, car dans beaucoup de cas les synclinaux de quartzites noirs, serrés entre des roches plus anciennes du Cristallin, sont le plus souvent dépourvus de calcaires; ce qui ne pourrait pas s'expliquer

[1]) Voir la carte de R. PASCOU: Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broşteni. An. Inst. geol. al României, Vol. XI, pag. 168—169, Bucureşti, 1926.

[2]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XXVI, pag. 278, Wien, 1876.

[3]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, 1878, pag. 67, Budapest, 1878.

[4]) Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XLIX, pag. 429 et suiv., Wien, 1899.

[5]) Über die geologischen u. hydrologischen Verhältnisse von Borszékfürdő... Földt. Közl., XXXV, pag. 33 et suiv., Budapest, 1905.

[6]) Comunicare preliminară asupra geologiei regiunei Borsec şi Bilbor. Dări de seamă, Vol. IX, pag. 46, Bucureşti, 1926.

[7]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. geol. al României, Vol. XII, pag. 142, Bucureşti, 1927.

Institutul Geologic al României

si les calcaires étaient situés stratigraphiquement au - dessous des quartzites noirs.

Il faut mentionner enfin le fait que les calcaires apparaissent associés à des chloritoschistes à calcite (Pâr. Trocilor à Prisecani, voir Fig. 7), qui peuvent représenter eux aussi un terme métamorphique d'un dépôt calcaire, ou à des chloritoschistes à quartz. Cette dernière association apparaît très bien au N. W. de la cote 744 dans Pârâul Ţepeşenilor (Bicaz) (Fig. 2).

En resumé, on peut dire que dans le complexe du groupe supérieur des schistes cristallins, la partie stratigraphiquement la plus élevée est représentée par les calcaires cristallins au - dessous desquels se trouvent les quartzites noirs. Il reste encore à décider si un autre horizon de calcaires n'est pas intercalé dans le groupe des chloritoschistes.

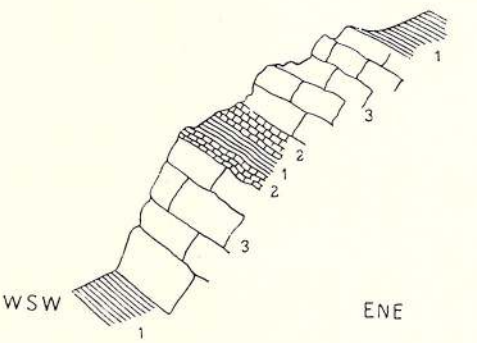


Fig. 2. Calcaires cristallins intercalés dans des chloritoschistes à quartz. Ţepeşeni. 1. Chloritoschistes à quartz, 2. Schistes calcaires, 3. Calcaires cristallins.

2. Les quartzites noirs.

Type: Mont Bückhavas (Borsec). Pl. I Fig. 1.

Les quartzites noirs sont des roches stratifiées, dures, à cassure prismatique; dans les sections perpendiculaires à la stratification, on voit qu'elles sont constituées par des couches blanches d'une épaisseur de 5—6 mm. qui prennent parfois l'aspect lenticulaire et qui alternent avec de couches fines de couleur noire dans lesquelles le quartz est imprégné de graphite. Les surfaces de stratification sont constamment couvertes d'une poussière de graphite et sillonnées de crevasses très fines recimentées avec du quartz.

En Bucovine, où les quartzites noirs contiennent des minéraux de manganèse, ils ont été connus et étudiés déjà dans la première moitié du XIX-e siècle.

Dans la série des schistes cristallins décrits par PAUL [1]) dans cette région, ils figurent sous le nom de «Schwarze Kieselschiefer». HER-

[1]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XXVI, Bd. 26, Wien, 1876.

Institutul Geologic al României

BICH [1]) décrit les mêmes roches sous le nom de «Kieselschiefer und graphitische Schiefer» en observant qu'elles accompagnent constamment les calcaires cristallins et paraissent être situées au-dessus des calcaires. En Moldavie c'est P. PONI [2]) qui les mentionne pour la première fois comme contenant des minéraux de manganèse et il les désigne sous le nom de «Șist silicios de culoare neagră». SAVA ATHANASIU [3]) remarque plus tard qu'ils sont associés quelquefois à une série de dépôts très peu métamorphisés (schistes graphitiques, schistes argilo-calcaires, etc.). Ces derniers temps, ils ont été étudiés de plus près et surtout au point de vue des minéraux de manganèse qu'ils contiennent, par QUIRING [4]) et par MOGILNICKI [5]) en Bucovine et par PASCU [6]) à Broșteni, en Moldavie.

Les quartzites noirs sont fréquents dans la région que j'ai étudiée. Le plus souvent, on les rencontre seulement sous forme de blocs provenant sans doute de bandes assez minces ou de lentilles de peu d'importance, pincés

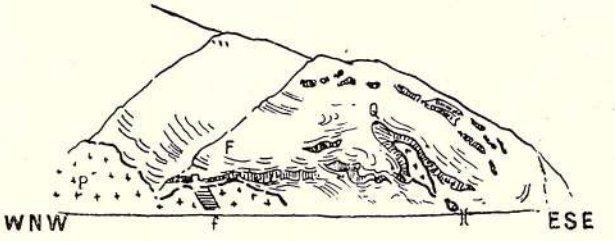


Fig. 3. Quartzites noirs au-dessous de «Arșița lui Juteș». 1: 10.000. P. Porphyre, f. Filon minéralisé, F. Chloritoschistes à quartz, Q. Quartzites noirs.

entre les plis des chloritoschistes à quartz ou des phyllites noires. On les trouve en place seulement sur les crêtes où ils ont en général des inclinaisons ne dépassant pas 30°.

En considérant ces apparitions en place, ainsi que leur apparition en blocs, on constate que les quartzites noirs paraissent former des alignements di-

[1]) Das Széklerland. Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 67, Budapest, 1878.

[2]) Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Seria II, Tom. V, Secț. 11, pag. 6, București, 1882.

[3]) Geol. Beobachtungen i. d. nordmoldavischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 139.

[4]) Die Manganerzvorkommen in den kristallinischen Schiefer der bukovinischen Waldkarpathen. Archiv für Lagerstätten Forsch., Heft 30, Berlin.

[5]) Manganerzlagerstätten der südlichen Bukovina. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., Wien, 1917.

[6]) Manganerzlagerstätten in der Region Broșteni, Bezirk Neamț. An. Inst. geol. al României, Vol. XI, pag. 177, București, 1926.

Institutul Geologic al României

rigés généralement N. 30°—40° W. On doit considérer ces alignements comme des restes de synclinaux car les apparitions les plus importantes se trouvent sur les crêtes et aussi parce que nous avons admis que, dans le complexe des schistes cristallins, les quartzites noirs représentent un des termes les plus récents.

3. Les phyllites noires.

Type: Pârâul Corbului au-dessous de la cote 951, au S. E. de Dealul Corbului (1173). Pl. I Fig. 2.

Les phyllites noires sont des roches parfaitement schisteuses, de couleur noire ou gris-foncé. Les surfaces fraîches ont l'éclat argenté et sont recouvertes par du graphite en poudre qu'on peut enlever avec le doigt. Les surfaces altérées sont souvent recouvertes de taches de couleur rouilleuse. Dans les plans de stratification, on peut distinguer des paillettes très fines de mica blanc et, sur les cassures transversales, on remarque des couches blanches, très fines (1 mm. au plus), constituées par du quartz et qui alternent avec des couches noires de la même épaisseur.

Les phyllites noires apparaissent comme produit de métamorphisme dans la zone supérieure (épizone) d'un dépôt pélitique et leur constitution montre une ressemblance remarquable avec celle des quartzites noirs.

Des roches, ressemblant aux phyllites que je viens de décrire, ont été observées par HAUER [1]) à St. Domocos, dans la vallée de l'Olt, où elles sont associées à des calcaires cristallins. L'auteur cité les range dans le groupe des phyllites et des phyllites micacées (Thon und Thonglimmerschifer). PAUL [2]) mentionne à Cârlibaba, d'après COTTA, des schistes noirs riches en matière charbonneuse et les range dans le groupe supérieur (Obere Abteilung) des schistes cristallins. HERBICH [3]) décrit des schistes gris à matière charbonneuse provenant de Sarheghi, où ils sont associés à des calcaires cristallins. SAVA ATHANASIU [4]) mentionne des schistes graphitiques dans la vallée de la Bistrița, entre Cruce et Cojoc, et aussi dans Pârâul Sărișorul, où ils sont associés à des quartzites noirs et à des schistes calcaires et forment un groupe que l'auteur précité attribue au Paléozoïque, d'après leur ressemblance avec les couches de Schela [4]). Enfin, I. ATANASIU et E. LOBONȚIU [6]) mentionnent les phyllites noires à Borsec, où elles sont associées à des quartzites noirs et à des calcaires cristallins.

[1]) L. c., (Édition 1885), pag. 206.

[2]) L. c., pag. 279.

[3]) L. c., pag. 67.

[4]) Geol. Beobachtungen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 135 et 139.

[5]) L. MRAZEC. Über die Antracitformation der Südkarpathen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Wien, Dec. 1895.

[6]) Dări de seamă, Vol. IX, pag. 44, București, 1926.

Institutul Geologic al României

Il est très probable que les roches signalées par les auteurs cités plus haut soient, pour la plupart, des roches en tous points analogues aux phyllites noires ici décrites.

Il faut remarquer aussi que, en association avec les calcaires cristallins, apparaissent souvent des schistes graphiques, plus ou moins calcaires, intercalés entre des calcaires noirs et schisteux. Ces roches, qui sont très voisines des phyllites que j'ai décrites, apparaissent dans le ruisseau Nadaș (Borsec). Des dépôts similaires ont été mentionnés par S. ATHANASIU à Sărișoru et on pourrait peut-être aussi ranger, dans la même catégorie, les schistes calcaires de Ciocănești, décrits par PAUL [1]).

Les phyllites noires, très fréquentes dans les schistes cristallins formés dans l'épizone, apparaissent constamment associées aux quartzites noirs.

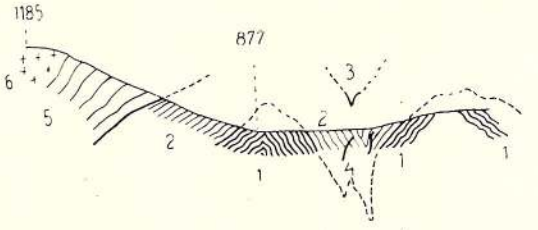


Fig. 4. Coupe en long du Pâr. Grigoarei. 1 : 25.000. 1. Chloritoschistes à quartz, 2. Phyllites noires, 3. Quartzites noirs, 4. Filons basiques, 5. Micaschistes, 6. Granodiorite.

Ces derniers apparaissent, comme je l'ai dit, toujours sur les crêtes, tandisque les phyllites noires descendent aussi dans les vallées où elles forment le fond des cuvettes synclinales pincées entre les chloritoschistes à quartz; cette disposition respective permet de considérer les phyllites noires comme un terme stratigraphique plus ancien que les quartzites noirs. Les rapports entre les phyllites noires et les chloritoschistes à quartz sont moins évidents. Souvent on les voit plissées ensemble (Fig. 4) et il paraît exister un passage continu d'une roche à l'autre.

4. Les chloritoschistes à calcite.

Type: Pâr. Daprei (au-dessous de Piatra Pârlogului, Prisecani). Pl. I Fig. 3.

Cette roche apparaît bien stratifiée, étant constituée par des couches chloritiques de 2—3 mm. d'épaisseur, d'un vert clair, qui alternent avec des couches de calcite blanc-jaunâtre ou blanc-rosé de la même épaisseur.

[1]) L. c., pag. 276.

Institutul Geologic al României

Au microscope, on voit dans les couches de calcite, ainsi que dans celles de chlorite, des grains parfois parfaitement arrondis de quartz et d'un feldspath calcosodique.

Le quartz présente parfois des extinctions ondulées; d'autre fois ces extinctions n'existent pas ou sont à peine distinctes.

Dans les couches de chlorite (Pénine) on remarque des paillettes fréquentes de séricite et des imprégnations de minerais (Fig. 5). La calcite pénètre aussi dans les couches de chlorite en remplissant tous les vides.

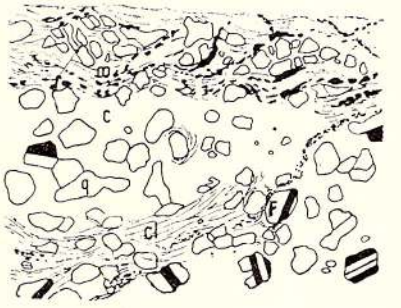


Fig. 5. Chloritoschiste à calcite. Pâr. Daprei. × 15 fois; q. quartz, c. calcite, F. feldsphath, cl. chlorite, m. minerais.

La roche est sans conteste d'origine sédimentaire; elle provient sans doute d'un grès qui possédait primitivement une stratification alternée du ciment.

J'ai rencontré les chloritoschistes à calcite au-dessous de Piatra Mocilor (Prisecani, aux sources du Pârâul Trocilor), près de l'embouchure de Valea Daprei (affluent de Pârâul Borvizului, Prisecani) et aussi dans Pârâul cu Glodu (affluent de Valea Jidanului, Bicaz).

5. Les chloritoschistes à épidote.

Type: Mont Gherman (Bicaz). Pl. I Fig. 4.

Dans la région étudiée, j'ai rencontré les chloritoschistes à épidote seulement dans la vallée du Bicaz (Piatra Ghermanului). Ces schistes sont des roches stratifiées de couleur vert-foncé. La stratification est marquée par les couches blanches de calcite de quelques mm. d'épaisseur. Sur les surfaces fraîchement cassées, elles ont l'aspect fibro-soyeux caractéristique des amphibolites.

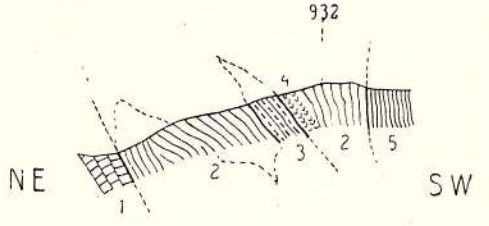


Fig. 6. Coupe en long du Pâr. cu Glodu. 1:25.000
1. Flysch (Hauterivien), 2. Chloritoschistes à quartz, 3. Gneiss, 4. Chloritoschistes à calcite, 5. Micaschistes à biotite et à grenats.

Au microscope, on voit la roche constituée surtout par de la chlorite associée à une amphibole se rapprochant de l'actinote et qui forme des prismes, allongés en général suivant le plan de stratification, contenant aussi dans leur masse des grains d'albite et d'épidote. La calcite est contenue, non seulement sous

Institutul Geologic al României

forme de couches de faible épaisseur, mais aussi sous forme de pâte qui remplit les espaces compris entre les autres minéraux.

L'engrenage structural de ces composants se rapproche de la figure donnée par GRUBENMANN pour la structure p o ï k i l o b l a s t i q u e. Les dimen-

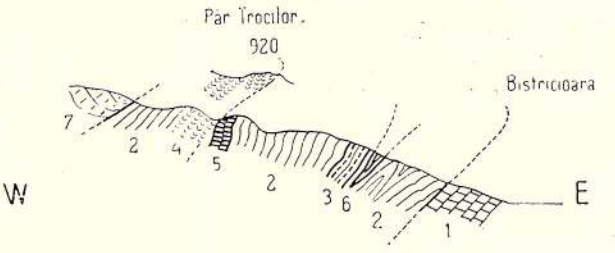


Fig. 7. Coupe en long du Pâr. Trocilor. 1 : 25.000. 1. Flysch (Hauterivien), 2. Chloritoschistes à quartz, 3. Gneiss, 4. Chloritoschistes à calcite, 5. Calcaire cristallin, 6. Phyllites noires, 7. Dolomites (Trias).

sions des minéraux ne dépassent pas 0,2—0,3 mm.; seuls quelques cristaux d'épidote atteignent 1 mm.

D'après la classification de GRUBENMANN, la roche doit être dénommée chloritoschiste à épidote (E p i d o t c h l o r i t s c h i e f e r) et fait partie de la famille des schistes chloritiques à épidote, ordre des é p i a m p h i b o l i t e s, etc., zone supérieure, groupe des é c l o g i t e s et des a m p h i b o l i t e s.

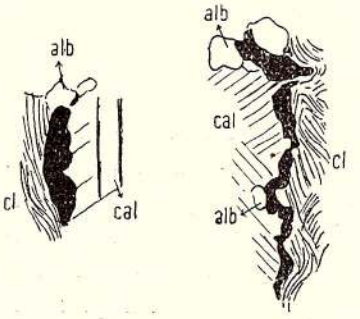


Fig. 8. Chloritoschistes à épidote. Mont Gherman. Minéraux opaques accumulés entre la calcite et la chlorite. alb. albite, cal. calcite cl. chlorite; × 45 fois.

Un caractère intéressant de cette roche est la présence de l'amphibole car, dans la région étudiée, parmi toutes les roches réparties dans le groupe supérieur, seuls les chloritoschistes à épidote contiennent de l'amphibole. Ce fait pourrait être expliqué, soit en admettant une constitution primitive particulière de la roche, soit en admettant qu'elle ait subi le métamorphisme dans la partie profonde de la zone supérieure, plus près de la zone moyenne où la formation des amphiboles est fréquente.

La stratification [1]) et le riche contenu en carbonate de chaux, assignent aux chloritoschistes à épidote une origine sédimentaire-métamorphisée. Le

[1]) Cette stratification ne ressort pas sur la planche (Pl. I fig. 4).

Institutul Geologic al României

manque d'analyse chimique ne nous permet pas de préciser la nature primitive de cette roche sédimentaire.

F. TRAUTH [1]) a décrit des roches de même nature en Bucovine. Elles sont associées là à des micaschistes et à des gneiss oculaires et l'auteur précité les considère comme provenant de diabases. Cette origine ne paraît pas possible pour la roche que j'ai décrite; on pourrait admettre plutôt qu'elle provient d'un tuf volcanique sedimenté avec d'autres dépôts clastiques, riches en carbonate de chaux.

6. Les chloritoschistes à quartz.

Type: Valea Bistricioarei, en amont de l'embouchure de Pârâul Lămurit (Corbu de sus) Pl. I Fig. 5.

Les chloritoschistes à quartz sont des roches de couleur vert-argenté généralement plus ou moins tachées de rouille. La chlorite forme la masse principale de la roche et le quartz apparaît dans cette masse sous forme de couches de quelques mm. d'épaisseur qui alternent régulièrement avec des couches de calcite. Le plus souvent, le quartz forme des lentilles qui atteignent 10 cm. de longueur et 2—3 cm. d'épaisseur. Ces lentilles sont constituées par des grains à extinction ondulée, avec leurs bords dentés qui sont engrenés ensemble et avec des inclusions disposées en lignes qui dépassent les bords des grains.

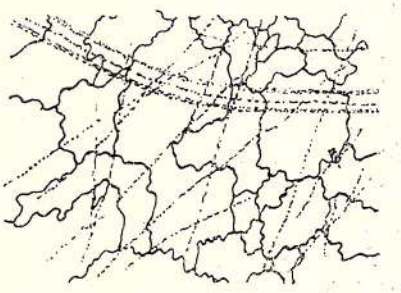


Fig. 9. Chloritoschistes à quartz. Partie d'une lentille avec trainées d'inclusions qui dépassent les bords des grains; × 30 fois.

Quelques unes des petites cavités existant entre les grains contiennent une poudre brune d'oxyde de manganèse. Pour les chloritoschistes dans lesquels le quartz est disposé en couches, on peut supposer une stratification primitive alternante de couches pauvres et des couches riches en quartz, stratification qui s'est conservée après le métamorphisme. Dans les chloritoschistes à quartz lenticulaire, il est probable que le quartz des lentilles représente des accumulations de quartz éliminé du reste de la roche au cours du métamorphisme.

Dans le bassin de Bistricioara, les chloritoschistes à quartz forment la masse principale des schistes cristallins. A proximité des massifs granodio-

[1]) L. c., pag. 95.

Institutul Geologic al României

ritiques, ils sont parfois traversés par des gneiss d'intrusion, tandis que dans les zones à quartzites noirs et à calcaires cristallins, ils sont plus pauvres en quartz et s'enrichissent progressivement en graphite, en passant ainsi vers les phyllites noires.

Il est très probable que les chloritoschistes à quartz sont en majorité des roches sédimentaires métamorphisées dans la zone supérieure (épizone). Pour quelques types qui se rapprochent des gneiss, cette origine sédimentaire est pourtant douteuse.

Les chloritoschistes à quartz et surtout ceux qui sont riches en séricite, ont toujours été mentionnés dans la littérature sous le nom de micaschistes. PAUL [1]) et HERBICH [2]) ont désigné sous le nom de « chloritoschistes » les roches vertes, schisteuses, chloritiques, pauvres en quartz et séricite, qui contiennent les minéraux de fer et de cuivre de Fundul Moldovei en Bucovine et de Bălan en Transylvanie. De même, PONI [3]) décrit des chloritoschistes contenant des minéraux de fer et de cuivre à Broșteni; il désigne, sous le nom de micaschistes ordinaires, les roches qui constituent dans cette région la masse principale du Cristallin; ce sont des roches identiques à celles que je décris dans ce travail sous le nom de chloritoschistes à quartz. S. ATHANASIU [4]) emploie le nom de chloritoschistes dans le même sens que les savants mentionnés plus haut. J'ai rencontré souvent des pareils chloritoschistes dans le complexe des schistes cristallins du bassin de la Bistricioara; je ne les ai pas séparés cependant des chloritoschistes à quartz, ayant trouvé qu'il existe un passage continu entre ces deux types de roches; j'ai étendu ainsi la dénomination de chloritoschistes à quartz aux roches chloritiques qui, tout en étant parfois très riches en quartz et en séricite, présentent toutefois une affinité évidente avec les chloritoschistes décrits par PAUL, HERBICH et PONI.

La dénomination de « chloritoschistes à quartz » a l'avantage de séparer les roches mentionnées des micaschistes proprement dits qui sont constitués par de grandes lamelles de mica blanc contenant presque toujours des grenats et qui appartiennent à une autre unité que les chloritoschistes à quartz.

Les schistes chloritiques à quartz sont presque toujours fortement plissés et ils sont très fréquemment coupés par des failles et traversés par des filons de quartz. Leur position varie même pour des distances de quelques dizaines de mètres. Cet aspect est dû aux plissements très menus des schistes, (quelques décimètres ou même quelques centimètres d'amplitude), plissements dont le sens diffère souvent de celui des plis plus amples.

---

[1]) L. c., pag. 277.
[2]) L. c., pag. 65.
[3]) L. c., pag. 7.
[4]) Verhandlungen, 1899, pag. 135.

Institutul Geologic al României

Si l'on veut considérer tous ces plis comme des effets tectoniques, il faut envisager, pour les schistes chloritiques à quartz, au moins deux périodes de plissements, suivant des directions différentes.

7. Les roches porphyrogènes.

a) Groupe blanc.

Les roches formant le groupe blanc apparaissent toujours comme des intercalations d'épaisseurs variables dans les chloritoschistes riches en quartz, auprès desquels elles contrastent par leur couleur claire et par leur résistance à l'érosion. Cette dernière propriété ressort surtout dans les vallées où le groupe blanc forme des saillies, des rapides ou de véritables gorges.



Fig. 10. Lentille de quartz. Baratul Mic; × 18 fois.

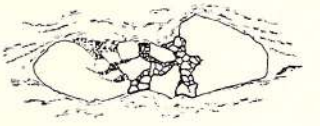


Fig. 11. Cristal de feldspath brisé et recimenté. Şumuleu; × 10 fois.

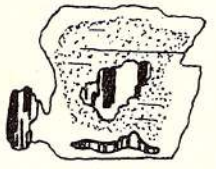


Fig. 12. Albite dans le microline. Şumuleu; × 26 fois.



Fig. 13. Macle de l'albite. Şumuleu; × 200 fois.

Sur le sommet des montagnes, le groupe blanc apparaît pareil aux calcaires cristallins, à cause de sa couleur blanche et de son relief accentué. Tout comme les calcaires cristallins, il reçoit dans la toponymie locale la dénomination de « Pietrele albe » (pierres blanches).

Le groupe blanc est constitué par les roches suivantes:

Hälleflinta qui est caractéristique pour ce groupe,

Roches porphyrogènes schisteuses,

Gneiss psammitiques.

Hälleflinta, Pl. I Fig. 6.

La description qui suit se rapporte à des sections minces faites dans des roches provenant des vallées Şumuleu (Somlyó) et Baratul Mic (Kis Barat)

Institutul Geologic al României

qui sont affluentes de la Putna. La roche est de couleur blanc-laiteux et d'aspect cornéen. Elle est dure et donne par cassure des morceaux plus ou moins prismatiques. On peut distinguer une schistosité très fine, mise en évidence par des traits fins de couleur verte. Dans une masse schisteuse, cryptocristalline, apparaissent de rares phéno-cristaux de feldspath. La texture finement stratifiée, lenticulaire, rappelle celle de certains porphyres quartzifères fluidaux.

La structure peut être dénommée cryptocristalline porphyrique, car les phénocristaux de quartz sont encore évidents, ceux de feldspath sont très bien conservés et la pâte contient des parties presque isotropes. La cataclase qui a morcelé le quartz est masquée, en grande partie, par des recristallisations et par des formations nouvelles résultant du métamorphisme.

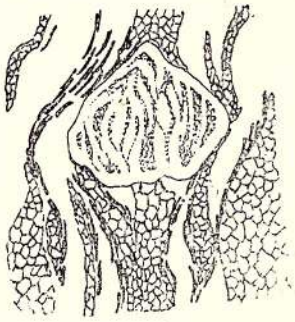


Fig. 14. Microcline à albite. Baratul Mic; × 26 fois.



Fig. 15. Microcline à albite. Portion de la fig. 14, agrandie 200 fois.

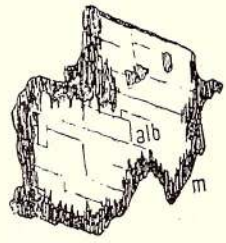


Fig. 16. Microcline (m) à albite (alb.) Baratul Mic; × 46 fois.

On ne voit pas de phénocristaux entiers de quartz, car il sont morcelés et transformés en lentilles allongées suivant la direction de la schistosité. (Fig. 10). Les extinctions ondulées sont relativement faibles par rapport à la grande déformation des cristaux et ceci pourrait s'expliquer en supposant que le quartz de ces lentilles serait régénéré.

Les feldspaths se trouvent sous forme de grains bien développés, avec un diamètre de 3—5 mm. et orientés le plus souvent suivant la direction de la schistosité; mais on voit aussi des cristaux à orientation quelconque. Quelques cristaux sont brisés et recimentés avec du quartz et avec de la pâte micro-cristalline (Fig. 11).

Avec un agrandissement suffisant, les cristaux laissent voir une constitution microclinique plus ou moins prononcée. Ils sont toujours plus clairs sur les bords, tandis que vers l'intérieur la présence d'un minéral pulvérulent provoque des plages troubles. (Fig. 12). L'albite peut substituer parfois presque tout le microclin. (Fig. 12, 13, 14, 15, 16).

La pâte est constituée par des bandes ou des lentilles très allongées quelques-unes constituées presque en totalité par des cristaux assez grands

Institutul Geologic al României

de quartz, et les autres par des grains de feldspath ou par de la substance isotrope. Dans ces dernières lentilles, on remarque aussi des grains de feldspath et de quartz de plus grandes dimensions, allongés suivant la direction de la schistosité. La masse de la lentille est constituée par des cristaux beaucoup plus petits (de l'ordre de 0,05 mm. ou encore plus petits).

D'après les caractères donnés par ROSENBUSCH, cette roche peut être classée parmi les «Hälleflinte», roches que l'auteur mentionné rapproche des granulites et met dans le groupe des gneiss. D'après la classification de GRUBENMANN [1]) et autant qu'on puisse utiliser cette classification sans posséder les analyses chimiques des roches, la roche que nous étudions rentrerait dans le groupe I (Alkalifeldspatgneise), ordre 3 (Sericitalbitgneise), parmi les gneiss épialcalifeldspathiques.

Par comparaison avec les autres termes du groupe blanc, la roche décrite comme hälleflinte se distingue macroscopiquement par son aspect cornéen et par sa dureté et au microscope par la présence de l'albite résultée d'un mélange des feldspaths sodicopotassiques.

Les phénocristaux de feldspath très bien développés et les restes de pâte encore presque amorphe montrent que nous avons à faire à un porphyre métamorphisé. D'autre part, la grande quantité de microcline, l'abondance du quartz et la rareté de l'élément noir plaident en faveur d'un porphyre quartzifère acide et assez riche en potassium. La roche est, d'ailleurs, suffisamment métamorphisée pour pouvoir être considérée sans conteste comme un schiste cristallin.

La roche décrite par TRAUTH [2]) et dénommée «Porphyroidischer Serizitgneis,» est très voisine des hälleflintes que j'ai décrites. Cette roche se trouve dans pârâul Zavului (Zăvoiului) où l'on trouve d'ailleurs aussi les roches décrites par moi.

La hälleflinte est mentionnée également dans les Carpates orientales par S. ATHANASIU [3]) et par R. ZUBER [4]).

La roche décrite par ce dernier géologue provient du ruisseau Pârcălabu (affluent du Ceremuș, dans le Nord de la Bucovine) et diffère de celle que j'ai décrite par la couleur (elle est verte-gris), par la présence de la biotite, et très probablement aussi par sa composition chimique. En effet, l'analyse chimique de la roche de Pârcălabu donne [5]) 9,576 K_2O et 0,485 Na_2O et

[1]) L. c., pag. 156.

[2]) L. c., pag. 65.

[3]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 136—141.

[4]) Die kristallinischen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. Tscherm. min. u. petr. Mitt., N. F. VII, 1886, pag. 195.

[5]) SiO_2 76, 661, Al_2O_3 10,852, Fe_2O_3 0,955, CaO 0,318, Na_2O 0,485, K_2O 9,576, H_2O 0,613, Total 99,46.

Institutul Geologic al României

ce rapport ne peut pas exister pour les hälleflintes de la vallée de la Bistricioara, car elles contiennent une grande quantité d'albite, soit comme formation primaire, soit comme produit de mélange des feldspaths sodico-potassiques.

Les roches porphyrogènes schisteuses.

Pl. II Fig. 1.

Ce sont des roches schisteuses, riches en séricite, dans lesquelles on remarque, sur les surfaces de schistosité, ainsi que dans les sections normales à la schistosité, des phénocristaux de feldspath d'un blanc-laiteux.

La structure est de holocristalline à cryptocristalline porphyrique (relicte) avec superposition de cataclase et de formations texturales métamorphogènes.

Sensiblement voisins des hälleflintes, ces roches rappellent la figure donnée par GRUBENMANN [1]), pour les séricite-albite-gneiss.

Macroscopiquement, certaines roches porphyrogènes schisteuses ressemblent beaucoup aux gneiss qu'on trouve parfois intercalés parmi les chloritoschistes; mais ces gneiss ne sont pas associés aux autres roches caractéristiques du groupe blanc. Le gneiss que j'ai trouvé dans pârâul Prisecani en est un exemple. Il faut ajouter pourtant qu'au microscope la différence entre les deux roches ressort immédiatement. Ainsi les gneiss montrent des phénocristaux qui sont constamment allongés suivant la schistosité, ce qui montre que nous avons affaire à une structure porphyroblastique et non pas à une structure porphyrique relicte, caractéristique pour les roches porphyrogènes; la muscovite est bien développée, les feldspaths relativement propres et riches en concrescences microperthitiques et quelquefois mirmékitiques. Tous ces caractères manquent aux roches porphyrogènes schisteuses et sont, par contre, communs dans les Gneiss de Cozia.

Les gneiss psammitiques.

Pl. II Fig. 2.

Sous cette dénomination j'ai classé les roches schisteuses, de couleur vert-argenté, qui apparaissent presque constamment associées aux autres roches du groupe blanc.

Elles forment, le plus souvent, un terme intermédiaire entre le groupe blanc et les chloritoschistes.

La structure microgranoblastique rappelle souvent assez bien la figure 96 donnée par ROSENBUSCH [2]); mais parfois les grains sont

[1]) L. c., pl. V, fig. 3.

[2]) Elemente, 1923, pag. 658.

Institutul Geologic al României

moins allongés et la roche reproduit sensiblement la structure donnée par GRUBENMANN [1]), pour un psammitigneiss.

La roche est constituée par un agrégat de grains fins (au plus 0,1—0,2 mm) qui sont quelquefois très allongés suivant la direction de la stratification et dont les bords des extrémités sont plus ou moins dentés et engrenés les uns dans les autres. Le quartz est beaucoup plus abondant que le feldspath.

Cette constitution minéralogique rapproche la roche décrite des gneiss que ROSENBUSCH classe parmi les granulites (Weisstein) et que GRUBENMANN classe dans le groupe I, ordre 3 (Sericitalbitgneise), famille des gneiss-séricito-albitiques. Dans les deux classifications, la roche garde sa position à proximité de la hälleflinte et des gneiss schisteux à séricite. Les deux auteurs remarquent pourtant que beaucoups de ces granulites et particulièrement celles ayant une structure identique à celle des roches que j'ai décrites, peuvent être d'origine sédimentaire (les gneiss psammitiques et pélitiques). Le fait que dans ces roches les grains sont arrondis mécaniquement et leur manque d'homogénéité, renforcent cette dernière supposition.

Vu l'association constante sur le terrain de ces roches aux autres roches du groupe blanc, je considère les gneiss décrits ici comme faisant partie du groupe blanc et génétiquement reliés à ce groupe.

Une partie des roches constituant le groupe blanc, notamment les hälleflintes et les roches porphyrogènes schisteuses, sont incontestablement des porphyres métamorphisés. On voit souvent des phénocristaux de feldspath bien formés et ayant des cassures recimentées, des phénocristaux fragmentés de quartz, des restes de pâte amorphe et enfin des traces d'une texture fluidale. Tous ces caractères dénotent l'origine de la roche: la roche primitive a été un porphyre quartzifère, en général acide.

Les restes de pâte amorphe, la texture fluidale et surtout le fait que ces roches apparaissent intercalées en couches parmi les chloritoschistes montre que ces porphyres avaient formé des coulées de lave. Transformées en schistes cristallins, sous l'action du métamorphisme régional, ces roches porphyriques gardent encore, assez évidemment, quelques unes des caractéristiques imprimées par leur nature primitive effusive.

Toutes les transformations métamorphiques des roches du groupe blanc ont eu lieu dans la zone supérieure (Épizone), ces roches ont donc parcouru un épicyle.

Prises dans leur ensemble, les roches du groupe blanc rappellent les leptites, dénomination utilisée par les géologues scandinaves pour des schistes cristallins qui sont en majorité des produits volcaniques métamorphisés (laves, tufs, etc.). Tout comme le groupe blanc ces leptites comprennent

[1]) L. c., Pl. IV, fig. 6.

Institutul Geologic al României

des hälleflintes, des gneiss et des schistes qui montrent souvent une origine porphyrique évidente. Elles constituent une partie importante du groupe des porphyroleptites, groupe qui comprend [1]): des gneiss grenus, des schistes de différents types parmi lesquels on compte aussi des schistes verts, des calcaires, des dolomites, des schistes argileux, des quartzites, des conglomérats et enfin des porphyres et des roches porphyroïdes.

Dans le groupe de ces leptites pourraient entrer presque tous les schistes cristallins des Carpates orientales, à l'exception des massifs grano-dioritiques. Les espaces libres entre ces massifs sont en effet remplis dans les Carpates orientales par le groupe blanc, les chloritoschistes, les calcaires cristallins et les quartzites noirs.

Les porphyroleptites forment également des bandes remplissant les espaces entre les gneiss et les granites du Bouclier scandinave.

Il existe tout de même une différence consistant en ce que, dans les Carpates orientales, le groupe blanc et en général les roches porphyrogènes sont quantitativement subordonnées aux autres schistes cristallins (chlori-

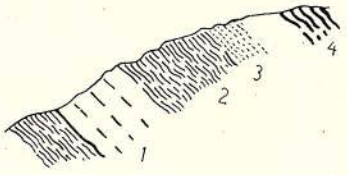


Fig. 17. Le groupe blanc. Hollosarka. 1 : 500. 1. Hälleflinte, 2. Hälleflinte ? 3. Schistes à séricite, 4. Chloritoschistes à quartz.

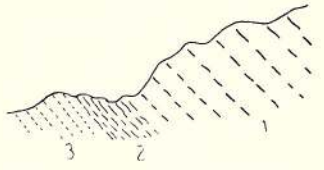


Fig. 18. Le groupe blanc. Cote 671 Putna. 1 : 500. 1. Hälleflinte, 2. Schistes à séricite, 3. Gneiss psammitiques.

toschistes par exemple) tandis que les porphyres et les leptites constituent en majorité le Cristallin scandinave. Ce rapprochement entre le groupe blanc et les leptites n'a aucunement le but de conduire à des conclusions sur l'âge des schistes cristallins des Carpates orientales.

Le groupe blanc, considéré dans son ensemble, apparaît souvent en intercalations assez épaisses (jusqu'à 4—500 m) parmi les chloritoschistes à quartz. Il est presque impossible de savoir si cette épaisseur constitue un seul paquet de dépôts ou si l'épaisseur réelle du dépôt ne serait pas doublée par des phénomènes tectoniques. En général, on peut dire que les hälleflintes n'apparaissent jamais en bancs compacts sous des épaisseurs plus grandes que quelques dizaines de mètres. Chaque fois que le groupe blanc a une grande épaisseur, les bancs constitués par ces roches sont séparés par des paquets de roches porphyrogènes schisteuses, des gneiss psamitiques et quelque-

[1]) O. I. HOLMQUIST. The Archaean geology of the coast-regions of Stockholm. Guide congr. geol. Stockholm, 1910, Fasc. 15.

Institutul Geologic al României

fois par des paquets de chloritoschistes à quartz ou de phyllites noires. Je reproduis ici trois coupes qui montrent la constitution de détail du groupe blanc. (Fig. 17, 18, 19).

Le mode de gisement du groupe blanc est mis en évidence par les coupes générales représentées sur la planche annexée à ce travail.

On peut admettre que les dépôts les plus anciens qui apparaissent dans ces coupes sont les chloritoschistes à quartz. Si on fait cette supposition, le groupe blanc comprend à sa base les chloritoschistes et immédiatement au-dessus les chloritoschistes pauvres en quartz, les phyllites noires et les quartzites noirs. Il existe pourtant des coupes où l'on voit au-dessus des chloritoschistes à quartz des phyllites grises et noires et des quartzites noirs, associés

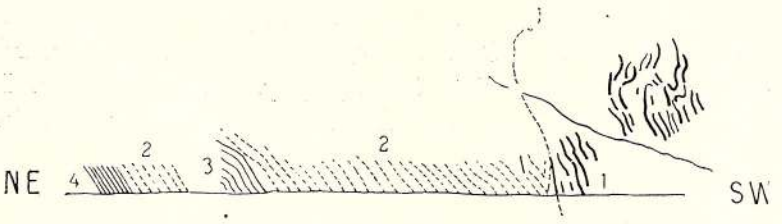


Fig. 19. Le groupe blanc. Telec, cote 760. 1 : 500. 1. Chloritoschistes à quartz, 2. Hälleflinte, 3. Chloritoschistes à séricite, 4. Phyllites noires.

parfois aux calcaires, et le groupe blanc n'apparaît plus entre les chloritoschistes et les phyllites noires. Ceci indiquerait que le groupe blanc ne forme pas une nappe continue intercalée entre les schistes cristallins, mais qu'il apparaît à un certain niveau sur des étendues limitées. Dans ce cas, la coupe stratigraphique de la partie des schistes cristallins contenant le groupe blanc serait celle représentée par la fig. 20.

Cette coupe concorde avec la nature des dépôts qui constituent le groupe blanc et qui sont, comme nous l'avons déjà dit, des coulées et peutêtre aussi, en partie, des tufs porphyriques.

La genèse du groupe blanc implique une discordance par rapport aux chloritoschistes qui sont plus anciens; mais cette discordance n'apparaît pas sur les coupes et je n'ai pu l'établir par observation directe.

On peut mentionner le fait que les chloritoschistes à quartz sont toujours puissamment et intensement plissés, ce qui n'est pas le cas pour le groupe blanc qui apparaît d'habitude sous forme de bancs massifs, réguliers et sans plis de petite amplitude. À part cela, le groupe blanc présente des inclinaisons et des directions très différentes de celles que l'on peut mesurer dans les chloritoschistes. Mais ces faits pourraient aussi être interprétés comme l'effet d'une réaction différente aux facteurs orogéniques, réaction déterminée par la constitution pétrographique différente des deux groupes.

Institutul Geologic al României

b) **Les roches porphyrogènes à biotite.**

Dans la vallée de la Bistricioara, en amont de Arșița lui Juteș (Valea Seacă), et dans pârâul Muncelul mare, on trouve des roches très voisines de celles qui constituent le groupe blanc. La seule différence avec ces dernières est la présence de la biotite qui se substitue ici à la pénine et en partie à la séricite du groupe blanc. A ce point de vue, elles se rapprochent des hälleflintes à biotite, de la vallée du Ceremuș, décrites par ZUBER.

c) **Les roches porphyrogènes à chlorite.**

Ces roches apparaissent intercalées entre les chloritoschistes, tout comme le groupe blanc. Les grands phénocristaux de quartz et de feldspath qu'elles montrent, englobés dans une masse verte chloritique, leur donnent à première vue l'aspect de conglomérats. Cependant l'étude des lames minces montre immédiatement que nous avons à faire à des porphyres métamorphisés. Ils paraissent moins transformés que les roches du groupe blanc et pourraient être

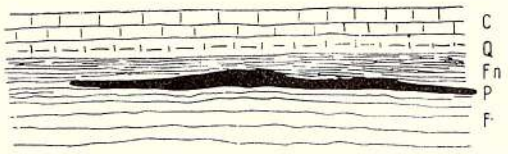


Fig. 20. Schéma stratigraphique de la partie supérieure des schistes cristallins. F. Chloritoschistes a quartz, P. Roches porphyrogènes, Fn. Phyllites noires, Q. Quartzites noirs, C. Calcaires cristallins.

rapprochés, en quelque sorte, des porphyres massifs du Țibleș. Toutefois, le fait qu'ils apparaissent toujours comme intercalations de petite épaisseur entre les chloritoschistes, ne laisse aucun doute qu'ils appartiennent aux schistes cristallins et doivent être considérés, eux aussi, comme nappes de lave.

Aux environs de Tulgheș de pareilles roches apparaissent dans Valea Corbului, dans le ruisseau Noghirez et dans la vallée de la Putna. La description minéralogique est donnée pour des roches typiques provenant de Nyerges (sources de la Putna); ce point tombe en dehors de la région représentée sur la carte géologique.

Les roches porphyrogènes à chlorite de Nyerges: Ces roches sont de couleur vert-gris, à texture schisteuse très prononcée. En section transversale, elles laissent voir des phénocristaux de quartz et de feldspath de la grandeur du pois. La structure de la roche est holocristal-

Institutul Geologic al României

line porphyrique (relicte) et sur cette structure se superpose une structure blastogène et des effets cataclastiques.

Au microscope, on voit les phénocristaux de quartz (Fig. 21) bien formés, à puissantes extinctions ondulées, ayant de nombreuses fissures. Le feldspath est représenté par de grandes plages, pouvant dépasser 10 mm de diamètre, dans lesquelles on voit des fragments (primaires) de feldspath entourés par des rosettes compactes de séricite avec de la pénine. (Fig. 22, 23).

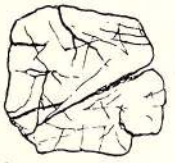


Fig. 21. Phénocristal de quartz fissuré. Nyerges; × 20 fois.



Fig. 22. Phénocristal de feldspath fragmenté et en partie decomposé en séricite. Nyerges; × 250 fois



Fig. 23. Rosettes de pénine et séricite autour des fragments de feldspath altéré; ×250 fois.

La pâte, à structure microgranitique, est constituée par des grains irréguliers de quartz, par du feldspath à inclusions de séricite et de pénine

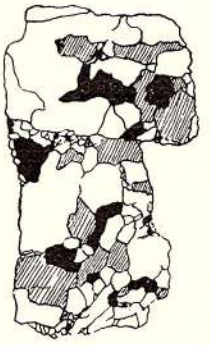


Fig. 24. Phénocristal de quartz. Nyerges; × 26 fois.

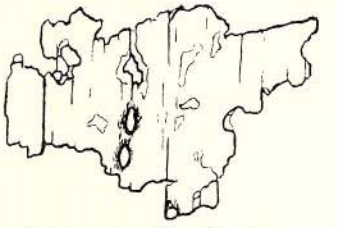


Fig. 25. Biotite. Nyerges; × 82 fois.

et enfin par des lamelles de biotite un peu moins polychroïque que celle des phénocristaux.

D'après sa composition minéralogique, la roche doit provenir primitivement d'un porphyre quartzifère qui présente aujourd'hui quelques modifications métamorphiques.

A Nyerges, (Fig. 24, 25) on trouve également un porphyre métamorphisé, qui diffère de la roche que l'on vient de décrire, surtout par le degré plus pro-

Institutul Geologic al României

noncé de la cataclase. Macroscopiquement on ne peut distinguer cette roche de la précédente que par la rareté des phénocristaux. La texture est schisteuse; la structure holocristalline-porphyrique (relicte).

D'après sa composition minéralogique, la roche a dû être primitivement un porphyre quartzifère relativement pauvre en potassium.

B) SCHISTES CRISTALLINS FORMÉS DANS LA ZONE MOYENNE DE MÉTAMORPHISME (MÉSOZONE)

Parmi les roches rencontrées dans les environs de Tulgheş, je considère les roches suivantes comme étant formées dans la zone moyenne de métamorphisme:

1. Amphibolites schisteuses,
2. Schistes à biotite,
3. Calcaires cristallins,
4. ? Mésoquartzites.

1. **Amphibolites schisteuses** (ROSENBUSCH)= **Mésoamphibolites** (GRUBENMANN).

Type: Pârâul Noroiului. Pl. II Fig. 3.

Cette roche, visiblement schisteuse, est de couleur vert-foncé à bandes ou nodules blanc-verts. Sa schistosité est mise en évidence par des intercalations de couches minces, riches en biotite.

Au microscope, on voit une structure cristalloblastique qui reproduit sensiblement la figure 109 donnée par ROSENBUSCH [1]). L'amphibole est développé en prismes allongés, relativement parallèles, à contour sensiblement irrégulier et l'espace resté libre entre ces prismes est occupé par un feldspath.

D'après la classification de GRUBENMANN, les roches ayant cette structure et cette composition minéralogique rentrent dans la famille des plagioclase-amphibolites, ordre des méso-amphibolites du groupe IV des éclogites et amphibolites.

Dans la classification de ROSENBUSCH, la roche de Pârâul Noroiului se rangerait parmi les amphibolites schisteuses (Famille des roches à amphibole ou à piroxène).

Dans la région que j'ai étudiée, les amphibolites schisteuses apparaissent seulement dans Pârâul Noroiului (aux sources de Valea Seacă); c'est aussi de cet endroit que provient l'échantillon décrit ici. Elles forment des bancs puissants, à schistosité très évidente, qui reposent sur les chloritoschistes du groupe supérieur et supportent des roches à biotite ressemblant à celles que je considère

[1]) Elemente, 1923, pag. 708.

Institutul Geologic al României

comme appartenant aux massifs d'intrusion et à leur enveloppe de contact, voir coupe, (Fig. 26).

On connaît encore des amphibolites schisteuses dans les gorges de la Bistrița [1]) et en Bucovine, à Ciocănești [2]).

Enfin, d'après les échantillons collectionnés par le Dr. TH. KRÄUTNER, on peut afirmer que des roches identiques se trouvent aussi dans le massif de Rodna.

2. Les schistes à biotite.

Type: Pârâul Noroiului. Pl. II Fig. 4.

La roche est parfaitement schisteuse, avec la couleur et l'éclat caractéristique que lui donne la biotite. Elle comprend des intercalations lenticulaires de quartz dont l'épaisseur varie entre 1 et 5 mm.

D'après GRUBENMANN, la roche peut être dénommée schiste à biotite et à plagioclase (Biotitplagioklasschiefer) et doit être classée dans le groupe VII, comme étant une formation de la zone moyenne. Dans la classification de ROSENBUSCH elle doit être rangée parmi les micaschistes.

Les schistes à biotite apparaissent dans Pârâul Noroiului associés aux amphibolites schisteuses. Dans aucun autre endroit des Carpates orientales ils ne sont plus mentionnés dans l'association indiquée.

3. Les calcaires cristallins.

Type: Pârâul Noroiului.

Les calcaires cristallins de Pârâul Noroiului sont de couleur grise, plus au moins translucides et ne peuvent se distinguer en rien de certaines variétés de calcaires cristallins qui se sont formés dans la zone supérieure.

Ils apparaissent sous forme de deux intercalations qui ne dépassent pas quelques mètres d'épaisseur, dans les schistes à biotite de Pârâul Noroiului. Une de ces intercalations apparaît aussi dans Albiuța. J'ai considéré ces calcaires comme étant formés dans la zone moyenne de métamorphisme, vu qu'ils sont associées à des schistes cristallins formés dans cette zone.

---

[1]) S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verhandlungen d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 137, Wien, 1899.

[2]) K. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bucowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1876, pag. 276, Wien 1876.

Institutul Geologic al României

4. Les Mésoquartzites.

Type: Pârâul Ghețăriei.

La roche que je décris sous le nom de mésoquartzite apparaît au fond de Pârâul Ghețăriei (affluent de pârâul Noroiului).

Je lui ai donné le nom de mésoquartzite, parcequ'elle présente quelques uns des caractères des «gneiss psammitiques» et des quartzites et en même temps elle est associée aux amphibolites schisteuses et aux schistes à biotite que j'ai considérés comme étant formés dans la mésozone.

Les mésoquartzites sont des roches de couleur blanc-verdâtre en cassure fraîche et jaune-rouille sur les surfaces altérées. La texture est plutôt massive que schisteuse et la roche peut être fragmentée en morceaux plus ou moins prismatiques, rugueux, rappelant les morceaux de bois coupé. Dans la pâte verdâtre, riche en paillettes de mica, on voit de rares phénocristaux de feldspath, ayant parfois le contour assez régulier et un diamètre de 1 à 2 mm.

Observations sur les roches formées dans la zone moyenne de métamorphisme.

Parmi les roches que j'ai attribuées à la zone moyenne de métamorphisme,

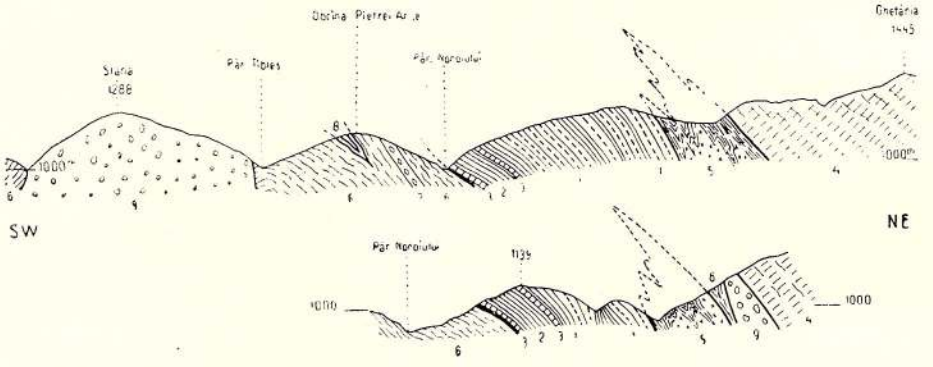


Fig. 26. Coupe par la série cristalline formée dans la zone moyenne de métamorphisme. 1: 25.000. 1. Mésoamphibolites, 2. Schistes à biotite, 3. Calcaires cristallins, 4. Mésoquartzite?, 5. Massif d'intrusion avec l'enveloppe de contact, 6. Chloritoschistes à quartz, 7. Groupe blanc, 8. Quartzites noirs, 9. Porphyres quartzifères.

les amphibolites schisteuses, les schistes à biotite et les calcaires cristallins constituent une série normale; les calcaires cristallins apparaissent comme intercalations dans les schistes à biotite, et ces schistes à leur tour apparaissent comme intercalations, d'épaisseurs différentes, dans les amphibolites schisteuses. Par rapport à cette série, les mésoquartzites occupent une place relativement indépendante.

Institutul Geologic al României

Les observations relatives aux relations tectoniques entre les roches de la zone moyenne et celles de la zone supérieure (Fig. 26) sont fondées uniquement sur les rapports constatés dans Pârâul Noroiului et Pârâul Ghețăriei, car c'est seulement dans cette région que j'ai rencontré également des schistes de la zone moyenne. Ces rapports peuvent être strictement locaux et pour ce motif j'évite toute généralisation basée sur ces observations, en retenant seulement la constatation que, dans le bassin de Pârâul Noroiului, apparaissent des roches qui peuvent être considérées comme étant formées dans la zone moyenne du métamorphisme, comme sont les amphibolites schisteuses et les schistes à biotite, à intercalations de calcaires cristallins.

CHAPITRE III

LES MASSIFS D'INTRUSION AVEC LEUR ENVELOPPE DE CONTACT ET LEURS APOPHYSES

Dans les schistes cristallins des environs de Tulgheș on peut séparer des masses à contour elliptique, constituées par des roches granodioritiques, par des gneiss à biotite et par des migmatites, constamment associées à des micaschistes à grenats. Ces masses se distinguent surtout des autres schistes cristallins par la présence de la biotite et dans leur domaine les roches massives paraissent former des masses protéiformes à nombreuses apophyses, dont les irrégularités sont comblées par les micaschistes à grenats.

Ces masses peuvent être considérées comme des intrusions de roches granodioritiques qui ont produit dans les schistes cristallins du groupe supérieur une auréole de contact, constituée surtout par des micaschistes à grenats auxquels s'associent parfois des chloritoschistes à biotite et où l'on trouve constamment aussi des amphibolites grenues.

Les gneiss qui apparaissent parmi les schistes cristallins de la zone supérieure peuvent être considérés comme étant des apophyses plus éloignées de ces massifs.

Dans l'esquisse de la fig. 27 on a séparé les micaschistes et les chloritoschistes à biotite du reste des roches qui constituent les massifs d'intrusion. Cette séparation est approximative et met seulement en évidence les masses plus importantes de micaschistes.

A) LES MASSIFS D'INTRUSION

Les roches granodioritiques et les gneiss ont été, en partie, étudiés microscopiquement par TRAUTH [1]) qui a décrit un «dioritgneiss» provenant

[1]) F. TRAUTH. Ein Beitrag zur Kenntniss des ostkarpatischen Grundgebirges. Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, Bd. III, 1910.

Institutul Geologic al României

de Ciumeni (Lóvész), station de chemin de fer sur la ligne Palanca-Mier-

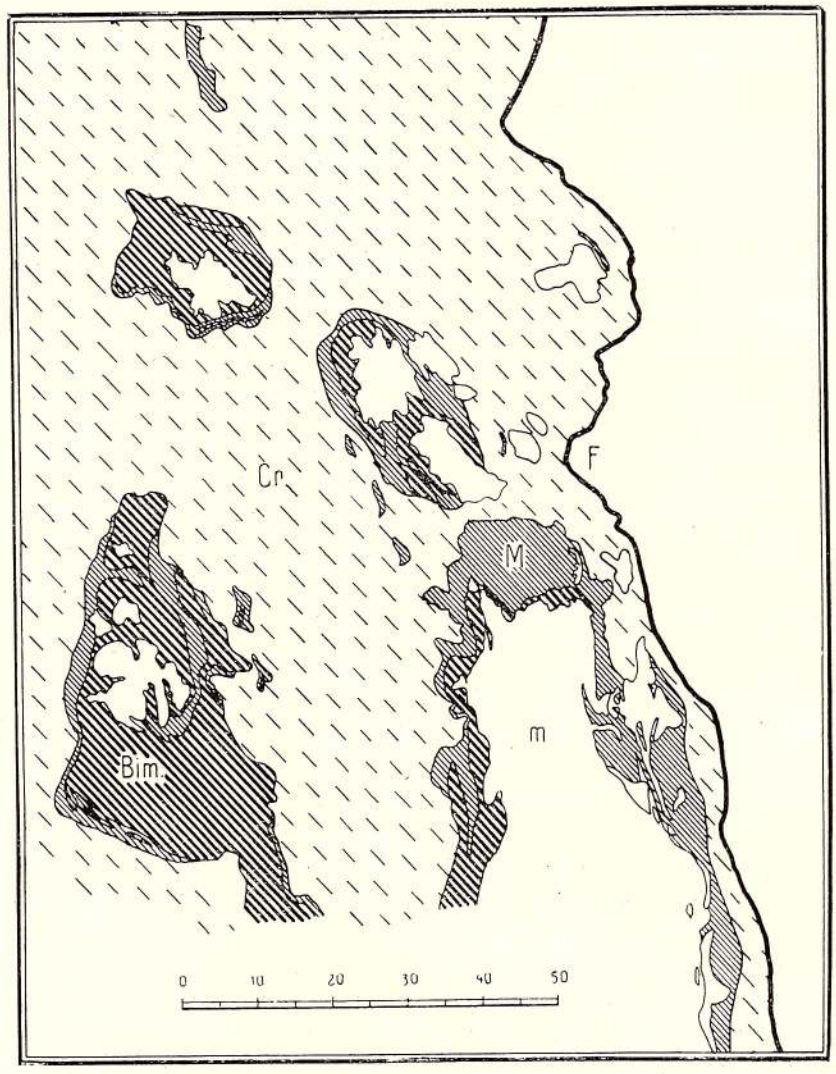


Fig. 27. Esquisse représentant les rapports entre les roches d'intrusion et l'enveloppe de contact dans les environs de Tulgheș. 1 : 200.000.
Bim. Roches granodioritiques massives et gneiss, M. Micaschistes à grenats et chloritoschistes à biotite formant l'enveloppe de contact, Cr. Schistes cristallins de la zone supérieure, m. Mésozoïque sur le Cristallin, F. Flysch.

curea Ciucului (pag. 56); un «biotitmuscovitgneiss» de «granitischer Herkunft» du mont Hăgieșul et de Pârâul Zăvului (Zăvoiului) qui

Institutul Geologic al României

descend de Bâtca Arsurilor vers Bistricioara (pag. 85) et enfin un granite de Muncelul, en Bucovine (pag. 66).

De pareilles roches sont d'ailleurs également mentionnées dans la littérature plus ancienne. PAUL [1]) observe qu'en Bucovine, certains gneiss passent à des granites gneissiques et il pense, d'accord avec COTTA, qu'ils ont pénétré dans les micaschistes comme roches éruptives.

HERBICH [2]) mentionne des « gneiss à structure granitique par l'intermédiaire desquels les gneiss passent à des granit-gneiss et à des syénitgneiss ». S. ATHANASIU [3]) remarque sur le Rarău et sur Pietrele Roșii, dans le Nord de la Moldavie, des gneiss granitiques qui sont difficiles à distinguer des granites en échantillons et pense que, d'après les phénomènes de contact, d'après leur mode d'apparition et d'après les inclusions qu'elles contiennent, ces roches peuvent être considérées comme étant de nature éruptive.

Dans la région de Tulgheș, les roches massives à texture granitique sont relativement rares et forment des affleurements de petite étendue.

Les gneiss à biotite représentent la roche la plus répandue dans les surfaces séparées comme « roches massives » (fig. 27). Quelques-uns de ces gneiss sont incontestablement des ortogneiss et on doit admettre qu'ils sont en relation directe avec les intrusions de roches granodioritiques massives, auxquelles ils passent d'ailleurs d'après les remarques des auteurs cités plus haut. De tels gneiss sont ceux décrits par TRAUTH et provenant de Hăghieșul et de Pârâul Zăvoiului et probablement aussi la majorité des gneiss qui prennent part à la constitution des massifs d'intrusion.

A part les ortogneiss, TRAUTH [4]) décrit aussi un gneiss qui, à son avis, serait d'origine sédimentaire (paragneiss) et formé dans la zone moyenne de métamorphisme. Cette roche est un grenat-gneiss et provient de Piatra Argintăriei (Bâtca Arsurilor). J'ai rencontré de tels gneiss à grenats au N. de Bicafeul-Mare (massif de Beneș).

Au cas où ces roches seraient incontestablement des paragneiss, ce qui devrait être confirmé aussi par l'analyse chimique, on devra les considérer comme étant des parties de la masse dans laquelle ont pénétré les intrusions de roches granodioritiques, parties qui ont été prises et métamorphisées entre les apophyses des intrusions.

---

[1]) Geologie der Bucowina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI, pag. 276, Wien, 1876.

[2]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 73, Budapest, 1878.

[3]) Geol. Beobachtungen i. d. nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 135, Wien, 1899.

[4]) L. c., pag. 87.

Institutul Geologic al României

B) L'ENVELOPPE DE CONTACT

1. Migmatites.

Dans les massifs d'intrusion de Tulgheș on trouve des migmatites qui, au moins microscopiquement, sont identiques à ceux qu'on trouve dans les montagnes de la Forêt Noire. Les éléments blancs sont disposés en couches parrallèles qui, par le fait que la roche est intimement plissée, apparaissent sur les surfaces exposées à l'altération comme des bandes blanches méandriformes.

Très souvent les migmatites s'interposent entre les roches d'intrusion (granodiorites ou ortogneiss) et les micaschistes. Cette position est d'ailleurs normale, parce qu'elles représentent un produit de mélange qui s'est formé sur la zone de contact entre les massifs d'intrusion et les roches dans lesquelles l'intrusion s'est effectuée.

2. Micaschistes à grenats.

Les micaschistes à grenats sont des roches de couleur jaune-rouille, à éclat métallique caractéristique pour la muscovite, avec une schistosité remarquable. Sur les surfaces parallèles à la schistosité, on voit toujours à côté des lamelles de muscovite également des lamelles plus fines et plus rares de biotite. Souvent on voit sur les mêmes surfaces des cristaux de grenats qui peuvent atteindre exceptionellement 10—12 mm. de diamètre; mais en général ils ont les dimensions d'un pois. Dans les sections normales à la schistosité, on voit constamment des lentilles de quartz dont le volume peut atteindre quelques dizaines de cm^3.

TRAUTH [1]) donne une description microscopique des micaschistes à grenats de Muncelul (Bucovine). La roche qu'il décrit se distingue des micaschistes de la région de Tulgheș uniquement par la quantité plus grande de biotite qu'elle contient. PAUL [2]) mentionne les mêmes roches dans de nombreux points des schistes cristallins du Sud de la Bucovine et S. ATHANASIU [3]) constate leur existence dans le Cristallin du Nord de la Moldavie. Dans la région de Tulgheș et dans l'extrémité méridionale des schistes cristallins des Carpates orientales, les micaschistes à grenats ne sont pas mentionnés. Ces roches ont probablement été englobées par les géologues dans le groupe très vaste des « micaschistes ».

[1]) L. c., pag. 98.
[2]) L. c., pag. 267—278.
[3]) Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, pag. 135.

Institutul Geologic al României

3. Chloritoschistes à biotite.

Pl. II Fig. 5.

Ces roches sont parfois associées aux micaschistes à grenats. Elles ne se distinguent des chloritoschistes à quartz que par la présence de la biotite qui forme de grandes lamelles, quelquefois en partie décolorées. Dans ce cas, la biotite est très probablement un minéral de contact qui a pu naître au cours de l'intrusion des roches granodioritiques. Sa présence comme minéral de contact dans les chloritoschistes montre que la mise en place de ces massifs a eu lieu postérieurement au métamorphisme qui a produit les chloritoschistes.

L'esquisse donnée (fig. 27) montre que les micaschistes et les chloritoschistes à biotite s'interposent constamment entre les roches massives et les schistes



Fig. 28. Coupe le long du Noghirez, à mi chemin entre les cotes 794 et 815. 1:4000. m. Micaschistes, M. Roches granodioritiques massives, N. Migmatites.

cristallins de la zone supérieure. Ils apparaissent aussi comme bandes intercalées entre des lames de gneiss ou encore comme enveloppe des roches massives. Dans la vallée du Noghirez, en amont de la cote 794, on voit relativement bien comment les micaschistes enveloppent presque les roches massives (fig. 28).

Il est très probable que les micaschistes à grenats représentent des parties des schistes cristallins de la zone supérieure — en majorité probablement des chloritoschistes à quartz — qui ont subi un métamorphisme de contact dont l'effet à été de les enrichir en muscovite et de former la biotite et les grenats. Les chloritoschistes à biotite ainsi que, parfois, ceux à grenats, représenteraient un terme intermédiaire entre les micaschistes et les chloritoschistes.

4. Amphibolites.

Type: Obcina Balajului. Pl. II Fig. 6.

Dans l'enveloppe de contact des massifs d'intrusion, c'est-à-dire dans les micaschistes à grenats, apparaissent quelquefois, dans les environs de Tulgheş, des amphibolites à grenats. L'esquisse de la fig. 29 montre clairement les rapports entre les micaschistes et les amphibolites.

Institutul Geologic al României

Comme type, je décrirai l'amphibolite de Obcina Balajului. À la loupe on voit la roche formée d'une masse cristalline noir-verdâtre, plus ou moins fibreuse et à éclat soyeux, où l'on peut distinguer parfois des bandes qui

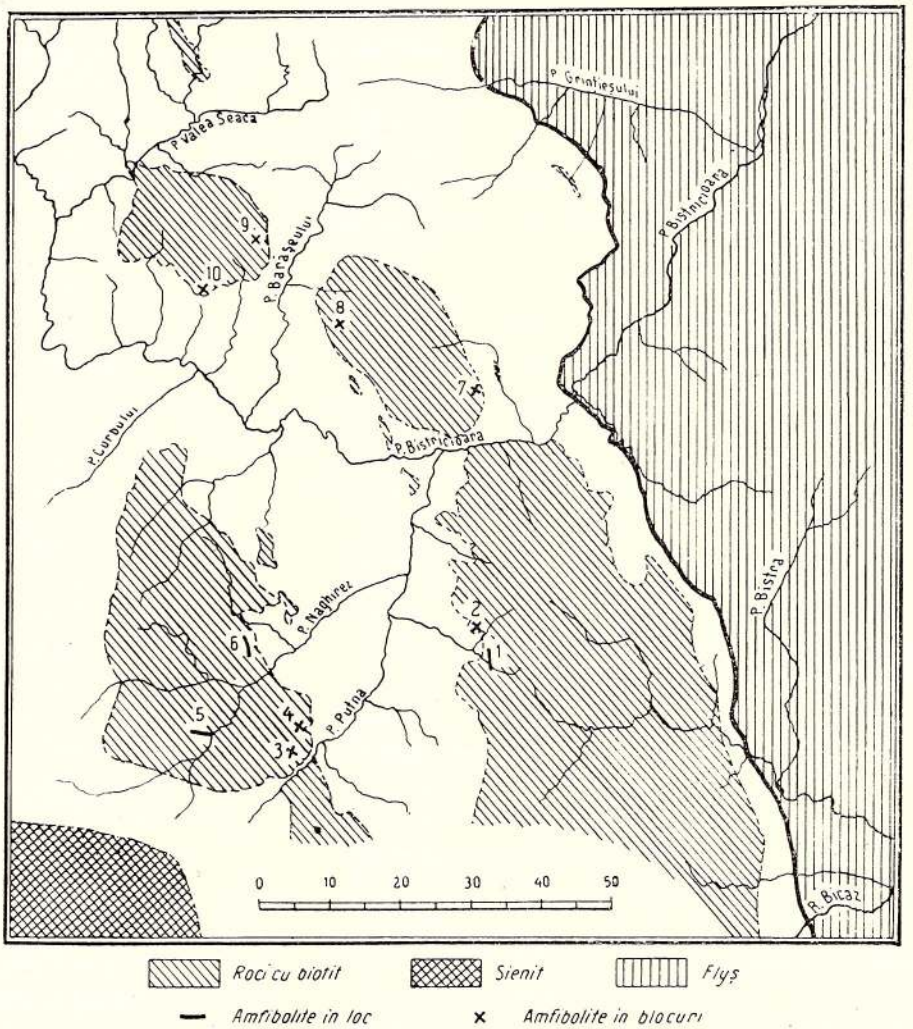


Fig. 29. Rapports entre les amphibolites et les massifs d'intrusion. 1 : 200.000. 1—10 points où j'ai trouvé des amphibolites.

diffèrent entre elles par la grandeur des cristaux d'amphibole qui les constituent. Dans cette masse sont répandus de rares grains de grenats, colorés en rose, d'un diamètre de 1—2 mm.

Au microscope on voit, à côté de l'amphybole et des grenats, des éléments secondaires, comme la zoïzite, la saussurite et le quartz et des éléments accessoires comme le sphène, la pyrite, l'ilmenite et l'apatite.

Institutul Geologic al României

La texture est massive avec une légère tendance d'alignement de l'amphibole qui contourne plus ou moins les grenats. La structure est homéoblastique. Il est à remarquer pourtant que les grains de grenats sont le plus souvent rassemblés en plages qui dépassent en grandeur les dimensions des cristaux d'amphibole et impriment ainsi à la structure une certaine héteroblastie.

La fréquence linéaire [1]), dans l'amphibolite de Obcina Balajului est la suivante:

73 hornblende, 10 grenat, 6 zoïzite, 6 quartz, 5 sphène et ensuite saussurite, apatite, pyrite, ilmenite. D'après la structure, la texture et la composition minéralogique décrite, on peut dénommer cette roche «Grenatamphibolitegrenue». Elle correspond aux grenatamphibolitesgrenues de ROSENBUSCH [2]) et aux grenatamphibolites-homeoblastiques que GRUBENMANN [3]) décrit dans la famille des grenat-amphibolites (*b*), ordre 2 (Mésoamphibolites), groupe IV (Éclogites et amphibolites).

L'analyse faite par le chimiste I. ATANASIU a donné les résultats suivants:

SiO_2	43,14	Indices d'OSANN	
TiO_2	2,12		
Al_2O_3	14,18	s = 46,62	
Fe_2O_3	0,12	A = 3,16	a = 2,1
FeO	4,18	C = 5,54	c = 3,7
MnO	0,74	F = 35,98	f = 24,2
MgO	7,66	n = 9,7	k = 0,71
CaO	14,17		
Na_2O	3,02	Indices de NIGGLI	
K_2O	0,17		
P_2O_5	0,08	Si = 84	alk = 6
SO_3	0,51	qz = — 40	k = 0,04
H_2O (110°)	0,07	al = 16	mg = 0,64
H_2O (180°)	0.16	fm = 47	c/fm = 0,66
CO_2	—	c = 31	Sect. IV
	100,92		

[1]) On a mesuré la longueur qui revient à chaque minéral sur des longueurs constantes, régulièrement distancées et disposées suivant deux directions perpendiculaires. On a calculé ainsi le pourcentage. Cette mesure à été faite sur 20—40 lignes.

Les minéraux qui n'ont pas été coupés par ces lignes, présentent sans doute une fréqence linéaire plus petite que 1%, mais j'ai énuméré, quand-même, ces minéraux après ceux qui entrent dans le calcul de la fréquence. Ce procédé je l'ai appliqué pour toutes les déterminations des rapports quantitatifs entre les minéraux constituant une roche.

[2]) Elemente, 1923, pag. 706.

[3]) L. c., pag. 203.

Institutul Geologic al României

Il est à remarquer que le total de l'analyse est probablement augmenté du fait que l'on a dosé le soufre sous forme de SO_3, bien que dans la roche il existe sans doute sous forme de S (dans les pyrites). L'oxygène ainsi ajouté représente 0,31 ainsi que le total général, diminué de cette quantité, serait 100,61.

L'amphibolite de Kammegg, d'après les analyses publiées par ROSENBUSCH [1]), présente la composition chimique la plus approchée de l'amphibolite de Obcina Balajului.

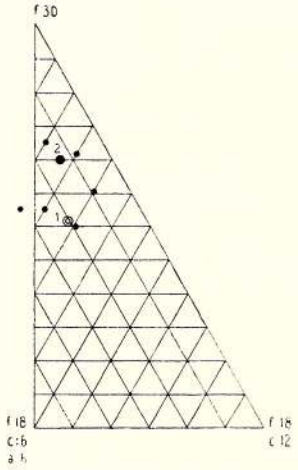


Fig. 30. Projection de l'amphibolite de Obcina Balajului (1) parmi les hornblendites. 2. Moyenne des hornblendites.

Cette dernière roche diffère de la plupart des analyses publiées par ROSENBUSCH et GRUBENMANN, par la petite quantité de SiO_2 (de quelques unités pour cent plus petite que dans les analyses mentionnées) et par l'absence presque complète du fer ferrique.

Pour expliquer la petite quantité de Fe_2O_3 on doit remarquer que l'amphibolite analysée est une roche presque monominérale, étant constituée en majorité par la hornblende. Or les hornblendes contenant peu de Fe_2O_3 ne sont pas rares et par ex. pour une d'elle [2]) on trouve 0,20 Fe_2O_3 et 14,48 FeO, tandis que l'amphibolite de Obcina Balajului donne 0,12 Fe_2O_3 et 14,18 Fe O.

La fig. 30 représente une partie du triangle d'OSANN ou l'on a projeté l'amphibolite de Obcina Balajului parmi les hornblendites mentionnées par ROSENBUSCH [3]). On voit que une de ces roches a un point de projection presque identique avec celui de l'amphibolite de Obcina Balajului. Dans le tétraèdre de concentration de NIGGLI (Fig. 31) l'amphibolite de Obcina Balajului se projette à peu près juste au millieu du champ des amphibolites.

Dans la projection de GRUBENMANN [4]) (Fig. 32), notre amphibolite se superpose à l'analyse Nr. 4 (Éclogite).

A côté des amphibolites à grenats apparaissent également dans la région d'autres amphibolites qui diffèrent entre elles par la quantité de quartz qu'elles contiennent ainsi que par le rapport quantitatif entre les grenats et la zoïzite (ou la saussurite). On peut comparer ces types variés en mesurant la fréquence des minéraux. On peut obtenir une représentation graphique en

[1]) Elemente, 1923, pag. 710, Analyse 15.
[2]) DÖLTER. Handb. d. Mineralchemie, Bd. II, Heft 1, pag. 612. Analyse 11.
[3]) Elemente, 1923, pag. 261.
[4]) L. c., pag. 212, fig. 18.

Institutul Geologic al României

prenant en abscisses la fréquence linéaire du quartz et en ordonnées la fréquence des autres minéraux. (Fig. 33).

De ce graphique on tire les conclusions suivantes:

1. L'amphibole diminue régulièrement quand la quantité de quartz augmente.

2. La zoïzite (et la saussurite) oscille en raison inverse de la proportion des grenats.

3. Le sphène et les minéraux opaques forment une quantité presque constante, insensible à la variation du quartz.

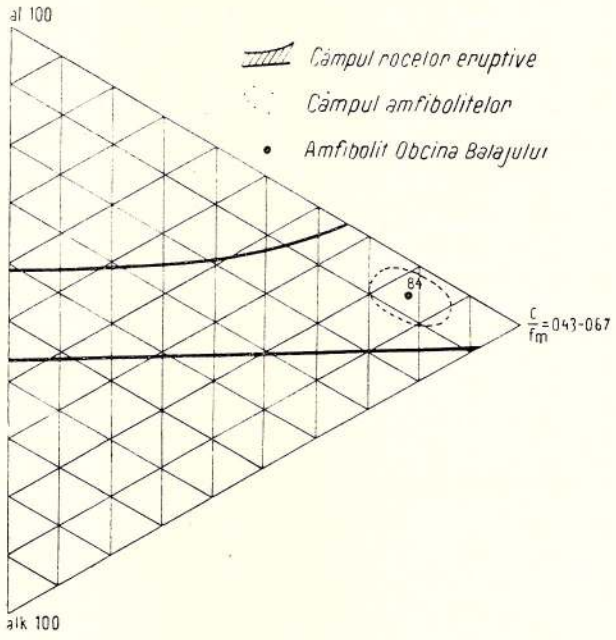


Fig. 31. Tétraèdre de concentration de Niggli avec la projection de l'amphibolite de Obcina Balajulni.

En laissant de côté le sphène et les minéraux opaques, qui apparaissent sur le graphique comme un tout inerte, on peut considérer la série des amphibolites représentées sur le graphique comme le résultat d'un équilibre physico-chimique entre trois substances; la substance amphibolique, la substance quartzique et la substance zoïzite (saussurite) — grenatique. Les deux premières substances forment un système de deux composants qui se disloquent l'un l'autre et fonctionnent relativement indépendamment de la substance zoïzite (saussurite) — grenatique.

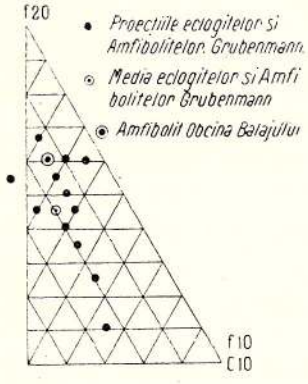


Fig. 32. Projection, d'après GRUBENMANN, des éclogites et amphibolites et de l'amphibolite de Obcina Balajuluî.

Dans certains cas (Amphibolite à 12% de quartz), quand la substance zoïzite-grenatique apparaît en grande proportion, elle empiète sur le système amphibole-quartz. La substance zoïzite (saussurite) — grenatique forme alors un deuxième système qui peut donner soit seulement de la zoïzite (saussurite) soit de la zoïzite et des grenats en proportions variables.

On peut remarquer encore, sur la fig. 33, que l'amphibolite de Obcina Balajului, la seule

Institutul Geologic al României

pour laquelle j'ai donné une analyse chimique, représente un type extrême parmi les amphibolites de Bistricioara. Ce fait explique pourquoi le bioxide de silice apparaît dans notre amphibolite en plus petite proportion que dans la majorité des amphibolites mentionnées par ROSENBUSCH et GRUBENMANN.

L'amphibolite de Obcina Balajului apparaît comme une bande de 3—4 m. de largeur qui coupe la route Tulgheș-Bicaz à 200 m. en amont du pont de la cote 894. La roche se trouve intercalée dans des micaschistes à biotite mais son mode de gisement n'apparaît pas clairement. A ce point de vue les apparitions d'amphibolites de la cote 873, dans le ruisseau Noghirez, sont plus concluantes. Dans la première apparition que l'on voit sur la rive gauche de la vallée, juste à la cote 873, les amphibolites se trouvent en con-

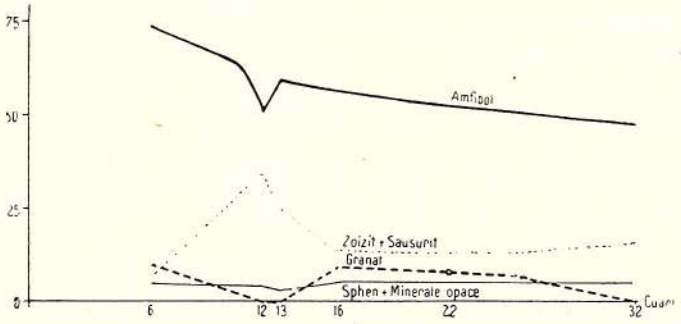


Fig. 33. Graphique de la fréquence linéaire des minéraux dans les amphibolites du bassin de la Bistricioara. 6. Grenatamphibolite Obcina Balajului, 12. Zoïziteamphibolite Pâr. Alunului, 13. Id. Id., 16. Grenatamphibolite à zoïzite Pâr. Paltinului, 22. Grenatamphibolite à saussurite Piatra Runcului, 32. Zoïziteamphibolite Pâr. Noghirez.

tact immédiat avec des roches granodioritiques massives et sont traversées par les apophyses de ces roches.

Dans une autre apparition située à 200 m. en amont de la cote 873, toujours sur la rive gauche de la vallée, les amphibolites paraissent former un corps en partie pris et digéré par le magma granodioritique.

Ces deux apparitions montrent que l'amphibolite est très probablement un produit du métamorphisme de contact et ce fait explique aussi son apparition seulement dans les auréoles de contact des massifs granodioritiques.

Le fait que les amphibolites apparaissent seulement en petites quantités, sans affinité évidente avec les roches qui les environnent, qui sont elles aussi des produits de contact, montrerait que les amphibolites seraient d'anciens filons intrusifs dans les schistes cristallins, filons qui se sont trouvés accidentellement dans les régions ayant été soumises au métamorphisme de contact produit par les intrusions granodioritiques.

Institutul Geologic al României

D'autre part l'interprétation de l'analyse chimique d'après BECKE, NIGGLI et OSANN, n'exclut pas la possibilité que l'amphibolite de Obcina Balajului la seule analysée, soit une roche d'origine éruptive et non pas sédimentaire.

Dans le triangle de BECKE la roche, ayant les indices:

Si = 41,92, U = 37,58,
L = 20,50,

se projette en marge du champ des roches éruptives. Dans le tétraèdre de concentration de NIGGLI (Fig. 31) sa projection tombe au milieu du champ des roches éruptives. Enfin, d'après les critériums d'OSANN, le rapport S : Al : F ainsi que le rapport Al : Ca : Alk, range l'amphibolite de Obcina Balajului parmi les roches éruptives. Les indices nécessaires pour cette projection sont:



Fig. 34. Les amphibolites près de la cote 873 (Noghirez). 1: 300.
1. Amphibolite, 2. Roches granodioritiques, 3. Gneiss à biotite.

S = 14,4	Al = 9,2
Al = 2,7	Ca = 17,5
F = 12,9	Alk = 3,3

On peut donc conclure que les amphibolites que j'ai rencontrées dans les environs de Tulgheş proviennent des roches filoniennes basiques qui ont été transformées en amphibolites sous l'action du métamorphisme de contact produit par les intrusions des magmas granodioritiques.

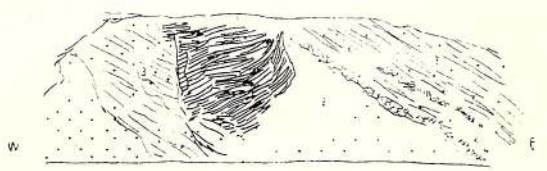


Fig. 35. Les amphibolites à 200 m. en amont de la cote 873. 1: 300.
1. Amphibolites, 2. Roches granodioritiques, 3. Gneiss à biotite.

M. SAVUL [1]), qui a étudié les amphibolites de Şarul Dornei, arrive, lui aussi, à la conclusion qu'elles représentent des roches lamprophyriques métamorphisées, mais il pense que cette transformation est due au dynamo-métamorphisme. L'existence des filons, soumis au métamorphisme de contact provoqué par les intrusions granodioritiques, implique aussi l'existence, dans les schistes cristallins, des filons correspondants non transformés. Nous devons donc trouver, en dehors de l'auréole de contact, des filons de la même

[1]) Studii asupra şisturilor cristaline. An. Inst. geol. al României, vol. XII, pag. 432, Bucureşti, 1927.

Institutul Geologic al României

suite que les filons d'amphibolite, qui ont dû garder leur caractère primitif.

On pourrait songer, en premier lieu, aux diabases car ces roches ont une composition chimique sensiblement pareille à celle des amphibolites et parce qu'on rencontre fréquemment des diabases transformées en amphibolites. M SAVUL [1]) remarque d'ailleurs une ressemblance dans la composition chimique des amphibolites de Şarul Dornei avec les roches filoniennes du Nord de la Moldavie, analysées par BUŢUREANU.

Il faut pourtant remarquer qu'on peut constater une affinité tout aussi grande que celle existant entre les diabases et les amphibolites, entre les diabases et les roches effusives qui apparaissent intercalées dans les dépôts du Trias supérieur qui reposent sur les schistes cristallins des Carpates orientales.

Ces parentés chimiques nous conduiraient à comprendre dans la même phase de manifestations éruptives les amphibolites, les diabases et les roches effusives mésozoïques et conclure que les amphibolites (que nous considérons comme étant des diabases métamorphisées) ont été mises en place durant le Trias supérieur, en même temps que les roches effusives correspondantes. Dans ce cas, les intrusions granodioritiques qui ont transformé, dans leur auréole de contact, les diabases en amphibolites, ont dû se produire dans une période plus récente que le Trias supérieur. Cette conclusion n'est pas admissible, car le Trias, avec lequel commence la série des dépôts mésozoïques reposant sur le Cristallin, s'étale en discordance par dessus les lignes de contact entre les massifs d'intrusion et les schistes cristallins, indiquant par cette disposition que déjà avant le Trias inférieur les massifs d'intrusion étaient mis en place et leurs auréoles de contact étaient formées. Les amphibolites formées dans ces auréoles ne peuvent donc être que prétriasiques.

C) LES GNEISS

À part les gneiss à biotite, qui apparaissent dans les régions séparées sur la carte comme étant des massifs d'intrusion avec leurs auréoles de contact, soit comme faciès périphérique de ces massifs, soit comme apophyses ayant pénétré entre les micaschistes à grenats, on rencontre aussi, aux environs de Tulgheş, des gneiss qui forment des lames entre les chloritoschistes. Je considère ces gneiss comme des apophyses des massifs granodioritiques. Parmi les gneiss qui apparaissent entre les chloritoschistes et qui sont séparés des massifs d'intrusion, on peut distinguer deux variétés:

1. Gneiss oculaires rouges.
2. Gneiss blancs.

[1]) Étude sur les schistes cristallins. An. Inst. geol. al României, vol. XII, pag. 482. Bucureşti, 1927.

Institutul Geologic al României

1. Les gneiss oculaires rouges.

Type: Măgura Prisăcanilor.

Ces gneiss apparaissent macroscopiquement comme une roche schisteuse. Elle est constituée par un mica verdâtre qui forme, avec le quartz, la masse dans laquelle apparaissent les grains oculaires de feldspath rouge. La texture est schisteuse-lenticulaire (oculaire). La structure est porphyroblastique à petits éléments, variant entre 0,2 et 0,5 mm. et atteignant rarement 1 mm. de diamètre, tandis que les porphyroblastes ont 5—10 mm. de longueur et sont en général fusiformes. Les petits éléments forment des couches ou lentilles allongées, alternes.

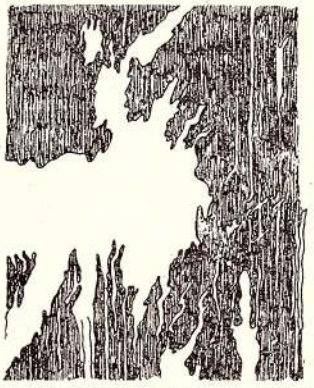


Fig. 36. Albite dans la microcline. Gneiss oculaire rouge. Măgura Prisăcanilor; × 200 fois.



Fig. 37. Albite dans la microcline. Gneiss oculaire rouge. Măgura Prisăcanilor; × 34 fois.



Fig. 38 Partie de la fig. 37; × 337 fois.

D'après sa structure et d'après sa composition minéralogique, la roche est un gneiss oculaire à microcline, en tout point semblable au gneiss de Rarău [1]) et aux autres gneiss oculaires de Bucovine et du Nord-Est de la Transylvanie [2]). Ces derniers ont toujours été comparés au gneiss de Cozia [3]). La différence entre la roche décrite et tous les autres gneiss énumérés consiste, en premier lieu, dans le fait que la biotite est remplacée, dans les gneiss de Măgura, par un autre mica.

Ce phénomène pourrait être expliqué par un métamorphisme de deuxième rang, auquel on peut attribuer aussi les phénomènes de cataclase observés dans le quartz, ainsi que les extinctions onduleuses du feldspath.

---

[1]) TH. NICOLAU. Gnaisul dela Rarău. Archiva, No. 4, Aprilie 1905.

[2]) F. TRAUTH. Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpatischen Grundgebirges. Mit. d. geol. Gesellschaft in Wien, Bd. III, 1910, pag. 71.

[3]) M. REINHARD. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. Bukarest, 1906.

Institutul Geologic al României

TRAUTH [1]), dans l'étude comparative qu'il fait entre le gneiss de Cozia et les autres gneiss des Carpates orientales, remarque, comme différences principales, l'absence de la protoclase et la dimension des porphyroblastes de microline, qui peuvent atteindre dans le gneiss de Cozia la dimension du poing tandis que'en Transylvanie et en Bucovine elles atteignent rarement 2½ cm.

L'auteur cité croit que ces différences ont leur origine dans le processus de formation des roches. D'après MRAZEC et REINHARD, la texture lenticulaire du gneiss de Cozia serait en grande partie primaire et serait née durant la consolidation à fluctuations magmatiques d'une granite-porphyre sous l'action d'un «Stress» puissant, tandis que les gneiss de Transylvanie et de Bucovine auraient leur texture déterminée uniquement par le métamorphisme provoqué par le «Stress» exercé sur une roche «biotite-granito-porphyrique» déjà consolidée.

Je dois pourtant remarquer qu'on rencontre aussi, dans les feldspaths des gneiss oculaires des Carpates orientales, des fractures qui peuvent être considérées comme des protoclases. La différence de dimensions des nodules de feldspath peut être expliquée plutôt par l'amplitude du phénomène que par un mode différent de formation des gneiss. Ainsi, à Măgura où les gneiss oculaires ont une épaisseur qui ne dépasse pas 10 m., les nodules atteignent 1 cm. de longueur et le plus souvent seulement 5—6 mm. de diamètre. A Rărău, où l'épaisseur de cette roche atteint 50 m., les nodules sont toujours plus longs que 1 cm. Les gneiss oculaires des Carpates orientales, qui présentent des épaisseurs atteignant rarement 50 m. ayant un développement local, lenticulaire, présentent des conditions de cristallogenèse moins favorables que le gneiss de Cozia qui se développe sur une zone de quelque km. de largeur et de plus de 100 km. de longueur.

J'en conclus que la différence entre les deux gneiss ne me paraît pas suffisamment accentuée pour leur attribuer un mode de formation différent. Il est plus probable qu'ils sont le résultat d'un phénomène identique. Je ne peux décider si ces gneiss représentent une roche consolidée sous l'action du «Stress», ou s'ils représentent des roches déjà consolidées et métamorphisées ensuite. J'adopte en cette question les vues de REINHARD [2]).

2. Les neiss blancs.
Type: Ruisseau Prisăcani.

Ces gneiss, qui sont d'habitude blanc-jaunâtres ou blanc-verts, montrent une schistosité évidente. Les plans de clivage sont riches en muscovite et ont un aspect ondulé et rugueux. Les ondulations sont produites par la proé-

[1]) *L. c.*, pag. 80.
[2]) *L. c.*, pag. 79.

Institutul Geologic al României

minence des lentilles de quartz et de feldspath. Dans les sections normales à la schistosité apparaît très clairement une texture lenticulaire.

Les lentilles, qui peuvent atteindre 7—8 mm. d'épaisseur et plus de 1 cm. de longueur, sont constituées surtout de feldspaths et plus rarement de quartz. Quand ces surfaces sont altérées, des bandes de quartz et de feldspaths apparaissent aussi en relief, à côté des lentilles.

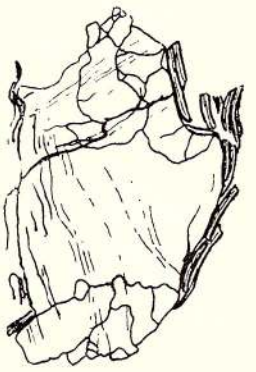


Fig. 39. Cristal de quartz cassé et enveloppé par la muscovite. Gneiss blanc. Prisăcani; × 38 fois.

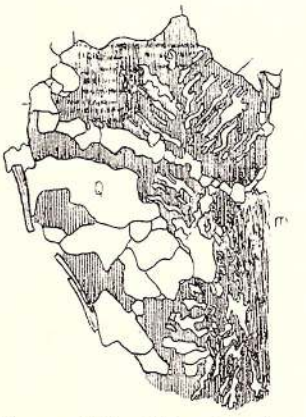


Fig. 40. Mirmékite dans la microcline. Gneiss blanc. Prisăcani; × 55 fois. Q. quartz, m. microcline.

Les gneiss blancs sont très fréquents dans les environs de Tulgheș. Parfois ils ont les nodules de feldspath bien développés et se rapprochent par ce caractère des gneiss de Măgura. Les apparitions les plus importantes sont marquées sur la carte.

Relations entre les gneiss et les massifs d'intrusion.

Sur la carte géologique on voit clairement que les gneiss rouges ainsi que les gneiss blancs apparaissent entre les schistes cristallins du groupe supérieur sous forme de lames qui sont rapprochées des massifs d'intrusion ou même en contact avec ces masifs. Plusieurs fois j'ai remarqué dans les chloritoschistes, au contact avec les gneiss, un enrichissement en mica blanc et dans le massif de Măgura-Hangu les gneiss rouges sont associés à une lame étroite de micaschistes pareils à ceux que j'ai rencontré dans l'enveloppe de contact des massifs d'intrusion. Une pareille association a été observée d'ailleurs aussi par PAUL chez quelques gneiss rouges de Bucovine [1]).

Le fait que les gneiss de la région de Tulgheș ont produit dans les schistes cristallins, parmi lesquels ils se trouvent, quelques phénomènes de contact, leur

[1]) *L. c.*, pag. 269.

Institutul Geologic al României

répartition et leur constitution pétrographique, justifient la supposition qu'ils seraient des ortogneiss. Je les ai considérés comme tels et les ai liés aux massifs d'intrusion granodioritiques, comme étant des apophyses plus éloignées de ces massifs, apophyses qui se sont consolidées sous le « S t r e s s » durant des mouvements orogéniques, ainsi que l'admet REINHARD pour le gneiss de Cozia.

De cette interprétation il résulte en premier lieu le fait que, entre les gneiss à biotite rencontrés dans les massifs d'intrusion et les gneiss qui apparaissent comme lames entre les schistes cristallins de la zone supérieure, il n'existe d'autres différences que celles causées par les conditions particulières de consolidation.

Si l'on admet que les gneiss qui apparaissent entre les schistes cristallins de la zone supérieure sont des apophyses éloignées des massifs granodioritiques, apophyses qui se sont consolidées sous des pressions orientées (S t r e s s), on doit conclure que les intrusions granodioritiques ont été mises en place durant une phase de mouvements orogéniques. En effet, seuls ces mouvements peuvent produire les pressions orientées et les appels de magma (vers les axes des plis) qui ont donné naissance à ces lames de gneiss.

Comme âge, ces mouvements doivent être ultérieurs au métamorphisme régional qui a produit les schistes cristallins et antérieurs au Trias.

CHAPITRE IV

LES FILONS

Les filons qui apparaissent dans les schistes cristallins des environs de Tulgheș sont de types très variés. A première vue, on peut les séparer en deux groupes:

A. Porphyres quartzifères,

B. Diabases et lamprophyres.

A) PORPHYRES QUARTZIFÈRES

Les porphyres quartzifères sont localisés dans la partie NW de la région étudiée. Ils forment des colonnes à contour plus ou moins elliptique et leurs limites coupent parfois transversalement les schistes cristallins parmi lesquels ils apparaissent.

Le type de porphyre quartzifère est celui de Pârâul Țibleș (Pl. III Fig. 1) Macroscopiquement on voit que la roche est constituée par des grains bleu-opalin de quartz, de la grandeur d'un pois, et par des grains blanc-

Institutul Geologic al României

verdâtre de feldspath englobé dans une masse cryptomère, d'un vert sale, dans laquelle on voit assez bien des lamelles de mica. La texture est massive.

Au microscope, la structure apparaît holocristalline-porphyrique. L'abondance de la séricite et la rareté des minéraux à calcium parmi les produits de décomposition des feldspaths, indiquerait que, primitivement, ces feldspaths ont été surtout sodicopotassiques. D'après ces caractères la roche de Țibleș doit être dénommée, selon ROSENBUSCH, porphyre quartzifère.



Fig. 41. Fragments d'un cristal de feldspath cimenté par la pâte microcristalline. Porphyre quartzifère Țibleș; × 46 fois.

La constitution minéralogique et surtout les caractères macroscopiques rapprochent beaucoup ces porphyres de ceux de Rofna [1]), mais je n'ai aucunement l'intention de tirer, de cette ressemblance, des conclusions sur l'âge des porphyres de Țibleș.

Les porphyres de Țibleș ainsi ceux de Muncel étaient connus par REINHARD [2]). F. TRAUTH [3]) décrit lui aussi, un « quartz-amphibole-diorite- porphyre à mica » provenant de Valea Seacă, un peu en aval du confluent avec le ruisseau Țibleș. D'après la nomenclature utilisée pour les roches semblables des Alpes cette dernière roche serait un tonalitporphyre. Cette roche se distingue des porphyres de Țibleș par la présence de la hornblende (presque complètement chloritisée), par le contenu un peu plus grand en calcium des feldspaths et enfin par la grandeur des phénocristaux qui peuvent atteindre 2 cm. de longueur. Elle pourrait être regardée, peut-être, comme étant une apophyse du massif principal qui forme les sommets de Slana et Piatra Arsă.

Des porphyres ressemblant à ceux de Țibleș existent encore beaucoup plus au Nord dans le massif de Pietrosul [4]). Nous connaissons ces porphyres uniquement par les coupes minces de la collection S. ATHANASIU. Le quartz est plus fragmenté que dans les porphyres de Țibleș. Le feldspath est, ici aussi, complètement décomposé et paraît être un peu plus basique, car les produits de décomposition, la zoïzite et l'épidote, sont plus abondants que dans le porphyre de Țibleș.

---

[1]) G. RUETSCHI. Zur Kenntnis der Rofnagesteine. Eclogae geologicae Helvetiae, 1903, VIII.

[2]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen-Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. geol. al României, vol. XII, pag. 396, Bucarest, 1927.

[3]) Mitt. d. geol. Gesellschaft in Wien, Bd. 111, 1910, pag. 61.

[4]) SAVA ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nord-moldauischen Ostkarpathen. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5, pag. 136, Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

Le porphyre de Pietrosul peut être classé lui aussi, parmi les porphyres quartzifères et l'abondance de la zoïzite et de l'épidote dénotant un caractère plus basique, rapprocherait ce porphyre de celui de Valea Seacă, étudié par TRAUTH.

Du massif de Pietrosul proviennent également quelques échantillons de la collection S. ATHANASIU qui montrent les mêmes porphyres, mais complètement broyés. La cataclase est très évidente surtout sur les phénocristaux de quartz qui sont partiellement pulvérisés. Les feldspaths sont, eux aussi, fragmentés et la biotite apparaît seulement comme des restes parmi les minéraux opaques, la séricite et la chlorite. Les parties moins écrasées de la roche forment des plages dans un réseau de minéraux pulvérisés où la séricite est très abondante.

La cataclase ayant détruit le contour des phénocristaux, on ne peut plus préciser si une pareille roche est un véritable porphyre ou peut être un tuf porphyrique.

Les porphyres forment des masses importantes dans le complexe des schistes cristallins, masses qui, d'après leurs formes et d'après les relations dans lesquelles elles se trouvent avec les schistes cristallins, peuvent être considérées comme des piliers de masses éruptives. Pour établir l'âge de ces éruptions, nous ne possédons pour le moment aucun élément d'appui.

Les phénomènes de cataclase, très prononcés, indiqueraient des éruptions anciennes, peut-être antétriasiques, et le fait que ces porphyres ne sont pas métamorphisés comme les roches porphyrogènes du groupe blanc, montre que leur mise en place a eu lieu après l'accomplissement du métamorphisme régional qui a donné naissance aux schistes cristallins des Carpates orientales. Ces considérations situeraient les intrusions porphyriques vers la fin du Paléozoïque.

B) LAMPROPHYRES ET DIABASES

Les lamprophyres et les diabases ne forment pas des massifs importants comme le massif porphyrique de Piatra Arsă, mais seulement des filons dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques décimètres. Ces filons sont fréquents et très variés.

a) LAMPROPHYRES

Les filons lamprophyriques peuvent être classés en deux séries:

1. Camptonites et Monchiquites,
2. Spessartites.

Institutul Geologic al României

1. Camptonites et Monchiquites.

a) Camptonite

Cote 1454 Piatra Roşie Românească. Pl. III Fig. 2.

La roche est de couleur noire-grise, compacte et finement cristallisée, ayant un aspect basaltique. Au microscope on voit une structure holocristalline-porphyrique.



Fig. 42. Olivine transformée en antigorite et calcite. Camptonite. Piatra Roşie; × 80 fois.

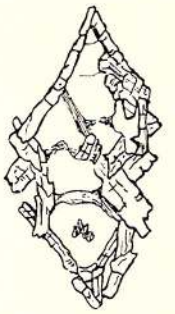


Fig. 43. Augite titanifère groupée sur l'olivine. Camptonite. Piatra Roşie; × 80 fois.



Fig. 44. Augite titanifère. Camptonite. Piatra Roşie; × 100 fois.

Des phénocristaux d'olivine et de pyroxène, dont la longueur ne dépasse pas 1 mm. représentent le produit d'une première phase de cristallisation. Dans une deuxième phase se sont formés des cristaux prismatiques, allongés d'augite titanifère et de barkévicite. Ces deux générations de cristaux sont englobées dans une pâte microcristalline constituée par de l'augite, de la barkévicite, du plagioclase et de la zoïzite.

La fréquence linéaire des minéraux est la suivante:

	Génération I	Génération II	Pâte	Total
Pyroxène	6	15	23	44
Olivine	1	—	—	1
Barkévicite	—	13	28	41
Minéraux opaques	—	8	—	8
Feldspath	—	—	1	1
Analcime	—	—	1	1
Calcite (seulement dans la pâte)	—	—	4	4
				100

Institutul Geologic al României

D'après sa composition minéralogique, la roche est une camptonite à amphibole qui diffère de la forme typique, décrite par ROSENBUSCH, par l'absence de la biotite et par le contenu très pauvre en feldspath. La composition chimique de la roche, d'après l'analyse faite par I. ATANASIU [1]) est la suivante:

SiO_2	37,24
TiO_2	3,40
Al_2O_3	12,62
Fe_2O_3	2,47
FeO	13,37
MnO	0,86
MgO	6,59
CaO	13,96
BaO)	0,09
SrO)	
Na_2O	2,04
K_2O	1,29
P_2O_5	0,13
SO_3	1,44
H_2O (110^0)	0,40
$CO_2 + H_2O$ (180^0) . . .	4,97
	100,87

Du total de l'analyse on doit déduire l'oxygène du trioxide de soufre, car il est certain que le soufre provient des pyrites.

b) Camptonite

Ruisseau Preluca Zvâncenilor, au confluent avec le vallon qui débouche sur sa rive droite, à la cote 1154 (fond de la vallée Telec, Valea Jidanului).

La roche est massive et noire et a l'aspect basaltique. Dans la masse noire, microcristalline, on voit de rares cristaux de barkévicite pouvant atteindre plusieurs mm. de diamètre et quelques plages blanc-verdâtres entourées d'une auréole rose.

Au microscope, on voit que la structure est holocristalline-porphyrique. À part les cristaux de barkévicite, visibles à l'oeil nu, on voit encore dans la pâte des phénocristaux d'augite, de barkévicite et de quartz qui sont d'une deuxième génération.

[1]) I. A. ATANASIU. Contributions à l'étude chimique des roches éruptives basiques. Bull. de Chimie pure et appliquée, T. XXXVI (1924), No. 1—3, pag. 19, analyse 5 a, Bucarest, 1925.

Institutul Geologic al României

La fréquence linéaire des minéraux est la suivante:

	Phénocristaux	Pâte	Total
Pyroxène)	20	5	25
Barkévicite	7	5	12
Quartz	2	—	2
Minéraux opaques . .	—	55	55
Calcite	—	5	5
Apatite	—	1	1
			100

Il résulte de la composition minéralogique que la roche est une camptonite qui diffère des camptonites normales par l'absence de la biotite et des feldspaths.

c) Monchiquite

Vallon qui se jette à la cote 659, dans le ruisseau Măghieruşul. Pl. III Fig. 3.

La roche est de couleur gris-foncé, finement cristallisée, d'aspect basaltique et ayant une croûte d'altération très distincte du reste de la roche.

Au microscope, on voit une structure hypocristalline-porphyrique. Des phénocristaux d'augite et d'olivine, qui ne dépassent pas 3 mm. de diamètre, sont englobés dans une pâte constituée par des cristaux beaucoup plus petits d'augite, de barkévicite, de minéraux opaques, de sphène et d'apatite dont les interstices sont remplis par une masse amorphe de couleur brune, riche en microlites.

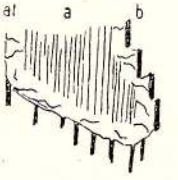


Fig. 45. Barkévicit sur augite. Monchiquite. Maghieruş; × 30 fois. a. Augite acmitique, at. Augite titanifère, b. Barkévicite.

La fréquence linéaire des minéraux est la suivante:

Augite	27
Olivine	21
Barkévicite	8
Minéraux opaques	7
Analcime	5
Pâte amorphe	32
	100

D'après sa composition minéralogique, la roche peut être dénommée monchiquite à augite et elle diffère des monchiquites normales par l'absence de la biotite et la prédominance de l'augite et de l'olivine.

[1]) Y compris la chlorite et la calcite provenant de l'altération des pyroxènes.

Institutul Geologic al României

L'analyse chimique de la roche [1]) montre une quantité notable d'eau et probablement aussi de CO_2 ce qui amène une diminution apparente, comme proportion, de $Si O_2$.

$Si O_2$	34,72
$Ti O_2$	3,02
$Al_2 O_3$	9,82
$Fe_2 O_3$	3,24
$Fe O$	11,39
$Mn O$	1,56
$Mg O$	8,43
$Ca O$	10,92
$Ba O$, $Sr O$	traces
$Na_2 O$	2,47
$K_2 O$	0,65
$P_2 O_5$	traces
$S O_3$	0,84 [2])
$H_2 O$ (110°)	2,06
$H_2 O$ (180°), $C O_2$	11,04
	100,16

d) Monchiquite

Cote 927 du ruisseau Fügheş [3]). Pl. III Fig. 4.

La roche est de couleur noire, compacte, d'aspect basaltique et porte une croûte mince, de couleur rouille.



Fig. 46. Pyroxène altéré. Monchiquite. Fügheş; × 60 fois.



Fig. 47. Olivine serpentinisée (Antigorite). Monchiquite. Fügheş; × 360 fois.

[1]) *L. c.*, pag. 19, analyse 7 a.

[2]) Il fallait réduire au S.

[3]) Le ruisseau Fügheş se jette dans la Putna en amont du ruisseau Şumuleu et n'est pas compris dans notre carte.

Institutul Geologic al României

Au microscope, on voit la structure hypocristalline-porphyrique. Des phénocristaux rares, d'un diamètre de 1 mm. seulement, de pyroxène et d'olivine complètement altérées, sont englobés dans une pâte constituée surtout de barkévicite à côté de laquelle on voit plus rarement de l'augite titanifère et de l'olivine. Les espaces sont remplis de substance amorphe.



Fig. 48. Barkévicite. Monchiquite. Fügheş; × 375 fois.



Fig. 49. Plage à analcime (A). Monchiquite. Fügheş; × 60 fois.

La fréquence linéaire des minéraux est la suivante:

Pyroxène (altéré)	9	Phénoéléments
Olivine (altérée)	2	Phénoéléments
Barkévicite	42	
Minéraux opaques	8	
Calcite	7	
Pâte amorphe	32	
	100	

Il résulte de sa composition minéralogique et de sa structure que la roche est une monchiquite à amphibole. On y remarque également l'absence de la biotite.

La composition chimique de la roche [1]) est la suivante:

SiO_2	38,78
TiO_2	5,10
Al_2O_3	11,64
Fe_2O_3	4,22
FeO	12,30
MnO	0,85

[1]) *L. c.*, pag. 20, analyse 1 b, introduite par erreur parmi les roches effusives associées aux dépôts mésozoïques.

Institutul Geologic al României

Mg O	8,24
Ca O	9,24
Ba O, Sr O	0,19
Na_2O	0,93
K_2O	0,10
P_2O_5	0,11
SO_3	0,67
H_2O (110°)	0,62
H_2O (180°), CO_2	6,78
	99,77

e) Une monchiquite a été recueillie par moi à la cote 904 du ruisseau Noghirez. La roche se présente seulement sous forme de blocs. Elle est grise, massive, finement grenue et laisse voir à l'oeil nu de très petits granules de pyrite et des sphérules de calcite de 4 — 5 mm. de diamètre.

Au microscope, on voit la structure hypocristalline-porphyrique. Les phénocristaux sont représentés par: Barkévicite, pyroxène chloritisé, olivine transformée en antigorite, rares cristaux d'un feldspath plagioclase basique et de très rares lamelles de biotite.

La pâte est dévitrifiée.

f) Une roche filonienne qui fait part, probablement, elle aussi, de la série des camptonites et des monchiquites a été rencontrée par moi sur la rive gauche de vallée de la Bistricioara, au niveau de la cote 762, 600 m. en aval de l'embouchura du ruisseau Valea Seacă. La roche forme un filon de 40 cm. d'épaisseur dans les chloritoschistes à quartz, à proximité d'une ligne de contact de ces derniers avec les quartzites noirs. Le filon présente quelques fractures transversales. La roche est constituée en majorité par des grands cristaux de barkévicite associés presque constamment avec un amphibole bleuâtre. Les interstices sont occupés par de la calcite, par du feldspath en cristaux finement maclés et par des aiguilles longues de zoïzite. On remarque encore quelques plages troubles, altérées, qui forment des agrégats stellaires comme ceux que forme parfois l'augite titanifère; parfois ces plages sont remplies par des aiguilles de rutile groupées en réseau (Sagénite).

D'après sa composition minéralogique cette roche pourrait être rapprochée des camptonites à amphibole.

g) Les camptonites et les monchiquites dans la partie méridionale des Carpates orientales.

Institutul Geologic al României

Les roches du groupe des camptonites et des monchiquites ont été décrites pour la première fois dans les Carpates orientales par I. SZADECZKY [1]) qui les a trouvés comme filons dans le massif syénitique de Ditrău. Leur étude a été reprise plus tard par B. MAURITZ [2]).

V. BUȚUREANU [3]) retrouve les camptonites et les monchiquites dans les schistes cristallins du Nord de la Moldavie et donne leur constitution minéralogique et chimique dans une série de publications parues entre 1901 et 1916. En 1903 D. CĂDERE [4]) étudie de plus près et fait l'analyse d'une camptonite provenant du ruisseau Borcuța et M. REINHARD [5]) mentionne les mêmes roches dans la vallée de l'Olt (Baia lui Bălan).

En tenant compte aussi des analyses chimiques concernant les camptonites du massif syénitique de Ditrău et en ajoutant les trois analyses du présent travail, le nombre total des analyses chimiques faites sur les camptonites et les monchiquites de la moitié Sud des Carpates orientales est de 17.

Le tableau montre que les roches des environs de Tulgheș forment des types basiques extrêmes. Même si l'on faisait abstraction de l'eau et du CO_2 et sil'on calculait à nouveau les données des analyses, la quantité de $Si\,O_2$ resterait inférieure à celle de toutes les autres analyses du tableau.

Ainsi, pour la camptonite de Piatra Roșie, on obtiendrait 39,69 $Si\,O_2$, pour la monchiquite de Tulgheș 42,48, et pour celle de Măghieruș 40,42. Elles diffèrent encore des autres camptonites et monchiquites du tableau par la petite quantité de $Al_2\,O_3$ et par l'augmentation prononcée de la quantité de $Fe\,O$. La composition chimique se rapproche de celle des monchiquites de Taganrog (Russie méridionale) et de Montréal (Canada) [6]).

---

[1]) Camptonite provenant de Ditrău. Analyse faite à « Vers. Anstalt » Cluj. Ref. N. J., 1901, 1, pag. 402 et donnée dans le traité de ROSENBUSCH.

[2]) Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassivs von Ditro. Math.-Naturw. Ber. Ungarn, XXX (1912), Budapest.

Diferentiationsdiagram. Tschermak's Mitt., 38, 1925.

[3]) Études pétrographiques des roches éruptives du district de Suceava. An. sc. Univ. Iassy, fasc. 3, Iassy, 1901.

Cercetări în masivul cristalin dela Broșteni. An. Inst. geol. al României, vol. I, pag. LIV, Bucarest, 1908.

Études pétrographiques sur les roches filoniennes du massif cristallin de Broșteni. An. sc. Univ. Jassy, t. V, fasc. 4, Iassy, 1909.

Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Mem. Secț. științe, Seria II, t. XXXVII Bucarest, 1916.

[4]) Sur les roches éruptives de Borca. An. sc. Univ. Jassy, t. II, pag. 277—83, Jassy, 1903.

[5]) Geologische Beobachtungen über die Kristallinen-Schiefer der Ostkarpathen. An. Inst. geol. al României, vol. XII, pag. 394, Bucarest, 1927.

[6]) ROSENBUSCH. Elemente. Ed. 1923, pag. 338, analyses 22 et 23.

Institutul Geologic al României

CAMPTONITES ET MONCHIQUITES

	Provenant du massif syénitique de Ditrău					Des environs de Tulgheș			Provenant des environs de Broșteni								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	49,46	48,70	47,52	45,97	45,13	38,78	37,24	34,72	43,10	49,84	49,70	48,42	46,37	43	42,70	45,78	45,04
TiO_2	1,88	4,31	2,55	4,59	0,84	5,10	3,40	3,02	2,44	1,20	1,82	1,46	1,10	1,10	1,16	0,72	0,88
Al_2O_3	19,82	17,09	18	17,67	18,94	11,64	12,62	9,82	16,28	12,03	13,12	15,95	16,32	16,39	14,04	12,24	12,96
Fe_2O_3	5,69	2	4,26	4,74	4,44	4,22	2,47	3,24	3,50	6,14	6,51	7,30	5,37	6,52	2,66	8,66	8,06
FeO	5,82	6,80	3,69	5,60	6,80	12,30	13,37	11,39	7,20	3,45	5,19	5,86	6,22	6,56	7,95	6,91	5,17
MnO	—	0,12	0,10	0,11	0,20	0,85	0,86	1,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,93	5,18	4,46	4,76	5,05	8,24	6,59	8,43	8,15	7,78	4,22	5,20	5,81	4,70	5,11	3,78	5,76
CaO	10,62	7,94	7,35	8,43	9,17	9,24	13,96	10,92	9,04	12,26	11,90	7,54	10,24	10,90	10,00	8,40	8,90
BaO	—	—	—	—	0,14	0,19	0,09	tr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
					Sr 0,09												
Na_2O	3,38	4,84	5,08	5,87	3,90	0,93	2,04	2,47	1,20	4,40	4,20	3,74	5,32	3,60	5,19	5,69	5,33
K_2O	0,71	1,34	3,14	1,58	2,77	0,10	1,29	0,65	2,19	1,19	1,94	2,37	1,81	1,02	1,07	2,31	1,89
P_2O_5	—	0,73	0,31	0,09	0,94	0,11	0,13	tr.	0,52	0,54	0,43	1,19	0,89	0,60	0,87	1,36	1,37
SO_3	—	—	—	—	S 0,21	0,67	1,44	0,84	tr.	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	}	}	}	}	0,20	0,62	0,40	2,06	}	—	}	}	}	}	}	}	}
H_2O+	} 0,06	} 1,29	} 2,10	} 0,54	1,57	}	}	}	} 2,80	}	}	}	}	}	}	}	}
CO_2	0,31		1,21			} 6,78	} 4,97	} 11,04	4,50	} 1,30	} 1,16	} 1,10	} 0,70	} 5,80	} 9,29	} 4,14	} 4,40
Total . . .	99,68	100,34	99,77	99,95	100,39	99,77	100,87	100,16	100,92	100,13	100,19	100,13	100,15	100,19	100,04	99,99	99,76

1. Camptonite. Route de Ditrău à Tulghes. SZADECZKI
2. » Km. 5,9-6. Route de Ditrău à Tulgheș. B. MAURITZ
3. » Varpatak, 200 pas du confluent avec le ruisseau Karoly. B. MAURITZ.
4. Camptonite. Orotva. Confl. avec le ruisseau Taszok. B. MAURITZ
5. » » HARVOOD
6. Monchiquite. Fugheș. J. A. ATANASIU
7. Camptonite. Piatra Roșie Românească. »
8. Monchiquite. Magyaros. »
9. Camptonite. Borcuța. D. CĂDERE
10. » Zugreni. V. BUȚUREANU
11. » Pic. Șandru. »
12. » Izvorul Rău. »
13. » Pârâul Bradul. »
14. » Pic. Cerbului. »
15. » Hărăoaia. »
16. Monchiquite. După deal. »
17. » Dealul Ferului. »

Institutul Geologic al României

	Indices d'Osann									Indices de Niggli									
	S	A	C	F	a	c	f	n	k	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sect.
1	56,75	4,16	8,84	17,25	4,1	8,8	17,1	8,8	0,95	128	−10	30	31	29,5	9,5	0,12	0,24	0,95	V
2	57,03	6,08	4,96	20,89	5,7	4,7	19,6	8,5	0,85	124	−34	25,5	38,5	21,5	14,5	0,15	0,52	0,57	IV
3	56,27	7,87	4,18	19,63	7,5	3,9	18,6	7,1	0,75	124	−48	27,5	34	20,5	18	0,29	0,51	0,60	IV
4	54,32	7,36	4,06	22,84	6,4	3,6	20	8,5	0,72	111	−53	25	37	22	16	0,15	0,46	0,58	IV
5	51,3	—	—	—	5,2	5,2	19,6	6,8	0,70	106	−46	25,5	38,5	23	13	0,32	0,45	0,59	IV
6	49	1,12	6,75	35,21	0,7	4,7	24,6	9,3	0,88	88	−20	15,5	60	22,5	2	0,07	0,47	0,37	III
7	44,87	3,15	5,22	38,33	2	3,4	24,6	7	0,66	76	−48	15	48,5	30,5	6	0,29	0,42	0,63	IV
8	44,47	3,38	3,57	41,63	2,1	2,2	25,7	8,5	0,56	75	−49	12,5	56	25,5	6	0,15	0,38	0,45	IV
9	51,36	2,91	7,95	26,67	2,3	6,4	21,3	4,5	0,86	101	−23	22,5	49	22,5	6	0,55	0,59	0,46	IV
10	53,59	5,25	2,15	31,61	4	1,7	24,3	8,5	0,79	112	−34	16	43	29,5	11,5	0,15	0,61	0,69	V
11	55,55	5,70	2,60	27,85	4,7	2,2	23,1	7,7	0,83	120	−32	18,5	37,5	31	13	0,23	0,41	0,82	V
12	55,49	5,58	4,61	24,13	4,9	4	21,1	7	0,83	119	−31	23	44,5	20	12,5	0,30	0,43	0,44	IV
13	52,17	6,86	2,94	28,23	5,4	2,3	22,3	8,2	0,69	103	−53	21,5	40	24,5	14	0,18	0,49	0,61	IV
14	50,92	4,73	6,30	27,02	3,7	5	21,3	8,4	0,75	100	−38	22,5	40,5	27,5	9,5	0,16	0,41	0,67	IV/V
15	52	6,88	2,97	28,70	5,2	2,3	22,5	8,8	0,68	104	−52	20	40	26	14	0,12	0,47	0,66	IV
16	53,62	7,83	0,27	30,18	6,1	0,2	23,7	7,9	0,69	111	−57	17,5	43,5	22	17	0,21	0,32	0,50	IV
17	52,52	7,09	1,41	30,42	5,5	1,1	23,4	8	0,69	106	−54	18	44,5	22,5	15	0,19	0,45	0,50	IV

Institutul Geologic al României

La même situation extrême est gardée par les roches de Tulgheș dans le triangle d'OSANN et dans le tétraèdre de NIGGLI (voir fig. 50 et 51). Par

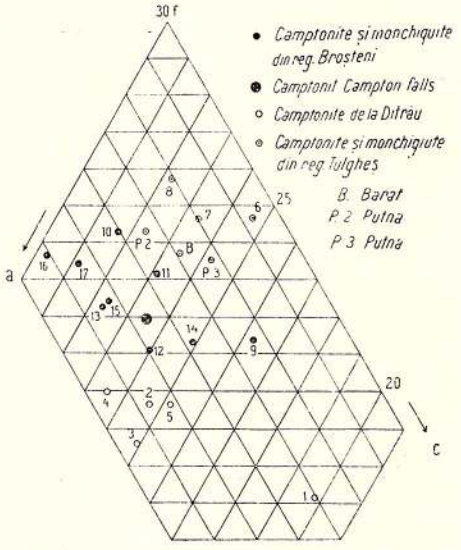


Fig. 50. Projections des camptonites et des monchiquites des Carpates orientales dans le triangle d'OSANN.

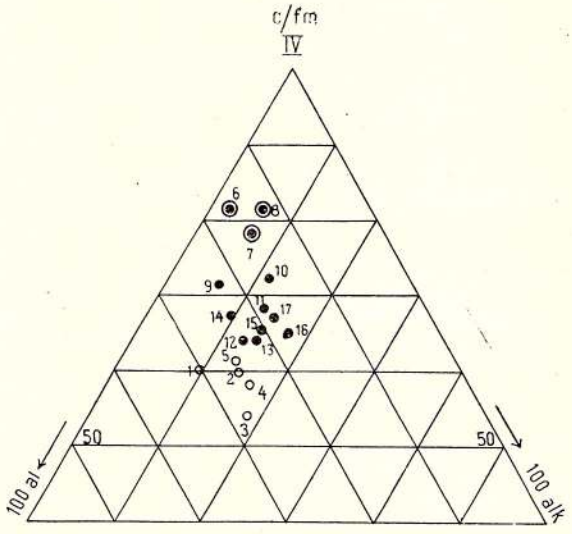


Fig. 51. Partie de la section IV du tétraèdre de concentration de NIGGLI. 1—5 Camptonites provenant du massif syénitique de Ditrău, 6—8 Camptonites et monchiquites provenant des environs de Tulgheș, 9—17 Camptonites et monchiquites provenant des environs de Broșteni; Roche No. 1 dans la section V, roche No. 6 dans la section III. Les nombres se rapportent aux analyses données dans le tableau (pag. 434).

comparaison avec la camptonite type de Camptonfalls, les camptonites du massif syénitique de Ditrău se placent dans une position opposée à celles de Tul-

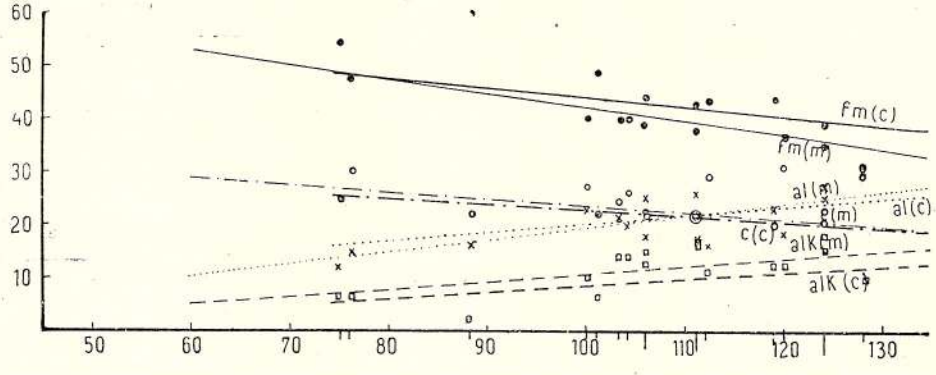


Fig. 52. Diagramme de différenciation des camptonites et des monchiquites (NIGGLI), avec les projections des roches provenant des Carpates orientales.

Institutul Geologic al României

gheș. La transition entre ces deux types paraît être réalisée par quelques unes des roches analysées par BUȚUREANU.

Sur le diagramme de différenciation des camptonites et des monchiquites de NIGGLI [1]) (voir fig. 52) les camptonites et les monchiquites de la partie méridionale des Carpates orientales donnent des valeurs plus grandes pour *alk* et plus petites pour *fm*. La grande valeur de l'indice *alk*, la prédominance du sodium sur le potassium (avec exception de l'analyse 9) et enfin la valeur relativement petite de l'indice *mg*, rangent sans conteste les camptonites et les monchiquites de la partie méridionale des Carpates orientales parmi les produits de différenciation des magmas atlantiques. Dans le triangle

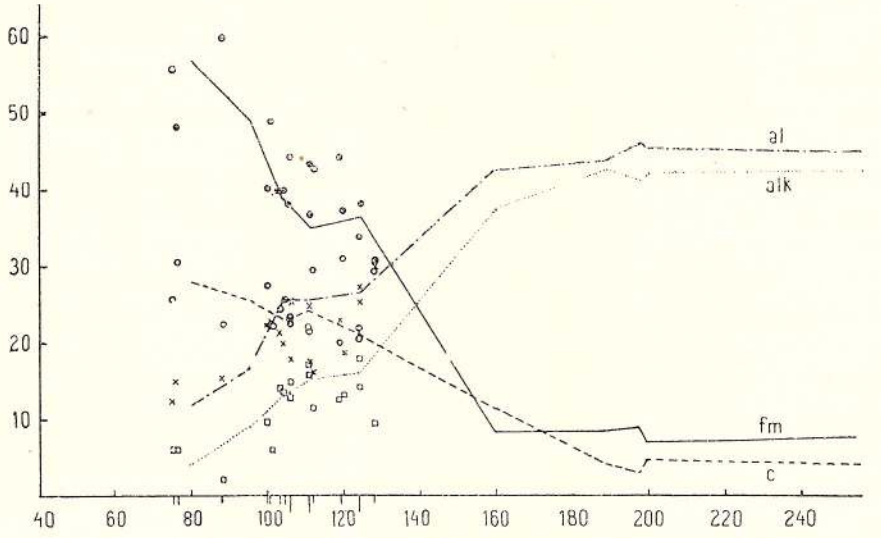


Fig. 53. Diagramme de différenciation pour le magma syénitique de Ditrău

d'OSANN, la majorité des camptonites et des monchiquites qui apparaissent comme filons dans les schistes cristallins, se placent dans le sextant III entre les shonkinites et les téralites.

Le caractère nettement atlantique des roches et le fait que des pareilles roches se trouvent également dans le massif syénitique de Ditrău, conduisent à mettre en relation les filons de camptonites et de monchiquites des environs de Tulgheș et de Broșteni avec l'intrusion syénitique de Ditrău.

Sur le diagramme de différenciation obtenu par MAURITZ [2]) d'après la méthode de NIGGLI, pour la masse syénitique de Ditrău, les camptonites et les monchiquites des environs de Tulgheș et de Broșteni (fig. 53) se pla-

[1]) Gesteins- u. Mineralprovinzen, Bd. I, pag. 352 et 358, Berlin, 1923.

[2]) Die magmatische Differentiation in den foyaitischen Gesteine des Ditro u. Mecsekgebirges. Tschermak's Mitt., Bd. 38, pag. 195, 1925.

Institutul Geologic al României

cent assez bien. Si cet argument paraît suffisant, on peut conclure que les monchiquites et les camptonites que l'on rencontre dans les schistes cristallins de la partie méridionale des Carpates orientales, font partie de la même série filonienne que les camptonites qui traversent le massif syénitiqué de Ditrău. Les séparations ultra-basiques du magma atlantique qui a formé ce massif ont donc produit une auréole filonienne remarquable comme étendue. En effet, la distance, en ligne droite, entre Ditrău et Broşteni, dépasse 50 km.

Si l'on admet une relation génétique entre les filons camptonitiques et monchiquitiques qui traversent les schistes cristallins et ceux qui traversent la syénite de Ditrău, on peut admettre aussi leur synchronisme. Par cette voie, on arrive à quelques conclusions intéressantes concernant l'âge des intrusions. M. REINHARD [1]), dans l'étude qu'il a faite des syénites de Ditrău, remarque que leur intrusion à dû se produire après les derniers mouvements orogéniques intenses qui ont agité la masse cristalline, car les minéraux constituant les différentes variétés de syénites ne présentent pas la moindre trace de cataclase. Comme ces mouvements intenses du Cristallin ont cessé après le Crétacé inférieur (après l'Aptien qui prend également part aux plis du « Synclinal externe »), on déduit que l'intrusion des syénites de Ditrău ne peut être plus ancienne que le Crétacé inférieur.

Les filons camptonitiques et monchiquitiques qui traversent la masse syénitique et les schistes cristallins doivent être encore plus récents.

L'âge post-aptien des camptonites et des monchiquites entraîne l'absence de blocs de pareilles roches dans les conglomérats aptiens supérieurs que l'on trouve, soit reposant sur le Cristallin (Hăghieş), soit dans la zone du Flysch (Ciahlău). Jusqu'à présent aucune de ces masses conglomératiques n'a été étudiée à ce point de vue.

Une autre conclusion à laquelle conduit l'hypothèse de l'âge post-aptien des filons basiques de type atlantique est la possibilité de rencontrer également des pareils filons dans la Zone interne du Flysch où ils traverseraient le Crétacée inférieur. Or, du massif de Ditrău que je suppose comme étant le centre de ces manifestations plutoniques, la distance est de 15—20 km. seulement jusqu'à la marge Ouest de la Zone interne du Flysch, tandis que jusqu'au massif de Pietrosul, où l'on connaît encore de ces filons, la distance est de 60 km. environ. Mais, par le fait que de pareils filons n'ont pas été trouvés dans la Zone interne du Flysch de Moldavie, on doit conclure que l'aire de dissémination de ces roches ne dépasse pas, dans la partie méridionale des Carpates orientales, la ligne tectonique qui sépare le Cristallin du Flysch. La cause de cette limitation est un problème qui ne peut être discuté ici.

[1]) Âge de l'intrusion de la syénite néphélinique de Ditrău. Comptes-rendus des séances de l'Inst. géol. de Roumanie, vol. II, pag. 116, Bucarest, 1911.

Institutul Geologic al României

h) Annexe aux camptonites et monchiquites

Autres roches des environs de Tulgheș qui se rangent elles aussi, dans la série des camptonites et des monchiquites.

A part les roches relativement bien conservées, qui ont pu être étudiées au microscope, on trouve aussi, dans les environs de Tulgheș, de nombreux filons de roches dans un état très avancé d'altération. L'étude microscopique de ces roches ne peut pas conduire à une détermination précise, aussi je les ai groupées dans cette série, étant conduit plutôt par leur composition chimique que par la composition minéralogique. J'ai étudié de plus près microscopiquement et chimiquement deux roches filoniennes provenant, l'une de la rive gauche de la vallée de Putna, en face de son confluent avec la Saroș Putna, et l'autre, du ruisseau Baratul mic.

Les roches ont la couleur verte ou gris-verte et leur structure est cryptocristalline-porphyrique. Les phénoéléments, dont le volume dépasse quelquefois 1 cmc., sont complètement altérés, étant transformés, soit en chlorite, soit en serpentine.

D'après leur forme on peut supposer qu'ils ont été primitivement des cristaux de pyroxène et d'olivine. En jugeant d'après l'abondance des granules de sphène, le pyroxène a dû être une augite titanifère. Très rarement on voit aussi des restes de biotite non altérée.

La pâte cryptocristalline contient des minéraux qui, eux aussi, sont complètement altérés et elle est richement imprégnée par de la calcite; rarement on voit dans cette pâte des cristaux de feldspaths plagioclases.

La composition minéralogique suggère un rapprochement entre ces roches et les camptonites et monchiquites déjà décrites. L'analyse chimique des roches [1]) conduit à la même conclusion.

	B	P_2	P_3
$Si O_2$	39,10	33,74	26,48
$Ti O_2$	4,08	2,86	1,61
$Al_3 O_2$	13,84	14,12	15,72
$Fe_2 O_3$	5,41	4,78	3,77
Fe O	8,39	9,84	11,28
Mn O	0,90	0,60	1,51
Mg O	9,11	13,23	10,14
Ca O	8,88	6,00	9,67

[1]) I. A. ATANASIU. *L. c.*, pag. 10, les analyses 1 a, 3 a, 4 a; par erreur, on a inscrit à l'analyse 1 a CaO 8,80 au lieu de 8.88 et à l'analyse 3 a 9,64 au lieu de 9,67. Aux totaux il y a lieu de faire, ici aussi, les corrections concernant l'oxygène ajouté au soufre.

Institutul Geologic al României

Ba O	traces	—	—
Sr O	»	—	—
Na_2O	3,93	5,15	3,10
K_2O	—	—	0,55
P_2O_5	0,76	0,16	0,27
SO_3	1,40	3,64	0,49
H_2O (110°)	0,34	0,49	0,77
H_2O (180°)+CO_2	4,64	6,34	13,73
Total	100,78	100,95	99,09

B. Baratul mic.
P. 2. Ruisseau Putna.
P. 3. Ruisseau Putna (presque exclusivement du pyroxène altéré).

Indices d'OSANN

	S	A	C	F	a	c	f
B	47,47	4,26	4,84	34,33	2,9	3,4	23,7
P 2	40,95	5,67	3,79	40,13	3,4	2,3	24,3
P 3	34,98	4,22	7,42	41,74	2,4	4,2	23,5

Indices de NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sect.
B	83	—49	17,5	54	20,5	8	0,00	0,52	0,37	III
P 2	65	—73	16	62	12,5	9,5	0,00	0,62	0,20	II
P 3	51	—75	18	55,5	20	6,5	0,10	0,53	0,36	III

Sur le triangle d'OSANN, ces roches se projettent très près des camptonites et des monchiquites de Tulgheș (voir fig. 50).

Si ces roches font partie de la même série filonienne atlantique, on peut se demander pourquoi leur état d'altération est si avancé par comparaison aux autres roches, relativement peu altérées, que j'ai pu déterminer comme étant des camptonites et des monchiquites. En certains cas, cet état d'altération peut être expliqué par des causes strictement locales, par ex. le voisinage immédiat de sources d'eau carbonatée, voisinage de la nappe d'eau phréatique ou voisinage des eaux courantes. En d'autres cas les causes énumérées ne sont pas évidentes et alors on peut supposer que certains accidents tectoniques ont joué quelque rôle dans la transformation des minéraux d'autant plus que les roches sont souvent brechifiées.

Institutul Geologic al României

Des roches qui, au moins macroscopiquement, ressemblent à celles des ruisseaux Putna et Baratul mic sont extrêmement fréquentes dans les environs de Tulgheș et la majorité des roches filoniennes marquées sur la carte font partie de ce groupe.

Un afleurement intéressant est celui qui apparaît dans Pârâul Scăiușului, affluent du Noghirez, à 1 km. en amont du confluent. On voit deux filons transversaux de 40 cm. d'épaisseur imprégnés de pyrite en poudre très fine et d'autres filons plus minces. Sur la ligne de contact avec les

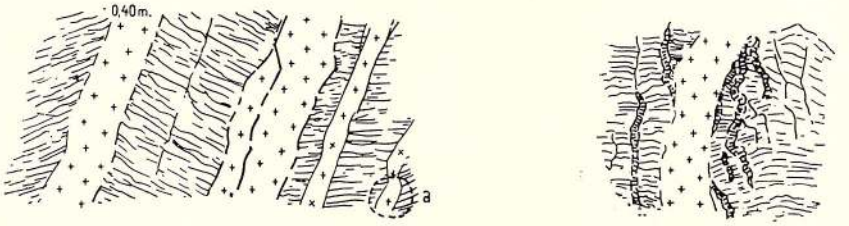


Fig. 54. Filons lamprophyriques dans les chloritoschistes. Pârâul Scăiușului. À droite la portion a, agrandie, où l'on voit de minces filons de quartz pénétrant les chloritoschistes.

chloritoschistes on voit de petits filons de quartz qui pénêtrent parmi les schistes ou dans les fractures (fig. 54).

Roches du groupe des camptonites et des monchiquites provenant des environs de Broșteni.

À part les camptonites et les monchiquites, BUȚUREANU décrit et analyse toute une série d'autres roches filoniennes lamprophyriques provenant du Cristallin des environs de Broșteni.

D'après leur composition chimique, une partie de ces roches sont du type atlantique et se rangent, elles aussi, dans la série des camptonites et des monchiquites. Telles sont les roches suivantes:

1. « Ortolite » trouvée comme bloc dans le ruisseau Holdița.
2. « Picrite » provenant de Coasta Bursunilor (Ruisseau Puzdra).
3. « Vogezite » provenant de Piciorul Cerbului (Ruisseau Neagra).
4. « Diorite-augitique » provenant de Valea Bărnărelului.
5. « Kersantite » provenant de Pârâul Malului (Broșteni).
6. « Diorite » provenant de Piciorul Bradului (Dărmocsa).
7. « Gabbro-ouralite » provenant de Piciorul Hașca (Pietrosul).

Je reproduis ici la composition chimique de ces roches, les indices d'OSANN et ceux de NIGGLI, qui montrent en toute évidence le caractère atlantique du magma.

Institutul Geologic al României

Roches filoniennes des environs de Broşteni

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	40,82	44,74	46,10	48,75	44,70	50,16	51,50
TiO_2	1,08	0,18	0,81	0,80	0,72	0,72	1,40
Al_2O_3	11,48	10,88	14,60	11,81	16,32	14,11	12,75
Fe_2O_3	5,96	6,82	5,74	8,42	1,89	6,51	5,73
FeO	7,59	9,86	6,22	5,19	7,59	4,50	5,19
MgO	10,09	14,24	3,32	3,46	3,99	6,16	6,20
CaO	9,56	6,07	8,50	10,74	7,20	8,22	9,00
Na_2O	4,34	2,40	7,05	5,92	4,96	5,28	3,91
K_2O	2,08	1,00	0,86	1,73	2,37	1,60	1,59
P_2O_5	1,01	0,21	0,65	0,92	1,02	0,89	1,34
$H_2O + CO_2$	6,16	3,58	6,20	2,20	9,35	1,90	1,40
Total	100,17	99,98	100,05	99,94	100,11	100,05	100,01

Indices d'OSSAN

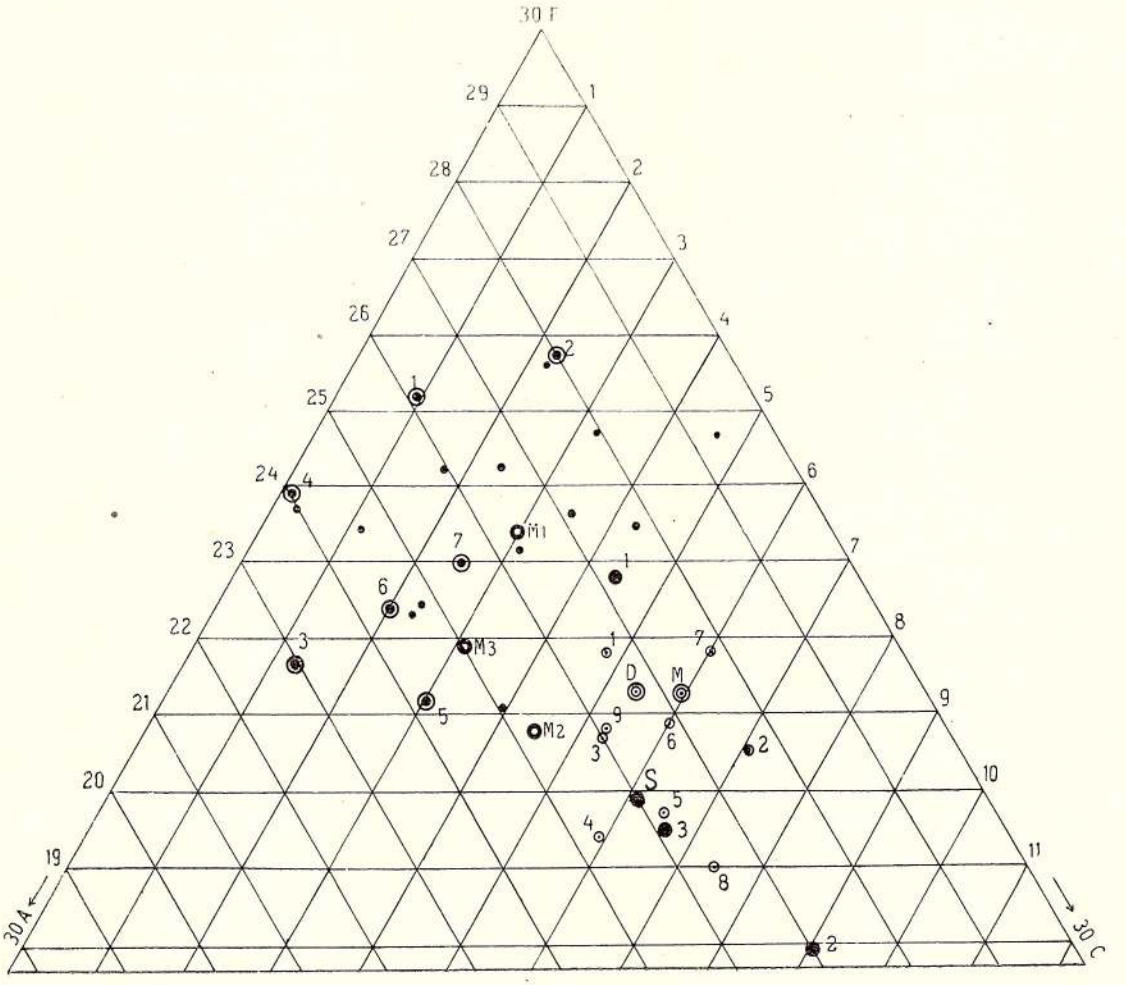
	S	A	C	F	a	c	f	n	k
1. ? Ortolite . .	46,84	6,06	1,34	38,36	3,9	0,9	25,2	7,6	0,61
2. ? Picrite . . .	47,05	3,11	3,59	39,52	2	2,3	25,7	7,8	0,72
3. ? Vogezite . .	54,44	8,49	1,41	25,77	7,1	1,2	21,7	14,4	0,87
4. ? Diorite. . .	55,44	7,39	0,12	29,54	6	0,1	23,9	8,4	0,75
5. ? Kersantite .	52,36	7,14	3,72	29,63	5,8	3	21,2	7,6	0,66
6. ? Diorite. . .	55,62	6,61	2,38	26,44	5,6	2	22,4	8,3	0,78
7. ? Gabbro . .	57,57	5,12	2,88	26,43	4,5	2,5	23	7,8	0,92

Indices de NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Sec.
1.	84	−62	14	53,5	21	11,5	0,24	0,58	0,39	III
2.	89	−33	12,5	68,5	13	6	0,22	0,62	0,19	II
3.	117	−57	22	36,5	23	18,5	0,07	0,34	0,63	IV
4.	119	−47	17	38,5	28	16,5	0,16	0,32	0,73	V
5.	120	−48	25,5	37	20,5	17	0,24	0,44	0,54	IV
6.	122	−38	20	43,5	21,5	15	0,17	0,52	0,49	IV
7.	129	−19	19	45	24	12	0,21	0,52	0,54	IV

Institutul Geologic al României

Dans le triangle d'Ossan (fig. 55) toutes ces roches se projettent dans le sextant III parmi les camptonites et les monchiquites déjà étudiées.



- Camptonite și monchiquite din reg. Tulgheș și Broșteni
- Roce aparținând probabil aceleiași serii din reg. Broșteni
- Roce din seria odinit-vogesit
- S Spesartit
- Diabaze din reg. Broșteni
- Melafire din " "
- Roce efusive mezozoice
- D Piatra Runcului
- M Hághieș

Fig. 55. Le triangle d'Ossan avec la projection des roches des environs de Tulgheș et de Broșteni. Les nombres se réfèrent aux tableaux d'analyses qui se trouvent dans le texte.

Institutul Geologic al României

2. Roches de la série Vogésite-Spessartite-Odinite.

a) Spessartite provenant de la proximitié de la cote 1443 (Muntele Stejii, aux sources de la Valea Seacă).

En cassure fraîche la roche est de couleur verdâtre à éclat soyeux et ayant des traces de schistosité. La croûte d'altération est mince et de couleur rouille. Au microscope, on voit une structure panidiomorphe-grenue formée par un réseau de cristaux de feldspath maclés, allongés et sans faces terminales, qui s'entrecroisent avec des prismes courts, idiomorphes et de couleur brune d'amphibole. Les espaces du réseau sont remplis avec de la chlorite associée à l'épidote et à la calcite. Aucun reste non altéré ne permet de distinguer le minéral primitif qui a rempli ces interstices. Si ce minéral primitif a été un élément noir, on pourrait parler d'une structure doléritique (ophitique).

La fréquence linéaire est:

Feldspath (Andésine)	53%
Amphibole (Hornblende ferrifère)	28%
Minéraux opaques.	5%
Espaces entre les cristaux (6% chlorite, 5% épidote, 3% calcite)	14%
	100%

Dans le pourcentage du feldspath et de l'amphibole sont compris la chlorite et la calcite qui proviennent de leur altération. La structure et la composition minéralogique range cette roche parmi les Spessartites[1]).

La composition chimique de la roche, d'après l'analyse faite par I. Atanasiu, est la suivante:

		Indices d'Ossan	
SiO_2	45,81	S	= 54,33
TiO_2.	2,78	A	= 4,39
Al_2O_3	19,02	C	= 6,72
Fe_2O_3	1,44	T	= 1,58
Fe O	8,72	F	= 21,87
Mn O	0,93	a	= 4
Mg O.	6,76	c	= 6,1
Ca O	5,32	f	= 19,9
Sr O	—	Indices de Niggli	
Na_2O	2,90	Si	= 114
K_2O	1,68	qz	= —24
SO_3	—	al	= 28

[1]) Rosenbusch. Elemente, 1923, pag. 393.

Institutul Geologic al României

H_2O (100°)	0,25	fm =	48
CO_2	1,80	c =	14,5
Pertes	3,04	alk =	9,5
Total . . .	100,65	k =	0,38
		mg =	0,53
		c/fm =	0,31
		Secț. III	

La projection de la roche dans le triangle d'OSANN et dans le tétraèdre de NIGGLI est donnée par les fig. 55 et 56, avec le signe des roches de la série de l'odinite-vogésite et avec l'initiale S.

b) Annexe aux roches de la série Vogésite-Spessartite-Odinite

Des roches rapprochées, en ce qui concerne leur composition minéralogique, de la spessartite de Muntele Stejii se trouvent aussi dans d'autres points du bassin de la Bistricioara. Le plus souvent ces roches sont dans un stade très avancé d'altération de sorte que leur détermination exacte n'est pas possible.

BUȚUREANU [1]) a décrit et analysé une série de roches provenant des environs de Broșteni. D'après leur composition chimique et minéralogique ces roches devraient être classées dans la même série des vogésites et des odinites.

Je reproduis ci-dessous la composition chimique de ces roches ainsi que les indices d'OSANN et de NIGGLI. Dans le triangle d'OSANN ces roches se projettent dans le sextant II, dans le champ des diorites et des gabbros, avec les diabases dont je m'occuperai plus bas.

	1	2	3
SiO_2	46,42	49,28	50,40
TiO_2	0,49	0,60	0,69
Al_2O_3	14,41	19,40	17,00
Fe_2O_3	5,25	1,82	9,29
FeO	7,55	7,90	4,14
MgO	6,16	4,78	3,82
CaO	7,61	9,70	8,01
Na_2O	1,58	2,21	3,27

[1]) Masivul cristalin dela Broșteni. An. Ac. Rom., Mem. secț. științifice, Seria II, t. XXXVIII, Bucarest, 1916.

Institutul Geologic al României

K_2O	2,16	0,96	0,92
P_2O_5	1,04	0,81	0,24
$H_2O + CO_2$	7,26	2,50	2,15
Total	99,93	99,96	99,93

1. « Kersantite ». Piatra Holditei.
2. « Gabbro à Olivine ». Deluganu.
3. « Diorite ». Piciorul Călimănel.

Indices d'OSANN

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
	54,88	3,36	6,38	25,64	2,8	4,4	22,8	5,3	0,94
2	55,96	3,08	9,56	18,76	3	9,1	17,9	7,8	0,99
3	57,02	4,17	6,98	20,68	3,9	6,6	19,5	8,5	0,96

Indices de NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section
1.	119	−11	21,5	50	21	7,5	0,47	0,47	0,42	III
2.	124	−4	29	38	26	7	0,22	0,47	0,69	V
3.	131	−7	26	42	22,5	9,5	0,16	0,35	0,53	IV

β) DIABASES ET MÉLAPHYRES

En exposant le problème des roches filoniennes de la région de Tulgheș j'ai exprimé l'opinion que les roches décrites sous le nom de diabases, en cas où elles apparaissent sous forme de filons dans les schistes cristallins, sont des roches de la suite filonienne des magmas alcalicalciques (pacifiques) et que leur place doit être cherchée dans les séries lamprophyriques qui accompagnent les magmes granito-dioritiques ou gabbropéridotitiques. On peut garder pour les diabases le sens restreint: des coulées de laves gabbroïdes intercalées parmi les dépôts précarbonifères et transformées dans une certaine mesure par les mouvements tectoniques. Dans ce cas, la dénomination de diabase est impropre pour les « diabases » des filons de la partie méridionale des Carpates orientales, tant au point de vue de leur gisement qu'au point de vue de leur âge.

En effet, ce sont des filons et non pas des coulées de lave et leur âge n'est pas précarbonifère mais très probablement triasique.

Dans le Cristallin des environs de Tulgheș je n'ai pas rencontré de roches qui d'après leur composition chimique puissent être rapprochées des diabases. De pareilles roches sont pourtant connues depuis longtemps dans

Institutul Geologic al României

le N. W. de la Moldavie. SAVA ATHANASIU [1]) les mentionne dès 1899 dans les ruisseaux Colbului et Holdița. BUȚUREANU [2]) décrit des diabases provenant des ruisseaux Holdița et Holda, de Piciorul Călimănelul, du mont Deluganu, de Fundul Bărnarului, de Piciorul Hașca (Pietrosul), de la Vallée du Bărnărel, du mont Pietrosul, des vallées Mădeiu et Puzdra et des sources de la vallée Steghioara (Valea Borcei). Il donne neuf analyses chimiques de ces roches. Ces analyses et les indices d'OSANN et de NIGGLI se trouvent dans les tableaux suivants:

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	44,96	44,95	47,40	47,40	47,97	48,00	49,53	50,92	50,50
TiO_2	0,75	0,35	0,72	0,92	0,64	0,99	0,70	0,40	0,80
Al_2O_3	16,84	17,25	17,23	18,50	15,44	16,44	14,94	18,73	16,24
Fe_2O_3	6,55	8,29	10,03	6,15	10,40	8,25	9,34	5,38	4,52
FeO	7,60	6,79	3,89	2,76	4,53	6,05	5,91	3,45	7,67
MgO	8,79	4,78	5,63	5,20	5,94	5,62	6,96	6,75	3,96
CaO	7,26	9,56	8,30	10,48	7,77	8,00	6,96	8,76	10,54
Na_2O	3,14	2,04	3,55	4,40	2,90	2,91	1,77	3,24	3,63
K_2O	1,72	0,97	1,37	0,78	0,84	0,70	0,92	0,67	0,76
P_2O_5	0,80	0,45	0,96	0,14	0,81	0,21	0,22	0,38	0,31
$CO_2 + H_2O$	2,40	4,50	0,90	3,44	2,82	2,74	1,28	1,32	1,00
Total	100,81	99,93	99,98	100,17	100,06	99,91	98,53	100,00	99,93

1. Diabase. Mont Deluganu.
2. Diabase à olivine. Ruisseau Puzdra.
3. Ouralitdiabaze. Ruisseau Bărnărel.
4. Diabase à olivine. Izvorul rău.
5. Diabase. Piciorul Călimănel.
6. Diabase. Piciorul Călimănel.
7. Diabase. Piciorul Călimănel.
8. Diabase. Piciorul Hașca.
9. Diabase. Poiana Balta Fagului.

Indices d'OSANN

	S	A	C	F	a	c	f	n	k
1	49,99	4,48	6,22	28,61	3,4	4,8	21,8	7,4	0,74
2	51,96	2,96	8,61	24,90	2,4	7,1	20,5	7,6	0,87
3	53,40	4,71	6,35	24,48	4	5,3	20,7	8	0,96
4	53,63	5,40	6,70	22,17	4,7	5,9	19,4	9	0,79
5	54,33	3,71	6,32	19	3,8	6,5	19,7	8,4	1,01
6	54,26	3,63	7,09	24,30	3,1	6	20,9	8,6	0,90
7	55,05	2,54	7,11	25,65	2,2	6	21,8	7,4	1
8	55,69	3,84	8,02	20,59	3,6	7,4	19	12,7	0,93
9	55,76	4,34	6,03	23,40	3,9	5,3	20,8	13,8	0,91

[1]) Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5, pag. 141—2, Wien, 1899.

[2]) Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava, II-ème partie. Bul. Soc. Științe Buc., An. VIII, pag. 91—105, Bucarest, 1899.

Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives du district de Suceava. Ann. scient. Univ. Jassy, t. I, fasc. 3, pag. 233—38, Jassy, 1901.

Études pétrographiques et chimiques sur les roches éruptives filoniennes du massif cristallin de Broșteni. Ann. scient. Univ. Jassy, t. VI, pag. 129—141, Jassy, 1910.

Institutul Geologic al României

Indices de NIGGLI

	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section
1	97	−39	21,5	52,5	17	9	0,27	0,54	0,32	III
2	107	−17	24	45,5	24,5	6	0,24	0,38	0,54	IV
3	111	−29	24	45	21	10	0,20	0,44	0,46	IV
4	114	−30	26	35,5	27	11,5	0,10	0,53	0,76	V
5	116	−16	22	49,5	20,5	8	0,16	0,43	0,41	III
6	117	−15	23,5	47,5	21	8	0,14	0,43	0,43	III/IV
7	121	− 1	21,5	54,5	18,5	5,5	0,26	0,46	0,33	III
8	124	−10	27	41,5	23	8,5	0,12	0,59	0,55	IV
9	125	−15	23,5	38,5	28	10	0,12	0,38	0,72	V

Dans le triangle d'OSANN toutes les diabases analysées par BUȚUREANU se projettent sans exception dans le sextant IV, dans le champ des diorites et des gabbros (Fig. 55).

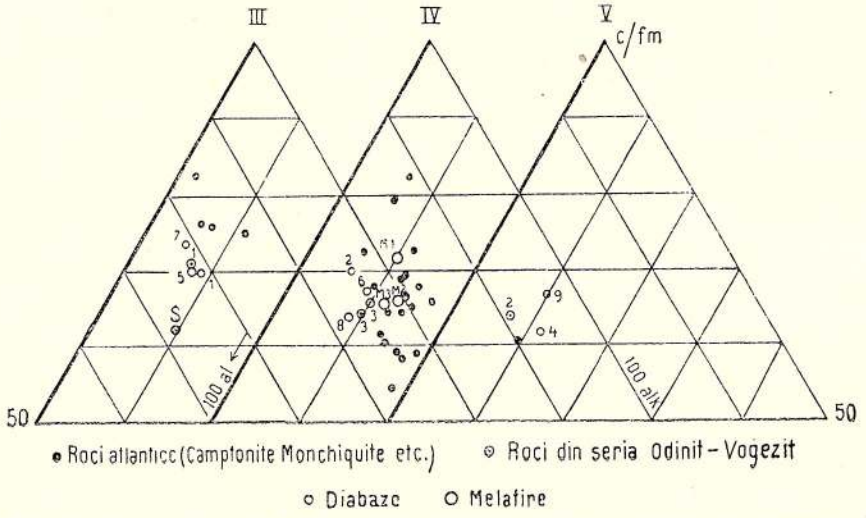


Fig. 56. Les sections III, IV et V du tétraèdre de concentration de NIGGLI avec les projections des roches filoniennes des Carpates orientales. S. Spessartite.

Dans le tétraèdre de concentration de NIGGLI (Fig. 56) les « diabases » sont très bien séparées des camptonites et des monchiquites. Le caractère alcalicalcique (pacifique) des roches résulte évidemment de ces projections ainsi que des coefficients données dans les tableaux.

Nous verrons que ces roches présentent des affinités remarquables avec les diabases que l'on trouve associées aux dépôts mésozoïques reposant sur le Cristallin. Cette remarque fournit, je crois, un argument justifiant l'hypothèse que les phénomènes ignés, qui ont mis en place ces deux groupes de roches, ont été synchrones.

Institutul Geologic al României

Les diabases de la série mésozoïque étant intercalées dans le Trias supérieur j'en ai déduit que le même âge doit être attribué aux filons diabasiques que l'on rencontre dans les schistes cristallins.

Les mélaphyres décrits et analysés par BUȚUREANU sont des roches à structure porphyrique ayant comme phénoéléments le feldspath plagioclase, l'augite et l'olivine, englobés dans une pâte microcristalline constituée par du feldspath plagioclase et par de l'augite.

L'auteur cité ne donne aucune référence sur le mode de gisement de ces roches et on peut remarquer que les mélaphyres des vallées Holdița et Crucei, dans les cas où on les avait trouvées seulement sous forme de blocs, peuvent provenir également de la série mésozoïque reposant sur le Cristallin, série qui constitue les hauteurs du Rarău [1]).

Les analyses chimiques faites par BUȚUREANU ont donné les résultats suivants:

	1	2	3
SiO_2	43,96	46,70	49,00
TiO_2	1,00	0,76	0,30
Al_2O_3	13,32	14,84	16,06
Fe_2O_3	2,84	8,43	6,53
FeO	7,25	3,46	4,48
MgO	8,24	4,63	6,68
CaO	10,20	10,10	8,64
Na_2O	3,59	4,74	4,13
K_2O	1,21	1,31	1,52
Ph_2O_5	0,51	0,64	0,43
CO_2+H_2O	7,80	4,46	2,14
Total	99,92	100,07	99,91

1. Mélaphyre. Pic. cu Mesteacăni. B-tca Popei (Barnaru).
2. Mélaphyre. Pârâul Crucii.
3. Mélaphyre. Vârful Preutesii.

	Indices d'OSANN								
	S	A	C	F	a	c	f	n	k
M 1	50,96	4,79	4,02	31,42	3,6	3	23,4	8,2	0,75
M 2	53,74	6,09	3,72	26,64	5	3,1	21,9	8,5	0,76
M 3	55,09	5,47	5,07	23,83	4,8	4,4	20,8	8	0,82

[1]) S. ATHANASIU. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ostkarpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1899, No. 5, pag. 142—143, Wien, 1899.

Institutul Geologic al României

Indices de NIGGLI										
	Si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Section
M 1	101	−39	18	47	25	10	0,18	0,60	0,53	IV
M 2	114	−38	21	39,5	26,5	13	0,15	0,43	0,67	IV/V
M 3	116	−30	22,5	44	22	11,5	0,24	0,54	0,49	IV

Dans le triangle d'OSANN ces roches occupent une position intermédiaire entre les « diabases » et les « camptonites » et leur projection se trouve près de la limite entre les sextants III et IV (fig. 55). Elles gardent la même position intermédiaire dans le tétraèdre de NIGGLI (fig. 56). Ce fait ne permet pas d'établir, pour le moment, avec certitude les affinités magmatiques de ces roches d'autant plus que leur description minéralogique n'est pas faite en détail.

CONCLUSIONS CONCERNANT LES DIABASES ET LES LAMPROPHYRES

Il résulte clairement, de l'étude minéralogique et chimique, que les roches qui apparaissent sous forme de filons dans le Cristallin de la partie méridionale des Carpates orientales, se répartissent en deux groupes distincts.

Le premier groupe comprend les camptonites et les monchiquites, qui sont des produits de différenciation des magmes atlantiques et le deuxième groupe comprend les spessartites et les diabases qui sont des roches de type pacifique.

Les camptonites, les monchiquites et les autres roches filoniennes que leur composition chimique range dans cette série, étant des produits de différenciation des magmas alcalins, ont été considérées par moi comme représentant l'auréole filonienne de l'intrusion syénitique de Ditrău, qui est la seule masse intrusive de type atlantique connue dans la partie méridionale des Carpates orientales.

Comme la mise en place des syénites de Ditrău a eu lieu après le Crétacé inférieur, c'est-à-dire après les derniers plissements importants qui ont agité la masse cristalline, nous pouvons admettre que les intrusions de monchiquites et des camptonites qui apparaissent sous forme de filons dans les schistes cristallins et dans les syénites, sont du même âge ou même plus récentes.

Les spessartites, les diabases et les roches qui s'en rapprochent étant des produits des magmas alcalicalciques granito-dioritiques et gabbro-péridotitiques, il serait logique de les mettre en relation avec les massifs d'intrusion granodioritiques, que j'ai rencontrés dans les environs de Tulgheș. Pour le moment, nous n'avons aucune indication sur la composition

Institutul Geologic al României

chimique des roches constituant ces massifs, de sorte qu'il est difficile d'établir les affinités éventuelles.

L'association des filons de type pacifique aux massifs granodioritiques présente d'autres difficultés encore. En considérant l'affinité chimique remarquable qui existe entre ces filons et les roches effusives (diabases et mélaphyres) associées au Mésozoïque reposant sur le Cristallin, j'ai déduit que ces deux groupes de roches appartiennent à la même phase de manifestations ignées. Comme les diabases et les mélaphyres sont intercalés dans le Trias supérieur, les filons de spessartites et de diabases seraient du même âge.

Si l'on voulait établir une relation génétique entre ces roches et les massifs granodioritiques il résulterait que la mise en place de ces massifs aurait eu lieu, elle aussi, durant le Trias supérieur. Or cette dernière conclusion ne peut pas être acceptée, car les massifs d'intrusion granodioritiques, qui ont produit dans les schistes cristallins une importante auréole de contact, supportent le Trias inférieur (Werfénien) qui ne présente, lui, absolument aucune trace de phénomènes de contact. La mise en place de ces massifs ne peut donc être que prétriasique et, en aucun cas, triasique supérieure.

Dans le cas où l'analyse chimique montrerait une affinité magmatique indiscutable entre les massifs granodioritiques et les filons alcalicalciques des schistes cristallins, on sera forcé de considérer au moins une partie de ces filons comme des manifestations posthumes, triasiques supérieures, de quelques intrusions granodioritiques qui ont eu lieu vers la fin du Paléozoïque.

CAPITRE V.

LA TECTONIQUE DE LA MASSE DES SCHISTES CRISTALLINS DES CARPATES ORIENTALES

A) OBSERVATIONS GÉNÉRALES

De l'étude de la constitution pétrographique et de l'observation des conditions de gisement des éléments qui constituent le complexe des schistes cristallins, il résulte que, à la constitution de ce complexe prennent part trois groupes de roches, génétiquement différentes:

1. Schistes cristallins formés sous l'action du métamorphisme régional,
2. Massifs d'intrusion à apophyses et à auréoles de contact.
3. Filons.

Les schistes cristallins et les massifs d'intrusion sont recouverts, en transgression, par le Trias inférieur non métamorphisé. Au-dessous de cette surface de transgression, qui est aujourd'hui pliée et faillée par des plissements ul-

Institutul Geologic al României

térieurs, les roches qui constituent le complexe cristallin ont eu une tectonique propre plus ancienne que la transgression du Trias . C'est de cette tectonique que nous nous occuperons dans le présent chapitre.

Afin de pouvoir parler d'une tectonique prétriasique caractéristique pour les schistes cristallins et déjà révolue avant les plissements mésozoïques et tertiaires, on doit admettre que la surface de contact entre le conglomérat de base du Trias et le Cristallin, sur lequel il gît, est une surface de contact normal. Dans le cas où l'on voudrait considérer cette surface comme une surface de décollement [1]), le problème de la tectonique des schistes cristallins peut prendre un tout autre aspect.

Des études faites dans la région de Tulgheș, il résulte que le Trias apparait presque constamment au-dessus du Cristallin avec le même horizon de base: Conglomérats quartzitiques rouges et blancs avec les éléments constitués presque exclusivement de quartz peu arrondi. C'est le conglomérat dénommé Verrucano. L'épaisseur de ce conglomérat et la succession des couches qui le surmontent jusqu'au calcaire dolomitique se maintiennent presque constantes.

Si le plan de contact avec les schistes cristallins était un plan de décollement, il devrait y avoir des laminages qui réduiraient l'épaisseur en supprimant même parfois des paquets entiers de couches.

Par ce laminage, les schistes cristallins pourraient arriver en contact direct avec les grès ou même avec les calcaires dolomitiques triasiques. Ce fait est relativement rare dans la région et, larsqu'il apparaît, il peut être mis en relation avec des dislocations locales évidentes.

Le contact lui-même, toutes les fois qu'il est bien visible, ne laisse soupçonner rien d'anormal: les mylonites, miroirs de friction et tous autres phénomènes qui pourraient indiquer des tensions ou des frictions dans les roches, sont complètement absents et ce fait est déjà connu depuis longtemps [2]). En face de ces faits j'admets que le Trias de la région de Tulgheș repose normalement, en transgression sur les schistes cristallins. On peut donc parler d'un plissement hercynien ou même éventuellement plus ancien de ces schistes.

B) LE PLISSEMENT DES SCHISTES CRISTALLINS

Les caractères tectoniques proéminents des schistes cristallins de la région de Tulgheș sont les suivants:

[1]) Question soulevée dernièrement par F. RABOWSKI dans la séance du 19 Septembre de l'Association Carpatique de Bucarest et mise en discussion depuis 1906 par M. LIMANOWSKI: Sur la genèse des klippes des Carpates. Bul. Soc. géol. de France, 1906, pag. 152.

[2]) V. UHLIG. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XLVI, pag. 961, Wien, 1907.

Institutul Geologic al României

1. Un plissotement de petite amplitude qui est souvent en désaccord avec les grands plis,

2. Un plissement intense avec déversement général vers l'Ouest, contraire à celui du Flysch.

3. Relations de position fréquemment inverses sur les lignes de contact entre les schistes cristallins de l'épizone et les massifs d'intrusion. A cause de cette position anormale, les masses séparées comme massifs d'intrusion, paraissent flotter au dessus des schistes cristallins de la zone supérieure.

1. Le plissement intime. Les schistes cristallins proprement dits, c'est-à-dire les roches devenues cristallines sous l'action du métamorphisme régional, sont en général intimement plissées.

Les chloritoschistes, les schistes à séricite, les phyllites et les quartzites noirs montrent presque toujours des plis dont les amplitudes sont de quelques cm. seulement et, au microscope, on peut voir souvent des plissements (froissements) dont l'amplitude est au-dessous du millimètre (voir Pl. I Fig. 1 et 2). Il est probable que ces phénomènes ne sont pas toujours en liaison seulement avec les processus orogéniques, mais peuvent provenir aussi des tensions provoquées dans les roches par d'autres causes comme serait par exemple l'augmentation de volume résultant de la hydratation. Mais, en laissant de côté ces causes éventuelles de plissement de nature extratectonique, il est évident que la masse des schistes cristallins a été puissamment et peut-être plusieurs fois plissée.

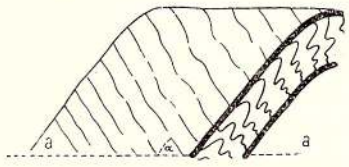


Fig. 57. Non conformité entre les directions des froissements et des plis dans les schistes cristallins.

Un replissement des schistes cristallins avant la transgression triasique peut être déduit du fait que souvent les plis menus ne concordent pas avec la position des bancs de grandes dimensions. Dans la fig. 57, j'ai représenté schématiquement ce cas.

Certains éléments des schistes cristallins laissent l'impression d'avoir été plissés moins intensement que le reste du complexe. Dans ce cas rentrent en premier lieu les roches massives du Groupe blanc (Hälleflinte). La résistance différente au plissement des différentes roches peut expliquer cet fait. La hälleflinte, qui est une roche rigide et compacte a probablement moins cédé au plissement que les chloritoschistes et les efforts mécaniques auxquels la roche a été soumise ont eu pour effet un plissement plus ample ou la production de fractures. Ce phénomène a dû entraîner une discordance (d'origine tectonique) entre la hälleflinte et les autres roches avec lesquelles elle vient en contact et ce fait a été effectivement constaté quelquefois. Mais il est difficile de préciser si la discordance visible est

Institutul Geologic al României

seulement d'origine tectonique parce que les roches porphyrogènes, dont le représentant typique est la hälleflinte, représentent, comme nous l'avons déjà dit, des coulées de lave étendues sur un relief déjà existant. Cette origine suppose une discordance primordiale entre les schistes cristallins et les roches porphyrogènes et par dessus cette discordance s'est superposée, durant les plissements, une discordance d'origine tectonique.

2. L'inclinaison vers l'Est des schistes cristallins. Dans la partie Est de la masse cristalline, le long de la ligne de contact avec le Flysch, il existe une zone dont la largeur ne dépasse pas 2 km., dans laquelle le Cristallin est incliné vers l'Ouest, conformément à l'inclinaison générale que l'on rencontre dans tous les Carpates du Flysch jusqu'à la Plateforme moldave. J'étudierai cette zone de plus près lorsque je m'occuperai des relations tectoniques existant entre le Cristallin et le Flysch.

Tout le reste des schistes cristallins dans la région de Tulgheș a l'inclinaison vers l'Est, contraire à celle du Flysch, comme si l'avant pays avait été le Bassin de Transylvanie et non pas la Plateforme moldave. Une disposition analogue d'ailleurs est présentée par le Cristallin du massif de Tatra [1]), par le Cristallin du Făgăraș [2]) et en grande partie par le Cristallin de l'Olténie. Ce fait, remarqué par les premiers géologues qui ont étudié les Carpates, a été un des principaux arguments conduisant dans les Carpates du Nord, à la conception des nappes de surplissement.

Par analogie, on pourrait tenter une interprétation analogue aussi pour le Cristallin des Carpates orientales, d'autant plus que les relations de position entre le groupe II et le groupe I (ce que j'ai séparé comme étant des massifs d'intrusion) plaident dans ce sens.

Pour le moment, je vais montrer, au contraire, les objections que l'on peut soulever contre une pareille interprétation, en considérant seulement la tectonique propre des schistes cristallins.

Dans le cas où l'on ne veut pas regarder l'inclinaison générale vers l'Est des schistes cristallins comme un phénomène résultant d'un plissement asymétrique, deversé vers l'Ouest, et qu'on veut l'attribuer aux plissements carpatiques, deversés vers l'Est, c'est-à-dire vers l'avant pays podolique, on doit considérer toute la masse cristalline de la région de Tulgheș comme une nappe plongeant vers l'Est, peut-être légérement replissée, dont les racines sont cachées sous les dépôts volcaniques de la chaîne Călimani-Hârghita ou sous le Tertiaire du Bassin de Transylvanie. Une coupe générale partant de la marge Est du Cristallin et arrivant à la chaîne volcanique a dans ce cas l'aspect représenté dans la fig. 58.

---

[1]) V. UHLIG. Bau und Bild der Karpathen.

[2]) M. REINHARD. Die Kristallinen-Schiefer des Făgărașer Gebirges. An. Inst. geol. al României, vol. III, Bucarest, 1910.

Institutul Geologic al României

En considérant les schistes du deuxième groupe comme une seule nappe, nous trouvons pour les schistes constituant ce groupe une épaisseur de 8 km. environ (pour une inclinaison moyenne de 30°). Comme cette épaisseur est trop grande, on doit regarder ce complexe comme une superposition de plusieurs nappes et nous devons chercher sur les plans de superposition les termes les plus récents des schistes cristallins et éventuellement une partie (Trias et Jura) des dépôts mésozoïques reposant sur le Cristallin.

PALFY [1]) a essayé de considérer les calcaires cristallins de Borsec-Bilbor et ceux qui apparaissent à la marge Ouest de la masse cristalline dans les

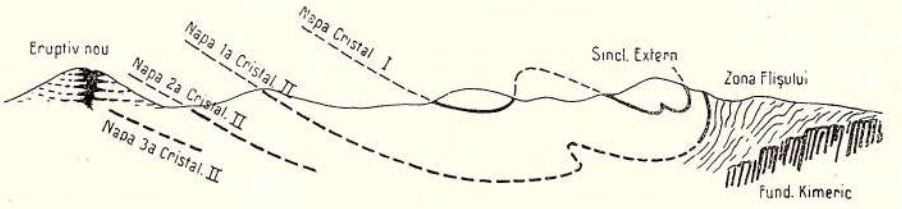


Fig. 58. Schéma tectonique des Carpates orientales en admettant l'existence des nappes plongeant vers l'Est.

vallées du Mureș et de l'Olt, comme étant les correspondants métamorphisés des calcaires mésozoïques du « Synclinal externe ». Si cette interprétation était juste, les zones calcaires mentionnées plus haut marqueraient deux plans de contact, avec le Mésozoïque écrasé et métamorphisé tectoniquement. Ces plans décomposeraient alors la partie occidentale des schistes cristallins en trois nappes au moins. Mais nous avons montré [2]) qu'on ne peut établir aucune correspondance entre les calcaires cristallins et les calcaires mésozoïques, car les calcaires cristallins sont sûrement un terme des schistes cristallins, c'est à-dire qu'ils sont plus anciens que le Trias.

Nous ne possédons jusque à présent aucun indice de l'existence du Mésozoïque pris et métamorphisé sur ces plans de charriage hypothétiques. Le plissement qui les a produits, s'il existent, doit donc être antérieur au Trias c'est-à-dire hercynien ou encore plus ancien. Mais ce plissement, qui a fait sans doute partie d'un système plus important en partie remanié par les plissements tertiaires, a pu avoir une autre « allure » (style) que les plissements alpino-carpatiques. Dans ce cas, il n'y a plus de nécessité d'encadrer complètement le plissement des schistes cristallins dans le Système alpin et l'inclinaison générale vers l'Est de ces schistes peut être

[1]) M. PALFY. Über die geologischen und hydrologischen Verhältnisse von Broszékfürdö und Gyergyobélbor. Földtani k., 1905, Januar.

[2]) I. ATANASIU și E. LABONȚIU. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. Dări de seamă, vol. IX, pag. 47, București, 1926.

Institutul Geologic al României

regardée comme un caractère tectonique relicte, d'un plissement déversé vers l'Ouest.

Pour pouvoir discuter ce déversement éventuel vers l'Ouest des plissements anciens, il est nécessaire d'abord de préciser, d'aussi près que possible, la position du noyau cristallin des Carpates orientales par rapport aux restes des plissements paléozoïques aujourd'hui visibles encore en leur voisinage.

Dans cette direction il est intéressant de rappeler le tectonique du Nord dela Dobrogea, de la Chaîne cimmérienne du Sandomir et des Sudètes.

Dans le Nord de la Dobrogea on distingue deux unités tectoniques importantes: la région des plis hercyniens et la région des Schistes verts. La région des plis hercyniens qui occupe la partie N. W. de cette province est constituée par des schistes, par des grès décalcifiés (grauwacke à faune dévonienne inférieure), par des calcaires et des quartzites d'âge dévonien et par des schistes et des conglomérats carbonifères parmi lesquels se sont introduites, avant la fin du Paléozoïque d'importantes masses granitiques. Le Trias inférieur et moyen, relativement riche en fossiles, recouvre en transgressions ces formations vers l'Est et est associé à des nappes importantes de diabases. Cette transgression du Trias au-dessus des plis du Paléozoïque est la première ressemblance entre les plis hercyniens de la Dobrogea et le Cristallin des Carpates orientales que je relève. Dans les plis des dépôts paléozoïques la direction des couches est N. 20—30° W, l'inclinaison est verticale ou 60—70° W, tous les plis étant en général isoclinaux. Les plis apparaissent donc déjetés vers l'Ouest.

Dans la zone des « Schistes verts » dont l'âge n'est pas encore précisé, la direction des couches varie entre W-E et NW-SE. D'après R. Pascou [1]) G. Murgoci [2]) et Motaș [3]), ces schistes forment une série de larges plis presque normaux. Seulement vers le Nord, le long de la ligne Pecineaga-Camena, les plis paraissent serés et déjctés vers le N. E. De cette tectonique qui n'est pas encore bien précisée, on ne peut déduire aucun fait utile pour éclairer la tectonique des schistes cristallins des Carpates orientales. Plus intéressante est l'identité, remarquée depuis longtemps et aujourd'hui définitivement établie, entre le matériel qui constitue les « Schistes verts » et celui qui apparaît remanié dans les conglomérats du Flysch dans les Carpates orientales à partir de l'Est de la Mounténie jusque dans la Galicie.

En Moldavie, les schistes verts apparaissent comme éléments dans les conglomérats du Sénonien jusqu'au Miocène, c'est-à-dire dans l'étendue des

[1]) Răspândirea şisturilor verzi. An. Inst. geol. al României, vol. II, pag. 395, Bucureşti, 1911.

[2]) Cercetări geologice în Dobrogea nordică. Id., vol. V, Buc., 1914.

[3]) Die Tuffitzone des mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätte von Altân-Tepe. Berlin, 1913.

Institutul Geologic al României

Zones marginale et externe et ils sont inconnus jusqu'à présent dans la Zone interne.

Si ces roches proviennent, conformément à l'opinion de ZUBER et de MRAZEC, de la destruction d'une chaîne ancienne (Chaîne cimmérienne) qui s'étendait de la zone des Schistes verts de Dobrogea vers le Nord, ayant la direction générale des Carpates orientales, on doit remarquer le fait que cette chaîne s'interpose entre les plis prétriasiques du N de la Dobrogea et le noyau cristallin des Carpates orientales. Dans la Galicie orientale entre Przemisl et Rzeczow, la Chaîne cimmérienne est dirigée vers la dépression crétacée qui sépare les collines de Lysa Góra des Sudètes, dépréssion qui est comparable en quelque sorte au synclinal de Babadag.

En régardant les restes de la Chaîne cimmérienne comme fil directeur pour la tectonique plus ancienne des Carpates orientales, nous sommes conduits à comparer d'une part les collines de Lysa Góra avec le Paléozoïque plissé du Nord de la Dobrogea et le noyau cristallin des Carpates orientales avec les Sudètes. Vers le Sud, en Dobrogea, ce Cristallin n'a plus aucun correspondant visible.

Discutons de plus près ce parallélisme.

Les collines de Lysa Góra sont formées par des dépôts du Paléozoïque ancien (Cambrien, Silurien et Dévonien) qui est fortement plissé en écailles qui chevauchent vers l'Ouest et qui sont recouvertes en transgression par le Permo-Trias.

Le déversement vers l'Ouest des plis paléozoïques et la transgression du Trias sont deux caractères que l'on trouve aussi dans le Nord de la Dobrogea. Une parallélisme plus complet des dépôts paléozoïques anciens est pour le moment prématuré car en Dobrogea on ne connaît pas d'autres fossiles que ceux appartenant au Dévonien inférieur. En ce qui concerne le Trias, on doit remarquer dès le début une différence faciale remarquable: Au Trias inférieur gréseux correspondent les schistes noirs de Tulcea et le Trias supérieur, représenté en Pologne par un faciès d'eau douce, paraît être absent en Dobrogea. À part ces différences, on doit mentionner aussi l'absence, en Pologne, des intrusions prémésozoïques.

Malgré ces différences et en gardant toujours comme indication la zone où l'on trouve les schistes verts, il me paraît logique de réunir les plis paléozoïques de la Dobrogea avec ceux de Lysa Góra, parceque ces deux régions plissées sont comprises entre le Bloc podolique et la Chaîne cimmérienne. Ils font probablement partie de la même zone de plissement [1]) qui a pu avoir une ramification peu importante dirigé vers le E-SE, qui a produit les plis de PELČ [2]). JAN NOWAK [3]) croit que la Dobrogea ne peut pas être con-

[1]) S. BUBNOFF. Geologie von Europa. pag. 307, Berlin, 1926.

[2]) *Id.*, pag. 303.

[3]) JEAN NOWAK. Nouvelles données . . . Mémoire de la I-ère Réunion de l'Association Carpatique, pag. 87, Varsovie, 1926—1927.

Institutul Geologic al României

sidérée comme un prolongement des plis de Lysa Gòra, mais comme un prolongement des « Éocarpates ». Cette interprétation présente l'inconvénient que les Éocarpates doivent couper transversalement la chaîne des Schistes verts. Pour ce motif, je reste à l'opinion que la zone des plis hercyniens qui bordent le Bloc podolique s'est étendue des collines de Lysa Gòra jusqu'au Nord de la Dobrogea. Dans cette zone, les plis hercyniens ont été déversés vers l'Ouest ayant comme avant-pays la chaîne des schistes verts. Les restes de ces plissements sont masqués, en majorité, par la Plateforme moldave dans la partie Sud et par la Dépression volhynique dans la partie Nord. Des indices prouvant leur existence se trouvent dans une série de roches cristallines qui apparraissent dans les conglomérats tertiaires du Flysch en Pologne [1]) ainsi qu'en Roumanie.

L'existence dans cette chaîne des plis déversés vers l'Ouest est un fait remarquable que je relève.

Particulièrement intéressante pour la tectonique prétriasique des schistes cristallins des Carpates orientales, est la question de savoir si des plissements de même allure n'ont pas eu lieu dans la Chaîne cimmérienne et à l'Est de cette chaîne.

En ce qui concerne les Schistes verts, les indications existant jusqu'à présent en Dobrogea, ne sont pas concluantes et plus au Nord, cette zone n'apparaît que sous forme de blocs.

Ce qui suit en Dobrogea, au SW desSchistes verts, comme correspondant des schistes cristallins des Carpates orientales ne nous est pas connu. Pour trouver un équivalent de position comparable au Cristallin des Carpates orientales on doit considérer les Sudètes.

F. Suess [2]) sépare les Sudètes comme étant une unité tectonique individualisée par rapport au reste du massif Bohémien, avec un style tectonique particulier qu'il appele le « S t y l e l u g i q u e » (Lugische Bau). Caractéristiques pour le style lugique sont les mouvements produits par des poussées venant du NE, poussées qui se sont manifestées plus intensement avant le Permien inférieur mais ont persisté jusqu'à la fin du Crétacé. Ces poussées « sans être accompagnées d'un plissement proprement dit, ont produit toutefois, dans les Sudètes, des déplacements horizontaux avec des chevauchements assez importants » [3]).

L'existence de poussées venant du NE est donc évidente dans les Sudètes ainsi qu'au N de la Dobrogea et dans les mouvements tectoniques qu'elles ont produits, nous reconnaissons les A l t a ï d e s e u r o p é e n s

[1]) St. Kreutz et A. Gawel. Essai d'une caractéristique des roches. Mémoire de la I-ére Réunion de l'Association Carpatique. Varsovie 1926—27.

[2]) F. E. Suess. Intrusiontektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. pag. 141 et suivantes et pag. 249—250, Berlin, 1926.

[3]) *L. c.*, pag. 250.

Institutul Geologic al României

de E. SUESS [1]). La Chaîne cimmérienne fait partie, elle aussi, de ces Altaïdes. MRAZEC [2]) a introduit le nom de Chaîne cimmérienne pour désigner l'ancienne chaîne de montagnes qui réunissait la Dobrogea avec les montagnes de Sandomir et dont l'existence avait été déjà supposée par ZUBER [3]) pour expliquer la provenance du matériel exotique des conglomérats qui apparaissent dans les Zones marginale et externe du Flysch. Cette chaîne représente le prolongement vers le NW des Schistes verts et de la zone du Paléozoïque plissé du N de la Dobrogea.

Si l'on considère les plis du Nord de la Dobrogea comme faisant partie des Altaïdes européens, on doit déduire que, dans cette région au moins, la poussée du NE n'a pas produit seulement des déplacements horizontaux, comme ceux observés par F. SUESS dans les Sudètes, mais aussi un plissement proprement dit qui est évident dans le Paléozoïque dobrogéen.

F. SUESS se demandait si on ne pouvait pas joindre à la même zone aussi le Mésozoïque des Carpates orientales. De la discussion que j'ai exposée plus haut et en considérant aussi le fait que dans le Cristallin et dans le Mésozoïque de cette région on retrouve les caractères essentiels de la Zone altaïque (plissements relativement intenses vers la fin du Paléozoïque, la transgression du Trias, la reprise des plissements durant tout le Mésozoïque au moins jusqu'après le Crétacé inférieur) on peut répondre à la question soulevée par E. SUESS de la façon suivante: Le noyau cristallin des Carpates orientales prend place d'une façon satisfaisante dans le cadre des lignes altaïques. Les Altaïdes européens comprendraient dans ce cas trois unités tectoniques qui, énumérées à partir de l'Est vers l'Ouest seraient: Les plis paléozoïques du Nord de la Dobrogea avec leurs intrusions, les « Schistes verts » et le Cristallin des Carpates orientales. L'arrière-pays de ces unités serait la masse podolique.

Dans cette hypothèse l'inclinaison vers l'Est de tout le Cristallin des Carpates orientales peut être regardée comme un plissement relicte de style cimmerien (Altaïque). Cette solution paraît à présent la plus acceptable. Les tensions produites dans l'écorce par les pressions dirigées du NE vers le SW et qui se sont résolues dans les Sudètes seulement en des chevauchements sans plissements proprement dits, ont eu comme résultat, plus au Sud dans la région des Carpates orientales, de véritables plissements.

Il reste encore à établir si la portion axiale, intensement plissée et métamorphisée de ces plis s'est trouvée juste dans la région des schistes cristal-

[1]) E. SUESS. La Face de la Terre. Vol. III, pag. 531 et suivantes.

[2]) Comptes-rendus des séances de l'Inst. géol. de Roumanie, vol. II, pag. 39, Bucarest, 1910.

[3]) R. ZUBER. Neue Karpathen-Studien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. LII, pag. 251—255, Wien, 1902.

Institutul Geologic al României

lins des Carpates orientales. Si on se rappelle l'observation faite plus haut que les schistes cristallins ont été très probablement plissés en deux phases, on ne peut plus affirmer que le métamorphisme est en relation avec les plissements de la fin du Paléozoïque. Il est possible que le métamorphisme ait eu lieu dans une phase de plissement plus ancienne et, ensuite, les roches déjà métamorphisées ont pu prendre part aux plissements paléozoïques.

Il se peut donc que l'axe des plis altaïques ne coïncide pas avec les schistes cristallins des Carpates orientales.

En conclusion, nous pouvons dire que dans la tectonique du Massif cristallin oriental paraissent entrer également, et peut être avec prépondérance, des plissements anciens de style altaïque et qu'il n'est pas judicieux de chercher à encadrer la position actuelle des couches seulement dans le système des plis alpino-carpatiques, avec déversement vers l'extérieur de l'arc. On a des arguments suffisants pour soutenir que dans les plissements alpino-carpatiques, le Bloc cristallin oriental a joué plutôt le rôle de masse passive, qui avait déjà une tectonique propre, tectonique que l'on trouve aujourd'hui relicte dans l'intérieur de l'arc tertiaire.

L'inclinaison générale vers l'Est des formations qui constituent ce massif peut être attribuée plutôt à cette tectonique ancienne de style altaïque qu'à des surplissements plongéants de style alpin.

3. Relations anormales entre le groupe I-et le groupe II. Sur la carte et sur les coupes on peut remarquer une anomalie dans les relations de position entre les massifs d'intrusion et les schistes de la zone supérieure. Cette position est évidemment inversée et on peut l'expliquer en admettant un charriage du groupe I sur le groupe II. Puisque le Trias couvre parfois en transgression la ligne de contact entre les groupes cristallins et puisque, sur cette ligne, on ne trouve jamais prises des dépôts mésozoïques il serait judicieux de considérer ce charriage comme étant prémésozoïque, donc avec beaucoup de probabilité de style altaïque et ayant ses racines quelque part dans la Zone du Flysch.

Cette interprétation à toutes les apparences d'être juste mais il existe une série de faits qui la contredisent. En premier lieu, on doit observer que presque sur tous les points où j'ai pu voir clairement le contact entre les groupes, je n'ai pu constater aucune anomalie tectonique.

Les brèches sont assez fréquentes dans les schistes cristallins ainsi que dans le Mésozoïque. Dans les schistes cristallins je les ai rencontrées non sur les lignes de contact entre les groupes mais surtout dans le groupe II.

Pour un contact normal entre le groupe I et le groupe II plaide aussi le passage presque insensible que l'on observe parfois entre ces groupes.

Institutul Geologic al României

Enfin la présence de la biotite dans les chloritoschistes indique, elle aussi, un contact normal entre les deux groupes. En décrivant les chloritoschistes à biotite, j'ai expliqué la présence dans la zone supérieure de ce minéral typique pour les zones profondes (moyenne et inférieure) en le considérant comme un produit de contact. Les massifs granodioritiques, en pénétrant parmi les schistes cristallins déjà métamorphisés dans la zone supérieure (où la biotite non seulement ne pouvait se former mais se serait détruite si elle avait préexisté dans les roches soumises au métamorphisme), produisent une auréole de contact qui est représentée à proximitié de la masse intrusive par des micaschistes à grenats et à quelque distance de cette masse par la biotite de formation nouvelle qui apparait dans quelques roches (surtout dans les chloritoschistes).

En considérant ces faits, on ne peut dégager le groupe I (massifs d'intrusion et auréoles de contact) de l'ensemble des schistes cristallins du groupe II (supérieur) pour en faire une masse étrangère, charriée, dont l'autochtone immédiat serait le groupe II. Si toutefois on veut admettre des surplissements pour expliquer les inversions de position constatées entre les groupes, il faut laisser les massifs d'intrusion dans les schistes cristallins avec lesquels ils forment un tout organique et chercher les plans de contact anormal non pas à la limite entre les groupes mais dans le domaine des schistes cristallins du groupe II et peut être en relation avec certaines brèches mentionnées ci-dessus. Ce qui revient à dire que l'on doit regarder le groupe I comme étant la partie axiale de quelques plis gigantesques, couchés probablement vers l'Ouest et ayant le flanc inverse constitué par les schistes cristallins du groupe II.

L'anomalie de position que nous discutons peut avoir aussi une autre explication. Si l'on considère le groupe I comme représentant des massifs d'intrusion en place, l'inversion de position peut être attribuée aussi au déversement latéral des massifs, déversement qui a conduit à la formation des plis en éventail. De pareils plis sont connus dans les régions d'intrusion et pour ne pas nous référer à des régions trop lointaines, je peux mentionner les intrusions granitiques du N de la Dobrogea où le phénomène est souvent bien prononcé. C. G. S. SANDBERG [1]) a cherché une explication au phénomène en l'attribuant aux pressions latérales qui se produisent dans les parties inférieures de la masse d'intrusion à cause du poids de la colonne de magma, si l'on admet que cette masse de magma se trouve en équilibre hydrostatique. Il est probable que le phénomène peut être expliqué partiellement de cette manière

Je dois pourtant remarquer que dans la région de Tulgheș les relations de contact entre les deux groupes ne peuvent plus apparaître tels qu'ils

[1]) Magmakratismus als Ursache der tektonischen Grossformen der Kettengebirge. Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. XI, H. 2, Dez. 1927, Berlin.

Institutul Geologic al României

étaient au moment de la mise en place des massifs qui constituent le groupe I, car les replissements ultérieurs dont l'existence est prouvée par le plissement des dépôts mésozoïques ont déformé ces relations.

Les intrusions granodioritiques ont dû se produire après l'accomplissement du métamorphisme de zone supérieure du groupe II et avant la transgression du Trias. Les gneiss qui forment la majorité de ces massifs et qui les accompagnent comme apophyses dans les chloritoschistes, montrent que l'intrusion a eu lieu sous des pressions orientées, donc très probablement au cours d'une période de plissement. Ces plissements, commencés en même temps que les intrusions, ont pu continuer ensuite en modifiant la position et l'aspect des plans de contact, modifications qui ont été encore accentuées par les plissements mésozoïques et en moindre mesure aussi par les plissements tertiaires.

En considérant le phénomène du replissement au point de vue purement tectonique, on peut déduire facilement, que le replissement peut donner naissance, notamment à des plis en éventail. En effet, si un complexe de couches, déjà plissées jusqu'à la verticale, subit un nouveau plissement (moins intense même que le premier) (fig. 59) le résultat peut être un plis anticlinal à flancs débordants ayant la forme des massifs d'intrusion de la région de Tulgheș (fig. 60).

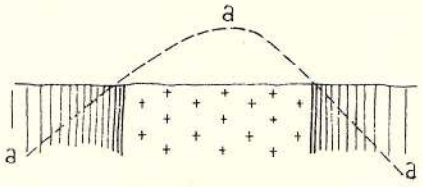


Fig. 59. Complexe vertical replissé dans l'anticlinal a-a-a.

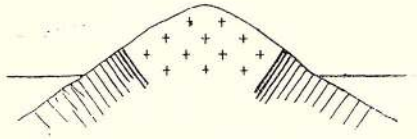


Fig. 60. Le même complexe après replissement donne un plis débordant.

Avec ces considérations j'ai épuisé les questions concernant la tectonique propre des schistes cristallins.

Les conclusions auxquelles je suis arrivé peuvent être résumées de la façon suivante:

1. Les schistes cristallins ont été puissamment et intensement plissés très probablement durant deux périodes de plissement, toutes deux prétriasiques.

2. L'inclinaison générale vers l'Est des schistes cristallins est due au fait que le noyau cristallin des Carpates orientales — comme fragment de la Chaîne cimmérienne — est plissé en style altaïque de la même allure que la Dobrogea et les Sudètes. Ce style s'est conservé comme relicte dans la Zone des plissements alpins.

3. Le groupe I représente des massifs d'intrusion enracinés mis en place après l'accomplissement du métamorphisme de zone supérieure du

Institutul Geologic al României

groupe II, et dans une phase de plissement antérieure au Trias. Les relations inverses de contact, que l'on peut constater parfois entre le groupe I et le groupe II sont dues, très probablement, en majorité, aux replissements.

DEUXIÈME PARTIE

LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES REPOSANT SUR LE CRISTALLIN

CHAPITRE VI

OBSERVATIONS GÉNÉRALES ET CLASSIFICATION

Le noyau cristallin des Carpates orientales est couvert à l'Ouest par les masses éruptives néogènes et par les dépôts transgressifs du bassin intérieur, tandis que vers l'Est il chevauche les dépôts éocrétacés du Flysch.

Le long de cette ligne de chevauchement le Cristallin supporte, sur une largeur qui peut dépasser 10 km., un lambeau de dépôts mésozoïques, développés plutôt dans le facies calcaire, que UHLIG a dénommé « Le Synclinal externe » (Aussenmulde). Une lame étroite de schistes cristallins, dénommée par le même savant « Flanc externe » (Aussenflügel), s'interpose entre le Flysch et les dépôts mésozoïques calcaires de sorte que ces dépôts paraissent former, dans l'ensemble, une large auge synclinale. UHLIG lui-même a reconnu que le Synclinal externe est loin d'avoir une structure aussi simple; en réalité, il apparaît plutôt comme une masse de plis et surtout d'écailles déversées vers l'Ouest tout comme le Cristallin qui forme le soubassement.

En suivant le développement axial du Synclinal externe on constate que, à partir de son extrémité méridionale, il plonge graduellement jusque dans la vallée du Bicaz, où il atteint le maximum de profondeur et de largeur. Vers le Nord, il s'élève continuellement de sorte que dans les environs de Tulgheș sa base arrive à 1000 m. d'altitude et puis elle reste en l'air, au-dessus du relief actuel des montagnes. Un nouveau plongement axial fait reparaître le Synclinal externe dans les Monts Rarău, à Câmpulung, en Bucovine.

Dans les environs de Tulgheș, le Synclinal externe est représenté en partie par l'extrémité septentrionale du masif de Hăghimaș et en partie par des masses isolées qui couronnent quelques sommets et que l'érosion a isolées du massif principal. Cette situation est tout à fait désavantageuse pour l'étude stratigraphique du Mésozoïque, car les masses isolées, qui représentent presque toujours des fragments de plis plus grands, n'offrent que des séries incomplètes. De sorte que j'ai été maintes fois obligé de chercher la solution de quelques uns des problèmes stratigraphiques dans des régions où les conditions d'étude étaient plus favorables.

Institutul Geologic al României

La succession des couches m'a permis de reconstituer pour les dépôts mésozoïques du Synclinal externe des environs de Tulgheș la série stratigraphique suivante:

Trias	Inférieur (Werfénien)	Couches de Seis	Conglomérats	
			Grès	
		» » Campille	Calcaires dolomitiques	
	Moyen	?		
	Supérieur	?		
Jurassique	Lias	?		
	Dogger	Bajocien	Grès calcaires	
		Bathonien		
		Callovien	Radiolarites	
		Oxfordien		
	Malm	Kimméridgien	Calcaires et marnes à *Am. acanthicus*	
		Portlandien ?	Calcaires	
Crétacé	Inférieur	Berriasien	?	
		Valanginien	?	
		Hauterivien	?	
		Barrémien	?	
	Moyen	Aptien	Marnes à *Orbitolines*	
			Calcaires	
		?	Grès et conglomérats	
	Supérieur	Coniacien	Marnes à *Actaeonella abbreviata*	
		Santonien		
		Campanien	?	
		Maëstrichtien	?	
		Danien	?	

CHAPITRE VII

STRATIGRAPHIE

A) TRIAS

1. Les conglomérats bréchiformes.

Les conglomérats, ordinairement rouges, parfois blancs ou jaunes, sont constitués presque exclusivement par des fragments de quartz peu arrondis. Rarement on y rencontre aussi des fragments de chloritoschistes. Le ciment est siliceux.

Institutul Geologic al României

Les conglomérats bréchiformes sont disposés en bancs dont l'épaisseur varie de 0,5 à 1 m., séparés par des minces couches de grès. Leur épaisseur totale est d'environ 20 m.

A. V. ALTH les a observés pour la première fois et c'est toujours lui qui a introduit le nom de « Verrucano » dans les Carpates orientales. UHLIG les classait dans le Permien et se demandait s'ils ne représenteraient pas le Permien inférieur à faciès germanique. En trouvant des fossiles qui assignent l'âge werfénien supérieur aux grès et aux calcaires qui reposent sur les conglomérats, j'ai déduit que les conglomérats eux-mêmes peuvent être classés dans le Werfénien inférieur.

2. Les grès rouges.

Les grès triasiques sont ordinairement rouges; rarement la couleur peut être blanche ou jaune. Les grains, assez grands, sont constitués en majeure partie par du quartz auquel s'ajoutent des lamelles de muscovite. Le ciment est siliceux ou argileux.

Les grès forment des bancs de quelques décimètres d'épaisseur, séparés par des couches de grès schisteux ou de marnes sableuses. A la base ils alternent avec les conglomérats, tandis qu'à la partie supérieure on y trouve des intercalations de couches minces de calcaire. Épaisseur totale 10—15 m.

Dans le massif de Hăghimaș, dans les ruisseaux du Lohavas et du Hăghimaș, j'ai trouvé assez souvent dans les grès des impressions de *Myophoria* et *Myacites*. Il est fort probable que les formes fossiles mentionnées par HAUER et STACHE [1]) ainsi que celles décrites par GERO V. MERHARD [2]) proviennent des mêmes grès. Les formes fossiles qu'elles contiennent et le fait qu'elles supportent les calcaires dolomitiques, nous indique l'âge triasique inférieur.

3. Les calcaires dolomitiques.

Les calcaires dolomitiques forment des masses ruiniformes sur les hauteurs de la région. Quelquefois ils ne sont pas couverts par des dépôts plus récents, mais le plus souvent ils sont en grande partie ensevelis sous les débris des formations calcaires appartenant au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

Les calcaires dolomitiques ont ordinairement une couleur grise ou jaune. Les fissures sont toujours remplies par des oxydes rouges de fer et d'aluminium et quand la roche est bréchifiée l'accumulation d'oxydes est tellement grande que la couleur rouge prédomine. Ces oxydes arrivent jusqu'à la base de calcaires et imprègnent les grès sousjacents.

---

[1]) Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863, Edition 1885, pag. 309.

[2]) Neue Funde aus der Trias der Bukowina. Mitt. d. geol. Gesellsch. in Wien, III. Bd., 1910.

Institutul Geologic al României

Les analyses chimiques, que je dois à Mademoiselle A. POPESCO, ont donné les résultats suivants:

	CO_3Ca	CO_3Mg	Résidu (SiO_2 Al_2O_3 Fe O)	Total
1. Piatra Mocilor	57,54	41,00	0,51	99,05
2. Sommet de Măgura.	57,00	41,50	1,00	99,50
3. Beneș	58,52	37,12	4,09	99,73
4. Piatra Arsurilor.	61,11	36,78	1,20	99,09

La partie inférieure des calcaires dolomitiques est stratifiée sur une épaisseur de 4—5 m., le reste étant massif. Dans cette partie inférieure j'ai trouvé, à l'Est de la cote 1335 (Azodul mare) les formes fossiles suivantes:

Myophoria costata ZENKER
» *laevigata* ZIETEN
Homomya fassaënsis WISSM.
Pecten discites SCHLOTH.
» » *var microtis* BITTN.
Gervileia modiola FRECH
» *exporrecta* LESP.
Pseudomonotis sp.
Naticella cf. *costata* MSTR.

D'après cette faunule on peut classer la partie inférieure des calcaires dolomitiques dans le Werfénien supérieur (Couches de Campille).

COTTA [1]) qui a connu le premier les dolomites dans les Carpates orientales, les considérait comme des intercalations dans les schistes cristallins. HAUER [2]) les attribuait à l'Éocène. PAUL [3]) et HERBICH [4]) les classaient dans le Trias inférieur. UHLIG [5]), dans ses premières études, partage lui aussi cette opinion. Plus tard [6]) il veut voir dans les calcaires dolomitiques un équivalent du Zechstein.

[1]) Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. VI, pag. 115, Wien, 1855.

[2]) Geologie Siebenbürgens, Wien, 1863 (1885), pag. 311.

[3]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI, pag. 292, Wien, 1876.

[4]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 80, Budapest, 1878.

[5]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-Naturw. Classe, Bd. XCVIII, Abt. I, pag. 133.

[6]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 31, Wien, 1903.

Institutul Geologic al României

Les calcaires dolomitiques supportent des dépôts tout à fait variés. Le plus souvent, ce sont des radiolarites, des grès calcaires du Dogger ou des diabases. Rarement on y rencontre des calcaires blancs (Arsuri), des schistes rouges et verts (Piatra Runcului) ou des calcaires noirs (Pic. Corhanului).

4. Roches effusives associées au Trias.

(«Diabases et mélaphyres»).

J'ai souvent rencontré des blocs ou des masses importantes de roches effusives intercalées entre les calcaires dolomitiques du Trias et le Dogger. Dans la vallée de la Tissa, les mêmes roches forment des couches qui alternent avec des calcaires dolomitiques ou des schistes rouges tachés de vert, qui rappellent le Keuper. Cette situation assigne à ces roches effusives l'âge du Trias supérieur.

a) Diabase

Piatra Runcului (Vereskö), Tulgheş. Pl. III Fig. 5.

La roche est de couleur verte, massive et ayant une croûte d'altération de couleur rouille.

Au microscope, on voit la structure cryptocristalline-porphyrique intersertale. Les constituants principaux sont l'augite et le feldspath. Les cristaux de feldspath forment un réseau dans les mailles duquel il y a le plus souvent un « mésostasis », parfois complètement transformé en pennine. On y voit aussi des plages protéiformes de quartz (Fig. 62) et d'épidote.



Fig. 61. Augite en partie ouralitisé; × 120 fois.



Fig. 62. Mésostasis chloritisé avec plage protéiforme de quartz; × 70 fois.

La fréquence linéaire des minéraux est la suivante:

Augite 45, feldspath 21, minéraux opaques 2, mésostasis 32 (30 chlorite, 2 quartz et épidote).

Institutul Geologic al României

L'analyse chimique [1]) range la roche effusive de Piatra Runcului parmi les « Basaltes à plagioclase, mélaphyres et diabases » de la série pacifique.

SiO_2	48,45
TiO_2	0,90
Al_2O_3	15,45
Fe_2O_3	4,32
FeO	6,24
MnO	0,89
MgO	7,79
CaO	6,88
BaO	0,14
Na_2O	3,01
K_2O	0,81
P_2O_5	traces
SO_3	0,17
H_2O (110°)	1,41
H_2O, CO_2 (180°)	4,09
	100,55

Indices d'Osann:

S = 54,62	n = 8,4
A = 3,82	a = 3,25
C = 6,29	c = 5,35
F = 25,16	f = 21,40

Indices de Niggli:

si = 119	c = 18
qz = —15	alk = 8,5
ti = 1,65	k = 0,15
al = 22,5	mg = 0,56
fm = 51	c/fm = 0,36 sect. III

La diabase de Piatra Runcului est découverte sur une surface d'environ 100 m. de largeur sur 200—250 m. de longueur, le long d'une ligne de contact anormal. Cette ligne est bien visible entre les cotes 1090 et 1215 (Vereskö) et a été également marquée sur la carte géologique. La diabase est bréchiforme et recimentée avec des hydroxydes de fer surtout le long du bord Ouest de l'affleurement où apparaissent aussi des radiolarites, des grès werféniens etc. Il paraît que la roche forme une masse lenticulaire, peut-être même une coulée épanchée sur les dolomites du Trias.

La diabase de Piatra Runcului rentre, elle aussi, dans la série des roches effusives qui sont associées aux dépôts mésozoïques du « Synclinal externe ». Ces roches, dont Herbich [2]) faisait déjà mention, rappellent les ophiolites des Pyrénées et des Alpes.

Une roche semblable, mais beaucoup plus finement cristallisée et contenant des grains de pyrite visibles à l'oeil nu, a été trouvée à la cote 1160 (Colțul Chicerei).

[1]) I. A. Atanasiu. *L. c.*, pag. 19, analyse 2-e, mise par erreur parmi les roches filoniennes.

[2]) *L. c.*, pag. 86 et suiv.

Institutul Geologic al României

b) Diabasporphyrite (Navite)

Mont Hăghieșul, sous la cote 1150. Pl. III, Fig. 6.

La roche est relativement poreuse, de couleur gris-noire et contient des vacuoles sphériques remplies de calcite.



Fig. 63. La diabase de Piatra Runcului.

Au microscope, on voit une structure holocristalline-porphyrique. Dans une pâte micro-cristalline formée surtout par des baguettes de feldspath dont la longueur ne dépasse 0,2 mm., apparaissent, comme phénoéléments, des plagioclases, des pyroxènes et de l'olivine, dans un état d'altération assez avancé.



Fig. 64. Cristal d'olivine altéré. On voit des agrégats concretionnés formés par la chlorite, des hydroxydes de fer (noir) et de la calcite; × 40 fois.

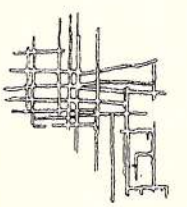


Fig. 65. Squelettes de cristaux; × 200 fois

D'après la constitution minéralogique, la roche est une diabase-porphyrite très rapprochée des Navites [1]).

[1]) ROSENBUSCH-OSANN. Elemente, 1923, pag. 427.

Institutul Geologic al României

L'analyse chimique [1]) fait ressortir les affinités de cette roche avec la diabase de Piatra Roșie,

SiO_2	39,55
TiO_2	2,67
Al_2O_3	15,32
F_2O_3	8,75
Fe O	2,39
Mn O	0,90
Mg O	3,12
Ca O	13,04
Na_2O	2,93
K_2O	0,09
P_2O_5	0,08
SO_3	0,80
H_2O (110°)	1,05
H_2O, CO_2 (180°)	9,68
	100,37

Indices d'Osann

S	=	51,01
A	=	3,55
C	=	7,52
F	=	26,81
a	=	2,8
c	=	6
f	=	21,2
n	=	9,8

Indices de Niggli

Si	=	96
qz	=	— 34
al	=	22,5
fm	=	35
c	=	35
alk	=	7,5
k	=	0,02
mg	=	0,34
c/fm	=	1

Sect. V—VI

Les 10% d'eau et de CO_2 indiquent un état d'altération très avancé, qui fait illusoire toute comparaison avec des roches fraîches.

Herbich [2]) fait mention de mélaphyres dans l'extrémité méridionale du massif de Hăghimaș. Il leur attribuait l'âge Trias supérieur.

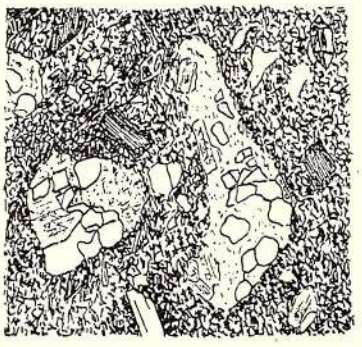


Fig. 66. Tuf diabase-porphyritique; × 15 fois.

c) Tuf diabase-porphyritique

Mont Hăghieșul, aux sources du ruisseau Rupturi. Pl. IV Fig. 1.

La roche est de couleur vert-grise et laisse voir, à l'oeil nu, des morceaux de roche compacte englobés dans une pâte fine.

Au microscope, (Fig. 66) on reconnaît tout de suite un tuf volcanique.

La composition chimique de cette roche [3]) est la suivante:

[1]) I. A. Atanasiu. *L. c.*, pag. 20, analyse 2b.

[2]) *L. c.*, pag. 94.

[3]) I. A. Atanasiu. *L. c.*, pag. 19, analyse 6-a, classifiée par erreur parmi les roches filoniennes.

Institutul Geologic al României

SiO_2	33,48
TiO	2,88
Al_2O_3	14,26
F_2O_3	4,37
FeO	10,08
MnO	0,79
MgO	3,81
CaO	9,71
Na_2O	3,70
K_2O	1,02
P_2O_5	0,04
SO_3	0,93
H_2O (110°)	1,45
H_2O, CO_2 (180°)	12,40
	98,92

Indices d'Osann		
S	=	46,45
A	=	5,62
C	=	5,42
F	=	31,64
a	=	3,9
c	=	3,8
b	=	22,3
n	=	8,9

Indices de Niggli		
si	=	82
qz	=	—58
al	=	20,5
fm	=	44
c	=	25,5
ak	=	10
k	=	0,15
mg	=	0,32
c/fm	=	0,58
		(IV)

d) Diabase à ouralite

Piatra Runcului. Pl. IV Fig. 2.

La roche est de couleur vert-noire et se casse en petits polyèdres à arêtes tranchantes. Les miroirs de friction, les surfaces courbées et les petites failles sont très fréquentes. Les feldspaths (Andésine-Bytownite) apparaissent comme des petites plages blanches parmi la masse verte constituée par une hornblende actinolitique. Au microscope on voit que la roche est, par places, complètement broyée.

Vue d'ensemble sur le Trias et les roches effusives triasiques des environs de Tulgheş.

Dans les environs de Tulgheş on ne voit pas clairement le mode de gisement des roches effusives triasiques. En étudiant cependant en 1928 avec G. Macovei et D. Andrusov (Prague) les vallées Ruskova-Rika et Tisa en Tchécoslovaquie, nous avons trouvé des affleurements où l'on voit très clairement les diabases intercalées parmi les dolomites et les schistes rouges tachetés de vert (Quartenschiefer). Nous en avons conclu à l'âge triasique supérieur de ces diabases, qu'on peut comparer avec les porphyrites à augite et les mélaphyres du Tyrole méridional.

Dans le triangle d'Osann (Fig. 55, points D et M) les roches effusives triasiques se rangent parmi les diabases des environs de Broşteni, c'est-à-

Institutul Geologic al României

dire parmi des roches de type pacifique qu'on rencontre comme filons dans les schistes cristallins.

Fondé sur cette affinité chimique, j'ai attribué à ces filons l'âge triasique supérieur. Ils peuvent représenter des canaux d'ascension du magma ou des filons proprement dits.

Le Trias est représenté dans les environs de Tulgheș par des conglomérats, des grès et des calcaires dolomitiques. La partie inférieure de ces calcaires est d'âge werfénien supérieur tandis que leur partie supérieure peut appartenir au Trias moyen. Aux dépôts triasiques sont associées des diabases et des mélaphyres.

Le Trias est connu sous le même facies dans toutes les Carpates orientales, dans les Monts Apuseni et dans les environs du lac Balaton. À l'exception de Tulgheș, les dolomites supportent presque partout des dépôts appartenant au Trias supérieur.

D'après le développement faciel du Trias supérieur, on peut distinguer, dans les Carpates, deux types de Trias:

1. Le type septentrional, avec le Trias supérieur constitué par des schistes rouges tachetés de vert, est développé surtout dans les nappes tatriques et subtatriques et s'étend vers le Sud à peu près jusqu'à la latitude des monts de Rodna.

2. Le type central, ou transylvanien, dont le Trias supérieur est constitué par des calcaires, est développé dans la « Ceinture interne » (Innere Gürtel) des Carpates septentrionales, dans les environs du lac Balaton, dans les Monts Apuseni et dans les Carpates orientales à partir de Câmpulung, en Bucovine, vers le Sud.

À ces deux types, dont la partie inférieure est formée par des conglomérats et des grès, on peut opposer le Trias dobrogéen dont la partie inférieure est constituée par des schistes noirs (Werfénien de Tulcea) tandis que la partie supérieure est toujours constituée par des calcaires, comme dans le type central.

B) JURASSIQUE

Le Jurassique paraît être incomplètement développé même dans le massif du Hăghimaș, c'est-à-dire là où il est le mieux connu. D'après les études existantes [1]) on peut établir, pour le Jurassique de la région du Hăghimaș, le tableau stratigraphique suivant:

[1]) Dr. E. Vadász. Geologische Beobachtungen im Persany u. Nagyhagymás Gebirge. Jahresbericht d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1914, pag. 278 et suiv., Budapest, 1915.

Dr. E. Jekelius. Der mittlere u. obere Jura im Gebiet des Hăgimașul mare in Siebenbürgen. Bull. sect. scient. de l'Académie roumaine, VII-ème année, 1920/921, No. 7—10, pag. 128, Bucarest, 1922.

Institutul Geologic al României

LIAS	inférieur:	calcaires rouges, fossilifères.
	moyen	inconnu
	supérieur	inconnu

DOGGER	Bajocien:	Grès calcaires à *Posidonomya opalina*.
	Bathonien:	Calcaires oolithiques fossilifères.

MALM	Callovien:	Radiolarites
	Oxfordien	?
	Séquanien	?
	Kimméridgien:	Calcaires rouges à nodules, fossilifères
	Portlandien:	Calcaires massifs, fossilifères.

Dans les environs de Tulgheș j'ai rencontré seulement:
1. Le Bajocien, 2. Le Callovien, 3. Le Kimméridgien, 4. Le Portlandien.

1. Les grès calcaires (Bajocien).

Le Bajocien est représenté par des grès calcaires compacts, de couleur grise. Sur les cassures fraîches on voit toujours un noyau de couleur bleu-grise, entouré d'une croûte d'altération décolorée et infiltrée par des hydroxydes de fer.

Les grès calcaires forment des bancs assez réguliers dont l'épaisseur ne dépasse pas 30 c.m. et renferment parfois des *Bélemnites*.

HERBICH [1]), qui fait pour la première fois mention de ces grès, les avait considérés au début comme des « Grès carpatiques »; plus tard il les attribuait au Trias supérieur.

NEUMAYR [2]), UHLIG [3]) et VÁDASZ [4]) les classaient dans le Dogger. J'ai pu observer, assez souvent, des petits blocs de calcaires dolomitiques englobés dans les grès calcaires et dans le ruisseau Gylcos (Fig. 67) on peut voir des conglomérats à la base de ces grès. Ces faits prouvent l'existence d'une transgression du Dogger inférieur, ce que d'ailleurs UHLIG suppossait deja en 1889 [5]).

---

[1]) *L. c.*, pag. 81.

[2]) Die Fauna der Schichten mit Asp. acanthicum, pag. 153—154.

[3]) Bau u. Bild d. Karpathen, pag. 35 et profile pag. 157, Wien, 1903.

[4]) *L. c.*, pag. 283.

[5]) Vorlaufiger Berricht. . Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XCVIII, pag. 736, Wien, 1889.

Institutul Geologic al României

2. Radiolarites (Callovien).

Les radiolarites sont ordinairement de couleur rouge ou verte; la cassure est conchoïdale ou prismatique, à arêtes tranchantes. Dans toutes les coupes microscopiques, les fragments de *Radiolaires* sont assez fréquents. Les roches forment des bancs de quelques c. m. d'épaisseur, séparés par des schistes rouges ou gris. (Fig. 68).

Hauer [1]) connaissait dejà les radiolarites, pour les avoir vu dans les monts du Hăghimaş, au pied du mur gigantesque formé par les calcaires tithoniques.

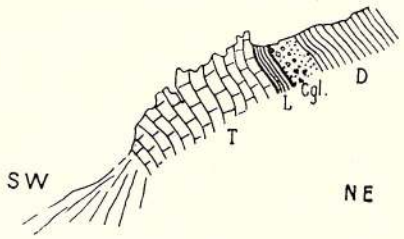


Fig. 67. Les dépôts qui forment la base du système Jurassique. Ruisseau Gylcos. T. Dolomites (Trias), L. Lias, Cgl. Conglomérats de base du Dogger, D. Grès calcaires (Dogger).



Fig. 68. Radiolarites. Sources du ruisseau Rupturi.

Herbich [2]) les classait dans le Trias parce qu' en Bucovine [3]) elles paraissaient supporter des calcaires rouges du type de Hallstatt. Cette opinion fut partagée aussi par Uhlig [4]). Ce sont Vadász et Jekelius qui rangent pour la première fois les radiolarites dans le Malm en se guidant d'après une coupe étudiée par Jekelius [5]) au mont Gaura.

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 308, Wien 1863.

[2]) Das Széklerland. Mitt. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 81 et 83, Budapest, 1878.

[3]) Grundzüge der Geologie der Bukovina. Jahb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 26, Wien, 1876.

[4]) Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der goldenen Bistriz. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XCVIII, pag. 733, Wien, 1889.

Bau und Bild. d. Karpathen, pag. 34, Wien, 1903.

[5]) Daten über den geologischen Bau des Bucsecs und Csukas. Jahresber. d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1915, pag. 293, Budapest, 1916.

Institutul Geologic al României

Tant du profil donné par JEKELIUS que d'après les observations faites par moi dans la région du Hăghimaș, il résulte assez clairement que les radiolarites succèdent, sans discontinuité, aux grès calcaires et supportent, toujours sans discontinuité, les couches à *Asp. acanthicum* et les calcaires portlandiens. Le Dogger et le Malm seraient donc complètement représentés dans les Carpates orientales.

3. Les couches à Aspidoceras acanthicum.

Des dépôts qu'on puisse attribuer au Kimméridgien apparaissent, dans les environs de Tulgheș, seulement dans le mont Chicera. Ces dépôts sont constitués par des grès fins, marneux et relativement riches en calcaire. Leur couleur est généralement vert-grise mais parfois on rencontre aussi des intercalations de couleur rouge.

Comme restes fossiles j'ai rencontré seulement un *Aptychus* et quelques *Ammonites* indéterminables.

Le Kimméridgien, avec une faune extrêmement riche, a été découvert par HERBICH [1]) dans les monts du Hăghimaș. Plus tard NEUMAYR [2]) et puis JEKELIUS [3]) ont complété les études de HERBICH.

4. Les calcaires tithoniques.

Au-dessus du Kimméridgien suivent, tant dans la vallée du Bicaz que dans le massif du Hăghimaș, des calcaires compacts, gris, dont l'épaisseur dépasse 200 m.

HAUER [4]) mentionnait déjà des formes fossiles tithoniques dans ces calcaires. HERBICH [5]) et JEKELIUS [6]) arrivent à déterminer un assez grand nombres de formes et confirment pleinement les vues de HAUER.

Des masses calcaires de telle importance n'existent pas dans les environs de Tulgheș. Au-dessus des radiolarites apparaît généralement l'Aptien et à la base de cet étage on rencontre assez souvent des blocs calcaires d'assez

---

[1]) Das Széklerland. Jahrb. d. k. ung. geol. Landesanstalt, Bd. V, pag. 130—189, Budapest, 1878.

[2]) Fauna der Schichten mit Asp. acanthicum. Abh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. V, Wien, 1871.

[3]) Der mittlere und obere Jura in Gebiet des Hăgimașul Mare in Siebenbürgen, Bull. sect. sc. de l'Acad. roumaine, VII-ème année, No. 7/10, pag. 131—133, Bucarest, 1922.

[4]) Geologie Siebenburgens, pag. 309, Wien, 1863. (Ed. 1885).

[5]) *L. c.* pag. 189—192.

[6]) *L. c.*, pag. 133—134.

Institutul Geologic al României

grandes dimensions. Sur la carte tous ces blocs sont représentés avec la couleur du Crétacé inférieur. Il est pourtant bien probable que quelques uns sont d'âge portlandien.

Il est peut-être intéressant de remarquer le fait que dans le massif du Hăghimaș les calcaires tithoniques ont une épaisseur de quelques centaines de mètres, tandis qu'à Tulgheș, situé seulement de 20 km. plus au Nord, ces calcaires apparaissent seulement comme blocs. Il est bien possible que cette différence soit explicable par ce que même durant la sédimentation le développement des formations calcaires ait été différent dans les deux régions. Dans ces conditions les calcaires seraient remplacés dans les environs de Tulgheș par un dépôt vaseux, beaucoup plus mince.

5. Pélite glauconitique.

Cette roche a été rencontrée seulement à la cote 1297, à l'Est du mont Hăghieșul (1505). Elle est de couleur verte et présente l'aspect d'un grès très fin. Au microscope, on voit que la roche est constituée presque exclusivement par des grains de quartz, de la glauconie et des restes de *Radiolaires*.

Toute indication concernant l'âge de ce dépôt manque jusqu'à présent. J'ai relevé pourtant sa présence car, dans les conglomérats barrémiens de Chisirig, elle est très fréquente sous forme de blocs roulés.

Observations générales sur le Jurassique.

En résumant les observations que j'ai faites relativement aux dépôts jurassiques, on peut conclure qu'une lacune stratigraphique importante sépare le système en deux parties:

1. Une partie inférieure représentée par les calcaires rouges du Lias inférieur,

2. Une partie supérieure représentée par les grès calcaires (Bajocien-Bathonien), les radiolarites, les couches à *Aspidoceras acanthicum* et les calcaires portlandiens.

La lacune stratigraphique qui sépare ces deux parties correspond au Lias moyen et supérieur.

La partie inférieure pourrait éventuellement appartenir à un cycle de sédimentation commencé dans le Trias car en Bucovine on connaît des calcaires rhétiens et dans le Hăghimaș des calcaires rouges appartenant au Carnien et au Norien.

La partie supérieure débute par des conglomérats et des grès, dépôts qui marquent une transgression du Dogger. Suit après un approfondissement continuel de la zone de sédimentation des Carpates orientales, appro-

Institutul Geologic al României

fondissement qui atteint son maximum au temps du Malm inférieur, quand se sont formées les radiolarites. La profondeur de la mer se réduit ensuite graduellement de sorte que, à la fin du Jurassique, on voit s'installer un régime néritique typique.

Le Jurassique des environs de Tulgheș et des monts du Hăghimaș est donc caractérisé par le Lias inférieur développé dans le facies des calcaires d'Adneth, par la transgression du Dogger et par la présence des radiolarites au commencement du Malm. Avec les mêmes caractères on retrouve le Jurassique vers le Sud jusque dans les monts Perșani et vers le Nord jusqu'en Bucovine. Dans la vallée de la Tissa, au-dessus du Trias apparaissent déjà des calcaires, des grès et des schistes noirs qui ne rappellent plus aucun des termes qui prennent part à la constitution du Jurassique des monts du Hăghimaș.

Dans les Carpates occidentales on rencontre seulement dans la Nappe subtatrique inférieure une série jurassique en quelque sorte comparable à celle de Hăghimaș [1]). Mais au lieu d'une lacune stratigraphique, on trouve dans le Lias moyen un facies plus gréseux.

Revenant vers le Sud et suivant les dépôts jurassiques dans les Monts gétiques, nous trouvons le Lias inférieur développé sous la facies des Couches de Gresten ainsi que le Lias moyen et supérieur. La même situation se retrouve dans les Monts Apuseni.

Dans le bassin de Dâmbovicioara et dans les Bucegi le Lias est inconnu et le Dogger repose directement sur le Cristallin.

Enfin en Dobrogea on connaît seulement le Malm.

C) LE CRÉTACÉ

1. L'Aptien.

L'Aptien est constitué de marnes, grès et conglomérats.

a) Les marnes

Les marnes, de couleur gris-jaune, sont ordinairement assez sableuses et riches en paillettes de muscovite. Elles contiennent des intercalations minces de grès, parfois courbicorticaux et des conglomérats qui peuvent former des bancs jusqu'à 80 c. m. d'épaisseur. Au point de vue pétrographique, ces marnes ressemblent assez bien aux marnes aptiennes de la Zone du Flysch.

Comme restes fossiles on rencontre assez souvent des *Orbitolines*.

[1]) F. RABOWSKI et W. GOETEL. La structure de la zone subtatrique. Bull. du Service géol. de Pologne, Vol. III, pag. 208, Varsovie, 1925.

Institutul Geologic al României

b) Les calcaires

Les calcaires sont ordinairement compacts, un peu marneux et ont une couleur jaune-grise ou rose.

Comme restes fossiles j'ai rencontré:

Orbitolina sp.
Rhynchonella sp.
Caprotina sp.

HERBICH [1]) cite, dans le ruisseau Sadova (Valea Stânei):

Caprotina Lonsdali
Radiolites neocomiensis

UHLIG [2]) observe que, au Sud de la vallée de la Bistricioara, les calcaires néocomiens prédominent dans la partie orientale du « Synclinal externe ».

Dans les environs de Tulgheș les calcaires forment des masses importantes seulement dans les massifs du Șesul Comarnicului, de Piatra Runcului et de Munticelul. Partout ailleurs ils apparaissent seulement comme blocs, parfois assez grands, soit à la base des marnes, soit entre les marnes et les conglomérats, soit enfin, dans les conglomérats eux mêmes.

Dans la vallée du Bicaz (Fig. 69) les calcaires du massif Munticelul, sont séparés des conglomérats par une intercalation de marnes d'environ 50 m. d'épaisseur; vers le Nord ces marnes disparaissent et les calcaires perdent graduellement leur consistance en se dissociant en blocs plus ou moins arrondis. Ces blocs forment un conglomérat constitué exclusivement par des blocs calcaires qui passe ensuite aux conglomérats polygènes. On peut déduire de ces faits que les calcaires sont, au moins en partie, synchroniques aux conglomérats. Dans le faciés détritique de l'Aptien s'interposent donc des formations organogènes qui peuvent substituer partiellement les conglomérats et peut-être aussi les marnes.

c) Les conglomérats

Les conglomérats sont constitués par des blocs dont le diamètre ne dépasse pas ordinairement 3—4 c. m.; plus rarement on rencontre aussi, localement, des conglomérats dont les blocs sont beaucoup plus grands.

---

[1]) Das Székleland Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 195—96, Budapest, 1878.

[2]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 156—157, Wien, 1903.

Institutul Geologic al României

Dans les conglomérats on rencontre, comme blocs roulés, des schistes cristallins des deux groupes, des conglomérats triasiques, des calcaires dolomitiques, des radiolarites, des grès verts à glauconie, des calcaires tithoniques, des serpentines et des calcaires aptiens.

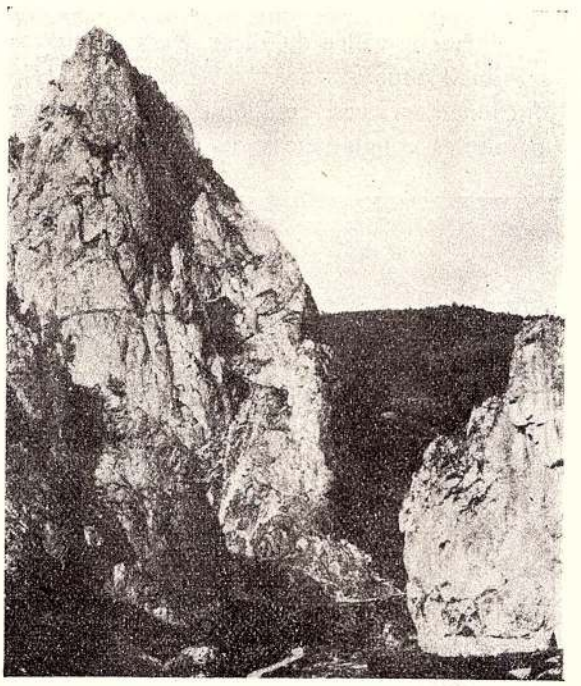


Fig. 69. Les calcaires aptiens dans la vallée du Bicaz.

Les conglomérats forment des bancs, dont l'épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres, séparés par des intercalations de grès ou de marnes.

Dans une pareille intercalation j'ai recueilli:

Orbitolina sp.
Eugyra pusila KOBY
Placocoenia pluricostata W. O. DIETRICH
Cryptocoenia Picteti KOBY
Cyathophora pygmaea VOLZ
» *regularis* FROM.
Favia sp.
Hydnophora crassa FROM.
Latusastraea exiguis FROM.
Polyphyllastraea sp.
Serpula filiformis SOW.

Institutul Geologic al României

Dans les conglomérats j'ai encore trouvé, comme bloc isolé, une colonie de

Favia hemisphaerica FROM.

Les conglomérats forment, dans les environs de Tulgheș, une masse continuelle qui commence au Nord dans le massif du Hăghieș et atteint son maximum de largeur dans la vallée du Bicaz. Vers le Sud ele peut être suivie jusqu' aux sources du Trotuș.

HAUER [1]), qui connaissait ces conglomérats, les rangeait à l'Éocène. HERBICH [2]) comparait les conglomérats de Hăghieș avec ceux de Ciahlău

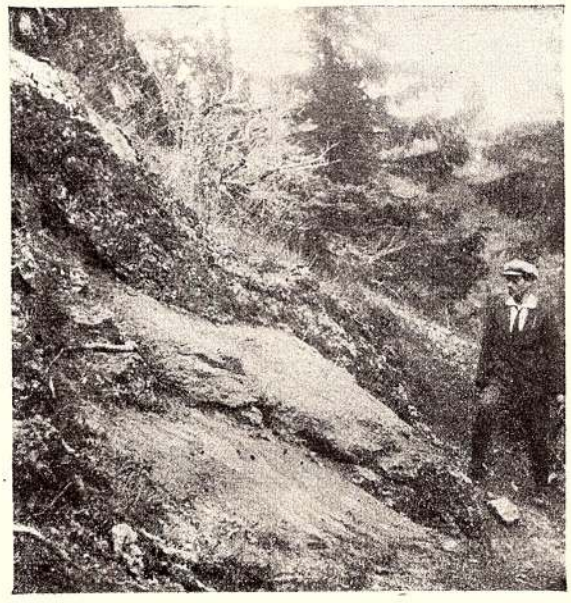


Fig. 70. Serpentines pénétrant les calcaires. Munticelu.

et leur attribuait l'âge Crétacé inférieur. Enfin UHLIG [3]) considérait les conglomérats comme enveloppe des klippes et les rangeait dans le Cénomanien. Cette opinion fut adoptée par la majorité des géologues qui ont étudié la région.

d) Serpentines et ophicalcites

Serpentines. En dehors des diabases et des mélaphyres qui apparaissent associées avec le Trias, on rencontre assez souvent, dans le « Syn-

[1]) Geologie Siebenbürgens, pag. 309.
[2]) Das Széklerland, pag. 196 et 198.
[3]) Bau und Bild. d. Karpathen, pag. 157—159.

Institutul Geologic al României

clinal externe » des roches ultra-basiques, presque toujours complètement serpentinisées.

L'apparition des serpentines est parfois liée à des lignes tectoniques.

Dans le massif du Munticelul (Cote 1356) on voit des serpentines qui pénètrent dans les crevasses des calcaires aptiens, enveloppant parfois dans leur masse des blocs de ces mêmes calcaires (Fig. 70). Au contact, les calcaires sont rouges et plus ou moins scoriacés.

Ce mode de gisement montre tout à fait clairement que l'intrusion de ces magmas ultra-basiques est post-aptienne.

Les serpentines étaient connues par HERBICH [1]), qui les attribuait à la même phase d'intrusion que les diabases et les mélaphyres.

PAUL [2]) et UHLIG [3]) étaient d'avis que la mise en place des serpentines avait eu lieu dans le Trias supérieur.

MRAZEC et VOITEŞTI [4]) mettent en relation les intrusions des roches basiques avec le chevauchement de la Nappe cristalline. De ce fait on peut déduire qu'elles sont d'âge crétacé.

Ophicalcites. Valea Stânei (Bicazul ardelean). Pl. IV Fig. 3. La

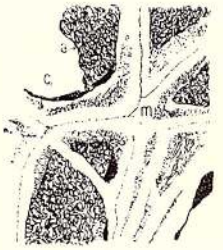


Fig. 71. Ophicalcite. Réseau de calcite inprégnée avec des minéraux opaques. c. Calcite, m. Minéraux opaques, a. Agrégat minéral jaune; × 55 fois.



Fig. 72. Ophicalcite. Corps rond écrasé. S. Serpentine, c. Calcite; × 17 fois.



Fig. 73. Ophicalcite. Cristal? écrasé. S.Serpentine, c. Calcite; × 15 fois.

roche a une facture porphyrique; dans une masse calcaire finement cristallisée, noire avec nuance violacée, on voit des porphyrolithes arrondies, de couleur jaune-verte, dont le diamètre est de 3—5 mm. Au microscope,

[1]) Das Széklerland. Mitt. des Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, Bd. V, pag. 97, Budapest, 1878.

[2]) Geologie der Bukovina. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. XXVI, Carte, Wien, 1876.

[3]) Bau und Bild der Karpathen, pag. 250, Wien, 1903.

[4]) Contribution à la connaissance des nappes du Flysch. An. Inst. geol. al României, Vol. V, pag. 506, Bucarest, 1914.

Institutul Geologic al României

on voit que la masse noire est constituée presque exclusivement par de la calcite qui forme un réseau rappelant beaucoup celui qui se forme à la serpentinisation de l'olivine. (Fig. 71). Dans quelques coupes on peut observer un passage graduel de cette structure vers un calcaire normal.

Les mailles du réseau sont remplies, soit avec de la calcite, soit avec un agrégat minéral jaune. (Fig. 71). Les corps ronds (Fig. 72) sont constitués en majeure partie de serpentine fibreuse (chrysotile) associée à de rares lamelles de chlorite. Parfois on rencontre aussi des plages qui, par leur forme, rappellent des cristaux.

D'après l'association intime entre la calcite et la serpentine, on peut déduire que cette roche est un produit de digestion des calcaires par un magma basique.

Les ophicalcites, associés à la serpentine apparaissent dans des brèches.

2. Le Crétacé supérieur.

Le Crétacé supérieur apparaît, dans les environs de Tulgheș, seulement comme un petit lambeau dans le massif de Beneș. Il est constitué par des grès siliceux de couleur grise, à ciment calcaire.

Attaquée à l'acide chlorhydrique la roche peut être désagrégée complètement, la partie soluble (CO_3Ca) formant à peu près 50%. La partie insoluble montre la composition suivante:

Soluble dans HCl dil. (CO_3 Ca) c.c. 50%.

Insoluble c.c 50%	Grains plus grands que 0,4 mm. c.c. 3%	Quartz	70
		Diverses	18
		Muscovite	12
	Grains de 0,4 à 0,1 mm. c.c. 40%	Quartz	83
		Muscovite	9
		Diverses	8
	Grains plus petits que 0,1 mm. c.c. 57%	Quartz	
		Argile	

L'analyse chimique [1]) de la roche, libre de coquilles, a donné le résultat suivant:

$Si\ O_2$	40,27
$Al_2\ O_3$	7,12
$F_2\ O_3$	2,56

[1]) Je la dois à M. le chimiste P. PETRESCO et je profite de cette occasion pour l'en remercier.

Institutul Geologic al României

Mg O	1,14
Ca O	23,86
Na_2 O	1,75
K_2 O	1,02
Pertes au feu	22,05
Humidité	0,12
	99,89

En répartissant les oxydes entre les principaux minéraux constituants de la roche on obtient:

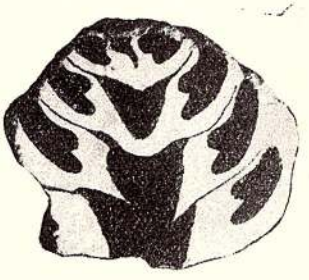


Fig. 74. *Transilvanella abbreviata* PHILIPPI sp. (Forme aplatie); 1:1; Mont Beneș.



Fig. 75. *Transilvanella Lamarcki* ZECK. sp. (Forme haute); 1:1; Mont Beneș.

D'après l'analyse chimique			D'après l'analyse mécanique	
Calcite	45%	Soluble	Calcite	50%
Quartz	32%	Insoluble	Quartz	48%
Argile	15%		Argile	
Muscovite	8%		Muscovite	2%

Le Crétacé supérieur de Beneș, est très riche en *Gastéropodes*. Les coquilles appartiennent à un seul genre et peuvent être réparties à deux types:

a) Formes aplaties
b) Formes hautes.

a) Les formes aplaties (Fig. 74) se rapprochent de

Institutul Geologic al României

Tornatella abbreviata PHILIPPI

Palaeontographica I (1851), pag. 23, Pl. II, Fig. 1 a, b.

PHILIPPI ne connaissait pas l'endroit de provenance de la forme décrite, mais il observait qu'elle est associée à *Actaeonella Lamarcki* et peut provenir de Gosau.

STOLITZKA [1]) en déterminant les fossiles provenant des environs de Deva, recueillies par STUR, propose d'abandonner le nom générique de *Tornatella*, car il fut employé aussi par LAMARCK pour le genre *Actaeon* et range la forme mentionnée dans le genre *Actaeonella* d'ORB. 1842, en la nommant *Actaeonella abbreviata* PHILIPPI. Il établit en même temps sa synonymie avec *Actaeonella rotundata* ZECK. Plus tard [2]) il retire du genre *Actaeonella* toutes les formes à une seule plication sur la columelle et les introduit dans le genre *Itieria* MATHERON 1842, en élargissant ainsi, d'après l'opinion de COSSMANN [3]) la notion que MATHERON avait assigné au genre.

COSSMANN [4]) en revenant aux vues de MATHERON, élimine du genre *Itieria* les formes introduites par STOLITZKA et y garde seulement des formes jurassiques.

Si l'on accepte le genre *Itieria* tel qu'il est défini par COSSMANN, il apparaît peut-être la nécessité de créer, pour *Itieria abbreviata*, un genre nouveau. Si la création de ce genre ne saurait être évitée, je proposerai le nom de

Transilvanella

2. Les formes hautes (Fig. 75) sont identiques à celles que STOLITZKA [5]) avait décrites et figurées comme

Actaeonella abbreviata PHILIPPI sp.

STOLITZKA range à la même espèce (*Act. abbreviata*) tant la forme aplatie, décrite par PHILIPPI, que les formes hautes, comme celles provenant de Transylvanie ainsi que *Act. rotundata* ZECK. Je crois plutôt que nous sommes en présence de deux espèces différentes. Si l'on introduit la dénomination générique proposée, ces deux espèces seraient:

Transilvanella abbreviata PHILIPPI sp. pour la forme aplatie
» *Lamarcki* ZECK. sp. pour la forme haute.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, XIII, pag. 48, Fig. 1, Wien, 1863.

[2]) Eine Revision der Gastropoden der Gosauschichten. Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissenschaften, Bd. LII, Wien, 1863.

[3]) Essais de Paléocnchologie comparée, Deuxième livraison, pag. 118, Paris, 1896.

[4]) Idem Idem.

[5]) Jahrb. d. k k. geol. Reichsanstalt, XIII, pag. 48, Fig. 1, Wien, 1863.

Institutul Geologic al României

Des formes identiques à celles recueillies par moi à Beneș sont connues en Transylvanie à Simișag [1]) Găunoasa, Ohaba-Ponor [2]) et Săsciori [3]). Elles apparaissent toujours dans des dépôts appartenant au Sénonien inférieur et peut-être aussi au Turonien supérieur. Fondé sur ces faits, je crois pouvoir affirmer que les grès à *Transilvanella abbreviata* et *Lamarcki* du Mont Beneș représentent le Crétacé supérieur développé dans le faciès des couches de Gosau. Ce sont des dépôts qui tiennent du bassin intracarpatique, tout comme les dépôts deja connus de Jedu, Glodu et Armeniș (Ürmös).

CHAPITRE VIII

CONCLUSIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES QUI REPOSENT SUR LE CRISTALLIN ET OBSERVATIONS SUR LA TECTONIQUE DE CES DÉPÔTS.

De l'étude stratigraphique des dépôts du « Synclinal externe » on peut tirer les conclusions suivantes:

1. La transgression du Mésozoïque sur le Cristallin débute avec le Werfénien inférieur. La phase de sédimentation ainsi commencée, dure sans interruption jusqu'au « Lias » inférieur.

2. Une deuxième transgression a lieu au début du Dogger. Cette phase de sédimentation arrive au maximum de profondeur pendant l'Oxfordien et se termine avec les calcaires portlandiens.

3. L'Aptien est transgressif sur le Cristallin et sur les dépôts mésozoïques plus anciens.

Le Crétacé moyen (Gault, Cénomanien et Turonien) est inconnu dans le « Synclinal externe ».

4. Le Crétacé supérieur, développé dans le faciès des couches de Gosau, est transgressif sur le Cristallin.

Au point de vue du faciès, les dépôts jurassiques particulièrement, rappellent la série subtatrique inférieure tandis que le Trias se rapproche plutôt de la

[1]) I. HALAVATS. Der Geologische Bau der Umgebung von Deva. Jahresber. d. k. ung. geol. Anstalt für 1903, pag. 115—118, Budapest, 1905.

[2]) NOPCSA. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervár... Mitt a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt, XIV, Budapest, 1905.

LAUFER. Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hatzeg. An. Inst. geol. al României, Vol. X, Bucarest, 1925.

[3]) BLANKENHORN. Geologische Recognoszierungsreise in Siebenbürgen. Verh. u. Mitt. des Siebenb. Vereins, Bd. L, Hermanstadt, 1900.

PALFY. Über die Schichten der oberen Kreide in der Umgebung von Szaszcsor... Földt. Közl., Bd. XXXI, Budapest, 1911.

Institutul Geologic al României

serie hauttatrique. Le « Facies oriental » pourrait donc être consideré, d'une manière tout à fait générale, comme un intermédiaire entre le Facies hauttatrique et le Facies subtatrique inférieur.

En ce qui concerne la tectonique des dépôts mésozoïques, on remarque en première ligne leur pendage général vers l'Est, tout comme le Cristallin sousjacent.

Le Trias et le Jurassique apparaissent comme une série de lames déversées vers l'Ouest, en partie couvertes par les conglomérats aptiens. Il est fort probable que les nombreaux lambeaux mésozoïques répandus sans ordre apparent sur le Cristallin des environs de Tulgheș, font partie des unités plus grandes dont la continuité est aujourd'hui détruite.

Le « Synclinal externe » présente une portion axiale occupée par les dépôts aptiens. À l'Est de cette partie axiale apparaît de nouveau le Cristallin et le Mésozoïque (Trias et Jurassique). Ces formations s'interposent entre

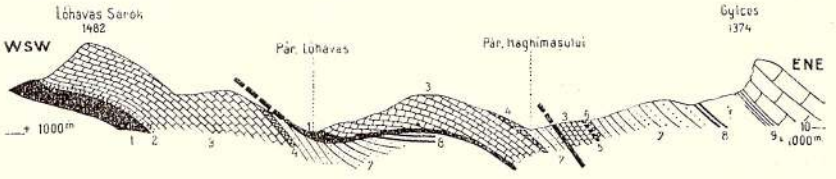


Fig. 76. Coupe géologique dans la partie supérieure de la vallée du Bicaz. 1 :40.000. 1. Gneiss oculaire rouge, 2. Congl. triasique, 3. Dolomites (Werfénien), 4. Dolomites rouges, 5. Lias ?, 6. Conglomérat (Dogger), 7. Grès calcaires (Dogger), 8. Radiolarites (Malm), 9. Kimméridgien, 10. Calcaires tithoniques.

l'Aptien et le Flysch en formant l'unité tectonique que UHLIG a appelé « Flanc externe ». A l'Ouest de la zone axiale apparaît également une bordure de formations triasiques et jurassiques qui reposent sur le Cristallin et forment le « Flanc interne ».

La zone moyene des dépôts aptiens, apparaît dans la vallée du Bicaz comme une auge synclinale. Vers le Nord le flanc Est du synclinal se penche de plus en plus et arrive à se superposer au flanc Ouest, de sorte que, dans le massif du Hăghieș, l'Aptien apparaît comme une masse monoclinale. Cette forme simple se maintient seulement dans la partie axiale du synclinal car ses bords se fragmentent en écailles qui intéressent également le Cristallin, le Trias et le Jurassique.

Des plissements assez énergiques ont donc affecté aussi l'Aptien et ces plissements étaient toujours déversés vers l'Ouest.

Le Flanc interne apparaît dans la vallée du Bicaz comme un empilement de trois écailles (Fig. 76).

L'écaille Est (ou du Hăghimașul negru) comprend des dolomites triasiques, qui forment sa base et toute la série jurassique.

Institutul Geologic al României

L'écaille moyenne est constituée, dans la vallée du Bicaz, par des gneiss rouges, des dolomites et des grès calcaires (Dogger). Vers le Sud elle disparaît avant d'arriver aux sources du ruisseau Hăghimașul.

L'écaille Ouest (ou du Hăghimașul mare) est également constituée par une série presque complète de dépôts triasiques et jurassiques. Dans la vallée du Bicaz le Jurassique de cette écaille est entièrement couvert par l'écaille moyenne, plus au Sud cependant il se dégage et apparaît complètement développé.

En suivant ces unités tectoniques vers le Nord, jusque dans les environs de Tulgheș, nous pouvons, je crois, chercher leur continuation dans les massifs calcaires qui apparaissent isolés dans cette région.

L'écaille Est arrive, en jugeant d'après la continuité des dépôts aptiens, dans le partie Ouest du massif du Hăghieș et plus au Nord, dans les Massifs de Piatra Runcului et de Piatra Comarnicului.

L'écaille Ouest se détache, vers le Nord de la masse des dépôts mésozoïques et se décompose en fragments. De pareils fragments sont le mont Vithavas (1589) et le Massif de Beneș.

Quant à l'écaille moyenne, il est impossible, jusqu'à présent de la poursuivre vers le Nord.

Le Flanc externe présente lui aussi, en majeure partie, un pendage général vers l'Est et se trouve fragmenté en une série de petites écailles, fait observé dejà par UHLIG. En nous conduisant seulement d'après la direction, il paraît que les dolomites du flanc externe suivent le bord du Cristallin seulement jusque dans la vallée de la Bistricioara. Plus au Nord ils restent vers l'intérieur.

Le long de la ligne de contact avec le Flysch, le Flanc externe chevauche vers l'Est. De sorte qu'il prend, dans l'ensemble, une forme en évantail. Je vais insister sur ce fait lors de l'étude du contact entre le Cristallin et le Flysch.

TROISIÈME PARTIE

LE FLYSCH

CHAPITRE IX.

A) CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Le bord Est de la masse cristalline des Carpates orientales a été toujours considéré comme la ligne tectonique principale de la région. Elle sépare en effet deux domaines dans lesquels les dépôts mésozoïques et tertiaires sont représentés par des facies tout à fait différents.

À l'Ouest de cette ligne, c'est-à-dire vers l'intérieur de l'arc carpatique, le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur sont presque complètement représentés et ont la constitution que j'ai fait connaître dans la deuxième partie du travail.

Institutul Geologic al României

À d'Est du bord oriental du Cristallin, c'est-à-dire vers l'extérieur de l'arc carpatique, apparaissent seulement des dépôts crétacés et paléogènes développés sous un facies particulier qu'on appelle facies de Flysch.

J'ai étudié de plus près, en collaboration avec G. MACOVEI, la constitution du Flysch et nous avons montré qu'il peut être divisé en deux zones:

1. La Zone interne [1]) constituée principalement par des dépôts appartenant au Crétacé inférieur.

2. La Zone marginale [2]) dans laquelle apparaissent presque exclusivement le Sénonien et le Paléogène.

Dans le présent travail je m'occuperai seulement de la partie du Flysch qui a des rapports tectoniques ou stratigraphiques avec le Cristallin et le Mésozoïque du « Synclinal externe ». A ce point de vue intéresse seulement le Crétacé inférieur de la Zone interne.

B) STRATIGRAPHIE

1. Valanginien-Hauterivien.

(Couches de Sinaïa)

Synonymie: Neocomaptychen-Mergel. HERBICH 1878 (Das Széklerland p. 182)
Rossfelder-Schichten. HERBICH 1878 (Das Széklerland, p. 186).
Jurassique. BOTEA 1885 (An. Bir. géologique III, p. 52).
Neocom. UHLIG 1889 (Vorlaüfiger Bericht, p. 10).
Barrémien. V. POPOVICI HATZEG (Environs de C. Lung, p. 108).
non Neocom. SEVASTOS 1905 (Observațiuni asupra zonei de gres carpatic din jud. Neamț).
Couches de Sinaïa. TEISSEYRE 1907 (Stratigraphie des régions pétrolifères). Guide des exc. du III-ème Congrès intern. du pétrole. Bucarest, 1907).
Couches de Sinaïa, pro pars. I. P. VOITESTI 1911 (Nummulitique gétique, pag. 329—338).
Couches de Sinaïa (Valanginien-Hauterivien) L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI 1914 (Contributions à la connaissance des Nappes du Flysch, pag. 501).
Valanginien-Hauterivien. G. MACOVEI et I. ATANASIU 1925 (Structura geologică a văei Bistrița, pag. 6).

Les Couches de Sinaïa sont constituées en majeure partie par des marnes calcaires de couleur grise, riches en diaclases remplies de calcite. Ces

[1]) Coïncide en partie avec: La Zone beskidique (UHLIG), La Zone interne (S. ATHANASIU), La Nappe du Grès de Siriu (MRAZEC et VOITEȘTI).

[2]) Coïncide assez bien avec: La Zone subbeskidique (UHLIG), La Zone marginale (S. ATHANASIU), La Nappe marginale (MRAZEC et VOITEȘTI).

Institutul Geologic al României

marnes forment ordinairement des assises de quelques c.m. d'épaisseur, séparées par des marnes micacées ou des grès calcaires.

Dans la masse ainsi constituée, sont intercalés assez souvent des bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas 40 c.m., de calcaires lithographiques gris, à diaclases rectilignes remplies de calcite. On y rencontre aussi des grès calcaires qui se décalcifient facilement et forment, dans les parties altérées, une croûte de couleur rouille de quelques c.m. d'épaisseur.

La partie basale du complexe est constituée par des conglomérats. (Vallée du Bicaz).

L'âge des Couches de Sinaïa a été établie par quelques restes organiques fossiles. Ainssi:

PAUL [1]) a trouvé à Câmpulung en Bucovine *Aptychus Didayi* COQ.; la même forme a été mentionnée aussi par UHLIG [2]) et HERBICH [3]). Ce même savant cite aussi *Peregrinella peregrina* d'ORB. sp. provenant de Vărghiș [4]) et *Haploceras Grasianum* d'ORB. sp. provenant de Menesag [4]).

Les conglomérats de base montrent que les Couches de Sinaïa transgressent sur le Cristallin et le Mésozoïque plus ancien. Il est pourtant probable que cette transgression a touché, entre le Bicaz et la Bistricioara, seulement le bord Est de la région couverte aujourd'hui par le Synclinal externe car jusqu'à présent on ne connaît pas dans cette région aucun dépôt qui puisse être attribué aux étages Valanginien ou Hauterivien.

A partir de la vallée du Trotuș vers le Sud, les Couches de Sinaïa couvrent de plus en plus le Cristallin en pénétrant d'abord dans le Synclinal externe; après le plongement du Cristallin, elles le remplacent et forment la zone tectonique axiale des Carpates orientales. La même invasion a lieu aussi vers le Nord; on l'observe du moins dans les environs de Câmpulung, en Bucovine. Les Couches de Sinaïa sont fortement plissées. En regardant les coupes, on remarque tout de suite que les plis paraissent être déversés parfois vers l'Est, parfois vers l'Ouest. Cette tectonique hésitante peut être interprétée comme résultante d'un replissement. En observant le pendage vers l'Est de l'Aptien qui se trouve dans le Synclinal externe, j'ai exprimé l'opinion que les plissements de style altaïque, avec déversement vers l'Ouest, se sont manifestés dans les Carpates orientales jusqu'au temps du Crétacé moyen. Le Flysch de cette chaîne de montagnes se trouvant, lui aussi, dans la zone des plissements altaïques, il résulte que les dépôts plus anciens que le Crétacé moyen doivent présenter des traces d'un plissement à déversement vers

[1]) *L. c.*, pag. 315.

[2]) Vorlaüfiger Bericht. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wessenschaften in Wien, Math. Naturwiss. Classe, Bd. XVCIII, Abt. 1, Wien, 1889.

[3]) *L. c.*, pag. 200.

[4]) *L. c.*, pag. 248.

[5]) *L. c.*, pag. 303.

Institutul Geologic al României

l'Ouest. Les plissements alpins en reprenant le Crétacé inférieur de la Zone interne, ont remanié et dissocié les éléments figurés par la tectonique altaïque. Seulement dans la Zone interne et spécialement dans le voisinage du Cristallin, où l'intensité des plissements alpins a été moindre, on retrouve parfois quelques restes du stye altaïque. Ces restes, lorsqu'ils apparaissent dans les coupes, laissent voir des plis déversés vers l'Ouest.

2. Barrémien.

En étudiant, en collaboration avec G. MACOVEI, le Flysch dans la vallée de la Bistrița, nous avons constaté que la Barrémien à faciès de Schistes noirs (couches de Audia) n'apparaît plus entre l'Aptien et les Couches de Sinaïa. À sa place on trouve des schistes finement micacés, des grès calcaires et des conglomérats. D'après leur position stratigraphique, ces dépôts doivent être attribués au Barrémien. Nous sommes ainsi arrivés à la conclusion que cet étage est représenté dans les Carpates orientales par deux faciès [1]): Un faciès détritique développé à proximité de la masse cristalline et un faciès schisteux développé dans la partie orientale de la Zone interne et dans la Zone marginale. Dans les environs de Tulgheș apparaît seulement le faciès détritique.

Synonymie: Massiger Sandstein (Crétacé moyen). UHLIG 1889 (Vorläufiger Bericht, pag. 10).

Barrême Stufe. M. E. VADÁSZ 1911 (Petrefacten der Barrême Stufe aus Erdély (Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal., pag. 6, 1911).

Le Barrémien à faciès ouest-interne est constitué par des marnes de couleur gris-foncé, finement micacées, qui alternent avec des grès schisteux à hiéroglyphes. Au-dessus des schistes suivent des grès micacés à restes de plantes incarbonisées. Ces grès apparaissent en bancs dont l'épaisseur peut dépasser 1 m. Ils forment un horizon assez constant qui, à partir de la vallée du Bicaz a pu être suivi vers le Nord jusque dans la vallée de la Bistrița, à Borca.

Par places s'intercalent entre les grès des conglomérats puissants dont les éléments proviennent presque exclusivement des schistes cristallins, des Couches de Sinaïa et des grès verts à glauconie. (Chisirig, Piatra Sură).

Au-dessus des grès apparaissent de nouveau des schistes qui font le passage vers l'Aptien.

La petite faune recueillie par VADÁSZ à St. Gheorghe met hors de doute l'âge barrémien des grès. Cet âge résulte aussi du fait que les conglomérats contiennent des blocs provenant des Couches de Sinaïa et sont recouverts par l'Aptien (Fig. 77).

Entre les vallées du Bicaz et de la Bistricioara, le Barrémien est connu

[1]) Structura geologică a văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara. Dări de seamă, Vol. VIII, pag. 70, Bucarest, 1926.

Institutul Geologic al României

seulement dans le Flysch. Vers le Sud il paraît que ces dépôts pénètrent aussi dans le Synclinal externte, out comme l'Hauterivien [1]).

3. L'Aptien.

L'Aptien qui apparaît dans la zone du Flysch à été étudié de plus près dans d'autres travaux. Ici j'aurais en vue ces dépôts seulement en tant qu'ils peuvent être comparés aux dépôts de même âge qui se trouvent sur le Cristallin.

Il est assez difficile d'établir la synonymie pour l'Aptien car les marnes, les grès et les conglomérats qui prennent part à la constitution de cet étage

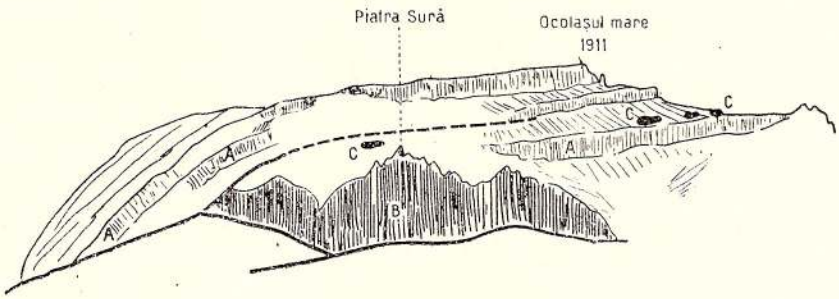


Fig. 77 La voûte anticlinale du Ciahlău formée par les conglomérats aptiens dont le noyau est constitué par des conglomérats barrémiens. C. Calcaires à *Caprotines*. A. Conglomérats aptiens, B. Conglomérats barrémiens.

ont été presque toujours répartis à des unités stratigraphiques ou tectoniques différentes.

HERBICH [2]), en 1878, attribuait déjà au Crétacé inférieur les marnes, les grès et les conglomérats qui constituent le mont Ciahlău. Pourtant cette conception n'est pas conséquemment appliquée car sur sa carte géologique les dépôts aptiens reviennent parfois au Crétacé inférieur, d'autres fois au Crétacé supérieur. Les conglomérats seulement, sont toujours classés dans le Crétacé inférieur et on les désigne pour la première fois sous le nom de «Conglomérats de Bucegi» (pag. 235).

COBALCESCO [3]) (1888) attribuait au Néocomien (Couches de Rossfeld) l'horizon inférieur, schisteux, de l'Aptien de la vallée du Bicaz.

G. STEFANESCO et BOTEA [4]) (1886—1888) considéraient comme éocènes tous les dépôts qui forment la Zone du Flysch en Moldavie.

[1]) D. M. PREDA et I. ATANASIU. Structure géologique de la partie supérieure de la valleé du Trotusch. An. Inst. géol. de Roumanie, Vol. X, pag. 402, Bucarest, 1925.

M. REINHARD und I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die Kristallinen Schiefer der Ost-Karpathen. An. Inst. géol. de Roumanie, Vol XII, pag. 394, Bucarest, 1927.

[2]) *L. c.*, pag. 198.

[3]) E. C. TEODORESCO. Dare de seamă... Contimporanul, VI, année 1888, No. 10, Iassy.

[4]) An. du Bur. géologique, année I, pag. 1886, et an. III, pag. 52, Bucarest, 1888.

Institutul Geologic al României

UHLIG [1]) (1889) attribuait au Crétacé supérieur la partie inférieure, marneuse, de l'Aptien et rangeait à l'Éocène les grès et les conglomérats, en les comparant avec le Grès de Măgura.

En 1897 [2]) le même savant regardait les Conglomérats de Bucegi comme enveloppe des klippes et les classait dans le Cénomanien.

V. POPOVICI-HATZEG [3]) (1898) partage l'opinion de UHLIG en ce qui concerne l'âge des Conglomérats de Bucegi.

S. ATHANASIU [4]) (1908) attribuait à l'Éocène la partie inférieure marneuse de l'Aptien et au Crétacé supérieur les grès et les conglomérats du Ciahlău; de cette classification il en résultait un charriage important du Cénomanein sur l'Éocène. Plus au Nord, dans la vallée de la Bistrița, les marnes aptiennes sont attribuées au Gault et dénommées Couches de Babșa.

L. MRAZEC, G. MACOVEI et I. P. VOITEȘTI [5]) précisent en 1910 l'âge de la partie inférieure de l'Aptien de la vallée de la Prahova, partie que I. P. VOITEȘTI désignait déjà, dans son étude sur le Nummulitique gétique, sous le nom de Couches de Comarnic.

G. MACOVEI et I. ATHANASIU [6]) (1925) sont d'avis que les marnes, les grès et les conglomérats forment une série stratigraphique continue qui doit être classée dans l'Aptien. Cette opinion est partagée et soutenue aussi par D. PREDA dans son travail sur la partie orientale du district de Prahova.

Enfin, pour compléter cet exposé historique il faut discuter aussi la situation stratigraphique des Grès de Siriu. I. P. VOITEȘTI désignait par ce nom les grès crétacés supérieurs de la Zone interne du Flysch.

Aujourd'hui qu'on sait que la majeure partie de ces grès est d'âge éocène, la dénomination de «Grès de Siriu» tombe en synonymie avec celles de Grès de Tarcău, Grès de Uzu et Grès de Oituz. Mais si l'on retient le fait qu'en 1912 [7]). L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI observent à Comarnic la superposition des marnes rouges sénoniennes sur les Grès de Siriu, on pourrait garder cette dénomination pour désigner dans la Zone interne du Flysch, les grès plus anciens que le Sénonien, c'est-à-dire les grès aptiens. Il faut pourtant observer que dans le mont Siriu il y a aussi des grès éocènes et que les grès aptiens qui se trouvent à la base des conglomérats de Bucegi ne rentrent pas, d'après la carte tectonique de MRAZEC et VOITEȘTI, dans la nappe du Grès de Siriu. Cette situation stratigraphique et tectonique imprécise pouvant prêter a des confusions, il serait peut-

[1]) Vorläufiger Bericht, pag. 10—11.

[2]) Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone... pag. 7.

[3]) Environs de C. Lung et de Sinaïa, pag. 108 et suiv.

[4]) Raport asupra activității. An. Inst. geol. de Roumanie, Vol. I, pag. XLVI-VII.

[5]) Sur l'âge des Couches de Comarnic. Comptes-rendus, Vol. III.

[6]) Structura geologică a văei Bistrița. Dări de seamă, Vol. VIII, pag. 70.

[7]) Contributions à la connaissance des nappes du Flysch. An. Inst. géol. de Roumanie, Vol. V, pag. 504.

Institutul Geologic al României

être mieux d'abandonner cette dénomination. On arrive ainsi à retenir comme synonymies seulement:

Couches de Comarnic (L. MRAZEC, G. MACOVEI, I. P. VOITEȘTI 1912) pour l'horizon inférieur, marneux, à *Orbitolina*.

Conglomérats de Bucegi (HERBICH 1878) pour l'horizon supérieur, conglomératique.

La similitude dans la succession stratigraphique et dans la constitution pétrographique conduit à la conclusion que l'Aptien formait jadis une couverture continue qui couvrait le Synclinal externe, le Flanc externe, la zone des Couches de Sinaïa et une grande partie de la Zone du Flysch. Cette continuité a été détruite par les plissements postaptiens.

La première conclusion qu'on peut tirer de cette observation, c'est que le Flanc externe est une formation tectonique plus récente que l'Aptien. Par rapport aux masses des conglomérats aptiens, elle apparaît comme un grand pli anticlinal qui comprend, en dehors du Cristallin et du Mésozoïque (Trias et Jurassique), aussi la zone dans laquelle sont développées les couches de Sinaïa et le Barrémien. Cet anticlinal peut être suivi, vers le Sud, jusque dans la vallée de la Prahova [1]) ou il sépare les conglomérats de Bucegi de ceux de Zăganu. Ces derniers sont situés dans la Zone du Flysch tout comme les conglomérats de Ciahlău.

Si l'on admet que la masse cristalline avec le Mésozoïque du « Synclinal externe » forme une unité tectonique résultant des mouvements amples de surplissement, il faut tenir compte, dans l'étude de ces mouvements, des rapports de position entre les conglomérats aptiens qui reposent sur le Cristallin et ceux qui se trouvent dans la Zone du Flysch.

QUATRIÈME PARTIE

VUE D'ENSEMBLE SUR LA TECTONIQUE DE LA RÉGION

CHAPITRE X

A) HISTORIQUE

UHLIG a essayé, pour la première fois, une synthèse tectonique des Carpates orientales [2]). Il arrive à la conclusion que dans la masse cristalline on peut distinguer deux nappes superposées (Bucovinienne et Transylvanienne)

[1]) D. PREDA et I. ATANASIU. Structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotuș. An. Inst. geol. de Roumanie, Vol. X, pag. 390, Bucarest, 1925.

[2]) Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsb d. k. Akad. d. Wissenschaften in Wien, Bd. XLVI Wien, 1907.

Institutul Geologic al României

qui sont charriées sur le Flysch, constitué lui aussi par deux nappes (Beskidique et Subbeskidique).

Les nappes du Cristallin seraient évidentes du fait que les dépôts mésozoïques du « Synclinal externe » forment deux séries, distinctes et caractéristiques, pour chaque nappe. Ainsi:

La Nappe transylvanienne: (supérieure) comprendrait:	La Nappe bucovinienne (inférieure) comprendrait:
Calcaires tithon-néocomiens	
Kimméridgien	
Dogger	Jurassique ?
Lias (Adneth)	
Effusions basiques	
Calcaires de Hallstatt	
Calcaires gris (Carnien et Rhétien)	
Calcaires rouges (Carnien)	Schistes noirs
Calcaires rouges (Wengen)	Radiolarites (Trias moyen)
Muschelkalk.	
Couches de Werfen	
	Dolomites (Permien)
	Grès et conglomérats (Permien)
	Gneiss rouges

UHLIG observe aussi que les conglomérats permiens reposent normalement sur le Cristallin, constitué surtout par des gneiss de Cozia et que d'ailleurs à la base du Mésozoïque de cette nappe sont très fréquentes des roches qu'on peut ranger dans le groupe I de MRAZEC. Cette remarque est tout à fait juste si l'on compare ce que j'ai séparé comme massifs d'intrusion, avec le groupe I de MRAZEC. Il faut pourtant observer que UHLIG [1]) range dans ce groupe également des roches qui n'en font pas partie (chloritoschistes, roches porphyrogènes, quartzites noirs) de sorte que la Nappe bucovinienne semble comprendre tout le Cristallin des Carpates orientales.

En ce qui concerne la répartition du Mésozoïque entre les deux séries je dois faire les observations suivantes:

1. Les conglomérats, les grès et les dolomites doivent être rangés dans le Werfénien et non dans le Pérmien.

2. Il n'existe par un « Werfénien » distinct d'un « Muschelkalk ». Les grès micacées de Valea Seacă (C. Lung—Bucovine) qui reposent sur les radiolarites et devraient représenter le Werfénien de la base de la Nappe transilvanienne, contiennent des *Orbitolines*.

3. Les radiolarites appartiennent au Jurassique supérieur et non pas au Trias.

[1]) Tektonik, pag. 962.

Institutul Geologic al României

En faisant ces corrections on remarque immédiatement que dans les Carpates orientales il y a sur le Cristallin une seule série mésozoïque.

Les nappes transylvanienne et bucovinienne, avec la constitution que UHLIG leur avait assigné, n'existent donc pas. Si pourtant on ne veut pas abandonner ces dénominations, on pourrait les employer soit pour désigner quelques-unes des écailles qu'on peut distinguer dans la masse mésozoïque soit pour désigner le groupe II chloritique (Nappe bucovinienne) et le groupe I avec le Mésozoïque qu'il supporte (Nappe transylvanienne).

En comparant la Nappe bucovinienne avec les Nappes hauttatriques et la Nappe transylvanienne avec les Nappes subtatriques, UHLIG montre indirectement que le Mésozoïque des Carpates orientales présente des affinités avec les deux faciès des Carpates occidentales. J'ai exprimé cette même constatation en considérant le faciès oriental comme intermédiaire entre le facies hauttatrique et le facies subtatrique.

Le Flysch est reparti, par le même savant, entre deux Nappes enracinées sous le Cristallin et ayant comme autochtone le Miocène salifère.

La Nappe beskidique, la plus interne, est constituée par: « Les grès néocomiens, le Crétacé supérieur, les Grès de Măgura et les Couches de Șipote ». En tenant compte du fait que dans le « Crétacé supérieur » UHLIG classait des dépôts que nous attribuons aujourd'hui à l'Aptien et au Barrémien et que les Grès de Măgura correspondent aux Grès de Tarcău, on peut affirmer que sa Nappe beskidique se confond entièrement avec la Zone interne de S. ATHANASIU.

En étudiant, avec G. MACOVEI, le Flysch de la vallée de Bistrița, nous avons montré que là où le Grès de Tarcău manque on peut voir les dépôts crétacés inférieurs chevaucher sur la Zone marginale et nous avons considéré cette ligne de chevauchement comme étant une ligne tectonique remarquable. Faisant donc abstraction du Grès de Tarcău on pourrait séparer dans le Flysch:

Une Zone interne constituée par les dépôts du Crétacé inférieur (Couches de Sinaïa, Barrémien à faciès ouest-interne, Couches de Audia, Couches de Comarnic, Grès et Conglomérats de Bucegi) qui forme l'autochtone immédiat du Cristallin et chevauche la Zone marginale.

Une Zone marginale constituée par les Couches de Audia et le Sénonien et le Paléogène de type marginal, qui forme l'autochtone immédiat de la Zone interne et chevauche le Miocène péricarpatique (Zone externe).

Le Grès de Tarcău doit être considéré comme un faciès plus interne, détritique, d'une partie du Paléogène marginal. Ce faciès, qui apparaît dans la Zone interne comme un dépôt de transgression, couvre la limite entre les deux Zones tectoniques déjà mentionnées. Dans le Nord de la Moldavie, le territoire occupé par le Grès de Tarcău est situé entièrement dans la Zone interne; vers le Sud il se déplace de plus en plus vers l'Est en couv-

Institutul Geologic al României

rant, sur des surfaces étendues, la Zone marginale. On peut donc dire que la zone de sédimentation du Grès de Tarcău ne suit pas, en direction, la ligne tectonique qui sépare les deux zones. En considérant comme limite de la Zone interne le bord Est de ces grès, comme l'ont fait UHLIG et S. ATHANASIU, on arrive à détacher le front de la Zone interne de la ligne tectonique mentionée plus haut et de le pousser de plus en plus dans la Zone marginale. Le Grès de Tarcău ne peut donc être considéré comme un dépôt caractéristique pour la Zone beskidique. C'est la première correction qu'il faut apporter à la définition que UHLIG donne pour cette zone.

Une deuxième correction se réfère aux Couches de Șipote (Couches de Audia). Ces couches, que UHLIG classait dans le Paléogène, se retrouvent dans toute la Zone marginale, de sorte qu'elles non plus, ne peuvent caractériser la Zone beskidique.

Les vues de UHLIG en ce qui concerne la constitution de la Zone Subbeskidique et les relations de cette zone avec le Miocène péricarpatique (Zone interne) ont été pleinement confirmées par les études ultérieures.

Après UHLIG, L. MRAZEC et I. P. VOITEȘTI nous ont donné une seconde esquisse tectonique des Carpates.

Dans les premiers essais L. MRAZEC [1]) distinguait:

1. Une Nappe du Gneiss de Cozia, constituée par des micaschistes et des gneiss de type du groupe I et des conglomérats cénomaniens (Congl. de Bucegi).

2. Une Nappe du Grès de Uzu ou de Tarcău, correspondant à la Nappe beskidique et constituée par du Crétacé supérieur, de l'Éocène, de l'Oligocène inférieur et parfois, à sa base, par des conglomérats cénomaniens, apparaïssant comme klippes de rabotage. Vers l'Ouest cette Nappe disparaît sous les Monts Perșani qui font partie de la Nappe du Gneiss de Cozia.

3. Une Nappe, intermédiaire entre la Nappe du Grès de Uzu et la Nappe marginale, que VOITEȘTI dénommait « Nappe du Grès de Fusaru ». Cette Nappe, bien individualisée à l'Est de la Ialomița, est constituée par de l'Éocène et de l'Oligocène et supporte la Cuvette de Slănic.

4. Une Nappe marginale, correspondant à la Nappe subbeskidique.

Abstraction faite de la Nappe du Grès de Fusaru, MRAZEC reste sensiblement dans le cadre esquissé par UHLIG.

Cette esquisse a été plus tard détaillée et complétée en collaboration avec I. P. VOITEȘTI [2]). Les Nappes carpatiques sont maintenant réparties, en première ligne, entre deux grands groupes:

[1]) Les gisements de pétrole, pag. 39—46, Bucarest, 1910.

[2]) Contributions à la connaissance des nappes du Flysch. An. Inst. géol. de Roumanie, Vol. V, pag. 495 et suiv., Bucarest, 1912.

Institutul Geologic al României

1. Le groupe des Nappes internes (Les Nappes: du Congl. de Bucegi, du Grès de Siriu, des Marnes rouges sénoniennes et du Grès de Fusaru) dont le matériel constitutif est exclusivement d'origine carpatique et qui correspondent dans l'ensemble aux Beskides.

2. Le groupe des Nappes marginales (Nappe marginale proprement dite, Nappe péricarpatique), qui contiennent du matériel d'origine cimmérien et correspondent aux Subbeskides.

La Nappe des Conglomérats de Bucegi serait constituée par:

Le Cristallin de Leaota (Type I) avec des lambeaux d'écrasement du Gneiss de Cozia et du Granite de Albești,

Le Mésozoïque de Bucegi et de Dâmbovicioara,

Les Conglomérats de Bucegi, Ciahlău,

Le Crétacé supérieur de Glodu (Cénomanien-Turonien),

Le Nummulitique d'Albești.

L'autochtone de cette Nappe est constitué par les Couches de Sinaïa.

Avec une composition tellement hétérogène, la Nappe des Conglomérats de Bucegi trouve difficilement une place parmi les unités tectoniques des Carpates orientales. En faisant abstraction des conglomérats qui appartiennent à la Zone du Flysch (Ciahlău, Zăganu), on pourrait ranger dans cette nappe le Cristallin du Flanc interne, le Mésozoïque du Synclinal interne et éventuellement le groupe I du Cristallin. Avec cette acception la Nappe des Conglomérats de Bucegi rappelle la Nappe bucovinienne mais ne peut plus être rangée dans les Beskides.

La Nappe du Grès de Siriu est en général formée, dans les Carpates roumaines, par le faciès gréseux du Crétacé supérieur, probablement du Cénomanien et peut-être du Gault (?), qui supporte dans les Carpates méridionales des rares lambeaux de Marnes rouges sénoniennes et des marnes et grès nummulitiques. Dans les Carpates orientales et septentrionales, aux grès cénomaniens succèdent le Sénonien (Istebnerschichten) et le Nummulitique (Bunte Tone, Belovezsaschichten, Măgurasandstein etc.).

Presque tous les massifs montagneux qui sont mentionnés comme faisant partie de la Nappe du Grès de Siriu (Penteleul, Csihanyos, Giurgiu, Păițele, Lăcăuțu, Mușatu, Clăbucu, Bako, Kishavas, Sandru Mare, Nemira, Cărunta, Ciudamir) sont en réalité constitués par le Grès de Tarcău; Mrazec et Voitești introduisaient le Crétacé supérieur dans la Zone interne fondés sur des études antérieures (Herbich, Paul), qui attribuaient cet âge à une partie de ce grès. Aujourd'hui que nous connaissons l'âge des Grès de Tarcău, la Nappe du Grès de Siriu ne peut plus être maintenue, au moins dans les Carpates orientales, avec la forme et le contenu qu'on lui a assigné. Si les Grès d'Oituz (Grès de Tarcău) par exemple, ne sont pas d'âge crétacé, on ne peut plus comparer la situation tectonique de cette région avec

Institutul Geologic al României

celle de Mâneciu (Prahova). A Mâneciu l'Aptien chevauche les marnes rouges sénoniennes tandis que dans la vallée de l'Oituz, à Poiana Sărată, le Sénonien supporte normalement les Grès de Tarcău, dont l'âge paléogène est hors de doute. En traçant le front de la Nappe du Grès de Siriu entre ces deux points, comme le font MRAZEC et VOITEȘTI, on obtient une ligne qui coupe transversalement le synclinal du Grès de Tarcău et reste continuellement dans la Zone marginale sans avoir aucune signification tectonique. Mais, si l'on fait abstraction du Grès de Tarcău et si l'on accepte pour la Nappe du Grès de Siriu le sens que MRAZEC et VOITEȘTI lui ont donné dans la Vallée du Teleajen, à Mâneciu, on peut dire que cette nappe se confond sensiblement avec la zone des dépôts crétacés inférieurs, c'est-à-dire avec la Zone interne de MACOVEI et ATANASIU.

Les Marnes rouges sénoniennes paraissent se trouver dans la Nappe du grès de Siriu laminées sur le flanc inverse de la nappe et déferlent en paquets sur sa charnière frontale. Entre les vallées de la Dâmbovița et du Teleajen le phénomène de déferlement se traduit par la formation d'une nappe indépendante, la Nappe des Marnes rouges sénoniennes. En restreignant la Nappe de Siriu à la Zone des dépôts du Crétacé inférieur, la Nappe des Marnes rouges pourrait éventuellement représenter le Sénonien qui apparaît le long du bord interne de la Zone marginale. À Audia, dans le Nord de la Moldavie et dans la vallée du Teleajen, en Mounténie, il est chevauché par le Crétacé inférieur de la Zone interne. Ce Sénonien à été réparti presque toujours à la Zone marginale et jusqu'à présent on peut encore se demander si'l est nécessaire de l'en détacher et d'en faire une nappe indépendante.

La Nappe du Grès de Fusaru est formée par des dépôts nummulitques, à la base desquels affleurent par places les Couches de Comarnic; elle supporte la Nappe du Grès de Siriu et chevauche la Nappe marginale.

Si nous voulons considérer la Nappe du Grès de Fusaru comme étant l'équivalent de toute la zone occupée parle Grès de Tarcău, la nappe ne garde plus la situation tectonique que lui ont assigné les auteurs, car les Grès de Tarcău ne sont pas chevauchés par la Nappe du Grès de Siriu, mais, au contraire, couvrent l'Aptien et le Sénonien. Une nappe de Fusaru qui serait chevauchée par la Zone interne et supportée par la Zone marginale pourrait être trouvée seulement dans les régions où se sont conservés les dépôts de transition entre le Paléogène de type interne (Grès de Tarcău) et le Paléogène de type marginal Dans ces régions (Buzău, Bucovine) apparaît, comme intercalation dans le Paléogène marginal un faciès gréseux qui rappelle en tout point le Grès de Tarcău; ce faciès se réduit jusqu'à disparition complète vers l'extérieur de la Zone marginale. La partie de la Zone marginale qui contient ce faciès de transition peut être chevauchée par la Zone interne et peut chevaucher à son

Institutul Geologic al României

tour le reste de la Zone marginale, en réalisant ainsi la situation tectonique qu'on assigne à la Nappe des Grès de Fusaru. Mais dans ce cas il reste encore à voir si cette zone de transition peut être détachée de la Zone marginale et regardée comme une unité tectonique indépendante.

De cette discussion on peut tirer les conclusions suivantes: La Nappe des Conglomérats de Bucegi ne peut pas être rangée parmi les nappes internes; elle doit être regardée plutôt comme une unité tectonique tenant du Cristallin.

La Nappe des Grès de Siriu peut avoir une signification tectonique seulement si on la restreint à la zone des dépôts crétacés inférieurs. Dans ce cas son autochtone est la Zone marginale et non pas les Couches de Sinaïa et de Comarnic.

Les Nappes des Marnes rouges sénoniennes et des Grès de Fusaru, si elles peuvent être séparées comme unités tectoniques indépendentes, appartiendraient plutôt à la Zone marginale.

La dernière des conceptions tectoniques que je vais discuter de plus près, est celle des géologues polonais. Les nombreuses études faites dans le dernier temps par des géologues éminents, ont apporté un matériel très riche qui a conduit à des précisions stratigraphiques remarquables et a donné la possibilité de quelques vues d'ensemble sur la tectonique du Flysch. On trouve un admirable résumé de ces études dans les mémoires de l'Association Carpatique [1]).

Entre le Prut et le Stryj, la Zone marginale est constituée par une série d'écailles déversées vers l'extérieur. Les chevauchements sont plus prononcés là où l'élévation axiale des écailles est maxima et se réduisent dans la direction du plongement. Parfois les écailles passent à des plis asymétriques. Les géologues polonais ont introduit pour ces nappes-écailles, qui sont enracinées succésivement l'une devant l'autre, la dénomination de «Skiba». Les variations de faciès d'une skiba à l'autre, sont généralement de peu d'importance et parfois moindres que celles qu'on observe le long d'une même skiba. On peut constater des différences facielles apréciables seulement si l'on compare des skibas plus éloignées l'une de l'autre. Ce changement graduel du faciès rend probablement difficile le groupement des skibas dans des unités tectoniques plus grandes.

Un pareil groupement a été pourtant essayé par NOWAK et SWIDERSKI.

NOWAK sépare dans le Flysch de la Galicie orientale seulement deux groupes de nappes:

1. Le groupe bordier oriental dans la constitution duquel

[1]) K. TOLWINSKI Géologie de Karpates polonaises orientales de Borislav jusqu'au, Pruth. Mémoire de la 1-ère réunion de l'Association Carpatique en Pologne. Varsovie, 1926—1927.

Institutul Geologic al României

prennent part: Le Miocène salifère, les Couches de Dobrotow, les Conglomérats de Sloboda (caractéristiques pour le groupe), le Crétacé, l'Éocène et l'Oligocène.

A ce groupe correspond en Moldavie la Zone externe ou, d'après MRAZEC et VOITEȘTI, la Nappe naissante péricarpatique. Dans la Mounténie orientale, dans la région d'ennoyage des plissements du Flysch, le Groupe bordier oriental ne peut plus être séparé car le Miocène pénètre aussi dans des zones qui doivent revenir à des nappes plus supérieures.

2. Le groupe central dans la constitution duquel prennent part le Crétacé inférieur de type silésien (Couches de Wernsdorf), le Crétacé supérieur, l'Éocène et l'Oligocène. La partie inférieure de cet étage est constituée presque sans exception par des ménilites, tandis que la partie supérieure est représentée par les Couches de Polanica vers l'extérieur de la chaîne carpatique et par les Couches de Krosno vers l'intérieur de cette même chaîne. Les Couches de Krosno seraient équivalentes, d'après NOWAK, aux dépôts qui, plus au Sud, forment le complexe des Grès de Măgura. Le Flysch de la Bucovine et de la Moldavie est extérieur à ce groupe central.

SWIDERSKI [1]) qui a étudié aussi le Flysch de Bucovine avec l'intention de raccorder les études des géologues polonais avec celles des géologues roumains, sépare en Pokucie et en Bucovine les «zones faciales» suivantes:

1. La zone faciale de Pokucie qui a un développement remarquable en Galicie orientale, mais vers le Sud elle s'amincit et disparaît complètement dans la vallée de la Moldova.

2. La zone faciale de Sloboda qui correspond à la Zone externe (du Miocène salifère) de Moldavie.

3. La zone faciale de Skole qui correspond à la Zone marginale des géologues roumains.

4. La zone faciale de Cernahora qui correspond à la Zone du Grès de Tarcău.

5. La zone faciale de Pietros qui correspond a la Zone du Crétacé inférieur de la Moldavie.

La concordance entre ces zones faciales et les unités tectoniques séparées en Moldavie est complète. La seule divergence digne d'être relevée se rapporte à l'âge des Couches de Audia, que SWIDERSKI range dans l'Oligocène tandis que nous les attribuons au Crétacé inférieur.

Chacune des zones faciales représente, d'après SWIDERSKI une nappe. Laissant de côté les nappes de Pokucie et de Sloboda, qui n'intéressent pas le Flysch moldave, je remarque le fait très intéressant que la nappe de Skole

[1]) Quelques nouvelles données sur la téctonique des Carpates orientales polono-roumains. Bull. de l'Ac. des Sc. de Cracovie, Serie A, 1925, pag. 347.

Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates orientales polono-roumains. Mem. I-ère réunion de l'Assoc. Karp. en Pologne, pag. 107, Warsovie, 1926.

Institutul Geologic al României

SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE ET VARIATION DES FACIÈS DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DES CARPATES ORIENTALES (MOLDAVIE ET BUCOVINE)

	Zone cristallino-mésozoïque. Nappe bucovinienne et Nappe transylvanienne, Nappe du Gneiss de Cozia p. p., Nappe du Conglomérat de Bucegi p. p.	*Zone du Flysch crétacé inférieur.* Zone interne p. p., Nappe beskidique p. p., Nappe de Siriu p. p., Nappe de Pietrosu		*Zone marginale.* Nappe subbeskidique, Nappe marginale, Nappe de Skole	
		W intern.	E intern.	W marginal.	E marginal.
Pliocène	Les bassins à charbon (Borsec, Bilbor, Ditrău, etc.)				*Meoţien:* Congl. grès et argiles à charbons (Comăneşti). Transgressif
Miocène					*Sarmatien:* Calcaires fossilifères (Hârja). Transgressif
Oligocène				Couches de Krosno	*Méditerran. II.* Grès et marnes rouges et vertes, gyps (Hârja).
Éocène	Calcaires lutétiens. Transgression du bassin interne.		Grès de Tarcău. Schistes et grès à *Nummulites*. Transgressif		Transgressif. Grès de Kliwa / Schist. dissodil. et ménilitiques / Couches de Bisericani / Couches de Polanica
Sénonien (? + Paléocène dans la Zone Marginale)	Grès à *Transilvanella abbreviata* (Beneş). Transgression du bassin interne.	Grès à *Pachidiscus* cf. *Levyi.* (Stânişoara). Transgressif		Marnes à Fucoïdes et grès calcaires à *Inoceramus balticus* et *Salisburgensis*. Couches de Tisaru	
Turonien-Cénomanien	Conglomérats, grès et marnes fossilifères (Glodu, Iedu, etc.). Transgression du bassin interne. ? Intrusion de la syénite de Ditrău des fil. atlantiques.				
Albien	Plissement de style altaïque. Dir. N30°W; Incl. E.	Plissement	?		
Aptien	EXONDATION. Calcaires / Conglomérats, Grès, Couches à *Orbitolina*	Conglomérats, grès et calcaires. Couches à *Orbitolina*		?	
Barrémien	EXONDATION. Grès et schistes. Conglomérats	Grès et schistes	Couches de Audia	Couches de Audia	
Hauterivien	EXONDATION. Couches de Sinaïa. Conglomérats	Couches de Sinaïa	?	?	
Valanginien et Berriasien		Soubassement inconnu (probablement carpatique)		Soubassement cimmérien	
Malm	Calcaires tithoniques. Couches à *Am. acanthicus*. Radiolarites				
Dogger	Grès calcaires. Conglomérats. Transgression				
Lias supér. et moyen	Plissement ou exondation				
Lias inférieur	Calcaires d'Adnet fossilifères				
Rhétien	Calcaires blancs fossilifères				
Trias supérieur	Calc. de Hallstatt fossilifères. Filons basiques de type pacifique				
Trias moyen	Calcaires dolomitiques massifs				
Trias inférieur	Dolomie schisteuses fossilifères. Grès rouges. Conglomérats bréchiformes. Transgression				
Permo-Carbonifère	Éruptions de porphyres. Plissements intenses à intrusions de roches granodioritiques. Style altaïque. Dir. N30—40°W; Incl. E.				
?	Filons basiques de type pacifique. Plissements intenses. Style? Direction? Métamorphisme régional. Sédimentation des dépôts qui forment la partie supérieure des schistes cristallins (Calcaires, Quartzites noirs)				
?	Éruptions de porphyres (Hälleflinta). Plissement ou exondation. Sédimentation du matériel qui forme la partie inférieure des schistes cristallins				

Institutul Geologic al României

est couverte vers l'Ouest par des dépôts oligocènes développés dans le faciès des Couches de Krosno. Ces couches comblent la « Dépression longitudinale des Carpates centrales » [1]) qu'on retrouve aussi dans la vallée du Ceremuș. Vers le Sud elle se réduit et devient en même temps plus superficielle tandis que les Couches de Krosno sont remplacées graduellement par les Grès de Tarcău. Dans la vallée de la Bistrița l'élévation axiale de cette dépression atteint son maximum et elle reste au-dessus du niveau d'érosion. On voit ainsi qu'elle cache le contact entre la Zone marginale (Nappe de Skole) et la Zone interne (Nappe de Pietros). Plus au Sud le plongement axial s'affirme de nouveau et la dépression apparaît comblée par le Grès de Tarcău. On peut donc dire qu'en Moldavie la zone du Grès de Tarcău correspond à la «Dépression longitudinale des Carpates centrales» de Pokucie et de Bucovine.

En Moldavie on voit assez clairement que la dépression que remplit le Grès de Tarcău couvre non seulement la partie occidentale de la Zone marginale mais aussi la partie orientale de la Zone interne et jusqu' à présent on ne connaît pas, à l'intérieur de la surface occupée par le Grès de Tarcău, aucune ligne tectonique qu'on pourrait mettre en relation avec le chevauchement de la Zone interne sur la Zone marginale. Il ne paraît donc pas possible de diviser la Zone du Grès de Tarcău en deux parties: Une qui revienne à la Zone interne (Nappe de Pietros) et une autre qui revienne à la Zone marginale (Nappe de Skole). SWIDERSKI est d'avis que la Nappe de Skole et la « Dépression longitudinale carpatique » qu'elle supporte plongent sous une nappe plus supérieure, la Nappe de Cernahora (où Nappe du Grès de Tarcău) bui est chevauchée à son tour par la Nappe de Pietros. En concluant seulement d'après ce que l'on voit en Moldavie et en Bucovine, on peut affirmer qu'une Nappe du Grès de Tarcău ne peut pas être enracinée entre la Zone marginale et la Zone interne. Ce fait rend assez difficile l'interprétation de la Zone du Grès de Tarcău comme nappe indépendante. En effet tandis que les autres nappes carpatiques gardent toujours le caractère de nappes écailles, une nappe du Grès de Tarcău devrait avoir un style tout à fait différent: elle serait la seule nappe carpatique détachée de sa racine. Par le fait qu'elle couvre certaines lignes tectoniques importantes et garde le même faciès pétrographique dans des unités tectoniques différentes et enfin par sa situation superficielle, la « Nappe du Grès de Tarcău » apparaît comme superposée au Flysch. Ses racines devraient se trouver au delà du Cristallin. A l'appui d'une pareille interprétation on ne peut pas apporter jusqu'à présent aucun argument. Pour ces motifs on a considéré la Zone du Grès de Tarcău plutôt comme une aire de transgression du Paléogène. Les dépôts de cette transgression

[1]) K. TOLWINSKY. *L. c.*, pag. 152.

W. TEISSEYRE. La méthode de la cryptotectonique.. Kosmos, Vol. 51, pag. 135, Lwow, 1926.

Institutul Geologic al României

sont postérieurs au chevauchement de la Zone marginale par la Zone interne et ont été plissés seulement durant les mouvements post-paléogènes.

De cette discussion il résulte que dans le Flysch on peut séparer nettement deux unités tectoniques: La Zone interne (Nappe de Pietros) et la Zone marginale (Nappe de Skole) qui chevauchent l'une sur l'autre. Le Grès de Tarcău ne peut pas être intercalé, comme nappe indépendante, entre ces deux unités. La masse cristalline avec le Mésozoïque qu'elle supporte forme une troisième unité tectonique importante.

Dans le tableau ci-joint j'ai résumé les événements géologiques remarquables produits dans les Carpates de la région de Tulgheș et j'ai essayé, en même temps, de donner une image de la répartition des faciès des différents dépôts, entre les trois unités tectoniques mentionnées.

Quelques unes des données consignées dans ce tableau ne peuvent pas encore être considérées comme définitives mais elles permettent, comme je l'ai montré, la meilleure coordination des faits observés.

B) LES PLISSEMENTS MÉSOZOÏQUES

Dans la première partie de ce travail j'ai montré que la masse des schistes cristallins à pris part, avant la transgression triasique, au moins à trois phases de mouvements différents:

a) Un premier plissement, ou exondation, a eu lieu peu de temps après la formation de la partie inférieure des dépôts qui sont devenus, plus tard, des schistes cristallins. Ce mouvement a donné naissance au relief sur lequel se sont déposées les nappes de laves porphyriques, nappes qui, étant ensuite soumises au métamorphisme régional, ont donné naissance aux hälleflintes et aux autres roches porphyrogènes. Quant à la direction et au sens de ces mouvements on ne peut affirmer rien de précis.

b) Une deuxième phase de mouvements a eu lieu après la sédimentation des calcaires et des quartzites noirs. Les schistes cristallins étaient déja métamorphisés avant ces mouvements.

c) Le dernier plissement, d'âge probablement antracolithique, s'est produit en même temps que les intrusions granodioritiques. D'après la forme des massifs d'intrusion et l'allongement des lames de gneiss qui accompagnent ces massifs, on peut déduire que la direction du plissement a été N 30—40° W. Le déversement reste toujours vers l'Ouest, comme dans les Altaïdes. En considérant ce fait comme établi, il faut admettre qu'au moins un des plissement antérieurs (a ou b) a eu une direction différente car autrement on ne saurait pas expliquer les nombreuses non-conformités qui existent entre la position des couches et les directions des plissements menus.

Institutul Geologic al României

Le complexe cristallin ainsi transformé, a été invadé par les eaux dès le début du Trias.

Durant le Mésozoïque, la masse cristalline et les dépôts qu'elle supporte ont subi une autre série de mouvements. Parmi ceux-ci il faut distinguer en première ligne le plissement cimmérien qui s'est manifesté vers la fin du Lias et a, sans doute, intéressé aussi la base du Flysch.

Avec le Dogger commence une deuxième phase de sédimentation durant laquelle la profondeur du Géosynclinal carpatique s'accroît continuellement pour atteindre le maximum au début du Malm quand se sont sédimentés les radiolarites. Cette profondeur se réduit ensuite et le cycle de sédimentation se termine avec les puissantes masses de calcaires tithoniques. Il est probable qu'à la fin du Jurassique a eu lieu une exondation générale de la masse cristalline car les Couches de Sinaïa apparaissent avec des conglomérats à leur base.

On peut donc parler d'une transgression du Crétacé inférieur. Le bassin de sédimentation de ces dépôts paraît avoir eu son axe dans la Zone interne du Flysch d'où les dépôts ont empiété de plus en plus sur la masse cristalline pour atteindre, durant l'Aptien, l'extension maxima vers l'Ouest.

Cette troisième phase de sédimentation mésozoïque prend fin avec des puissants mouvements orogéniques marquant le commencement du Crétacé moyen et qui ont intéressé non seulement le Cristallin mais aussi le Flysch, ou au moins la Zone interne du Flysch. D'après le développement que ce plissement montre dans la masse cristalline, on peut déduire qu'il a été, lui aussi, de style altaïque c'est-à-dire deversé vers l'Ouest. Dans la Zone du Flysch, où des plissements ultérieurs ont remanié les plis anciens, on ne peut reconnaître qu'assez vaguement le plissement altaïque.

Les transgressions qui s'ensuivent: cénomanienne, sénonienne et éocène sont des transgressions du bassin carpatique interne et elles montrent que la masse cristalline a subi des mouvements continus de soulèvement et d'affaissement. Le fait que les dépôts qui sont restés après ces transgressions se trouvent aujourd'hui à de très grandes altitudes (Sénonien de Beneș à 1300 m, calcaires nummulitiques du Prislop à plus de 1300 m, Pliocène de Borsec jusqu'à 1100 m. d'altitude), soulève une série de problèmes de paléogéographie, des plus intéressants; mais ces problèmes sortent du cadre de cette étude.

En comparant la phase de sédimentation du Jurassique supérieur à celle du Crétacé inférieur on déduit que l'axe de sédimentation s'est déplacé vers l'Est. Tandis qu'au temps du Malm les radiolarites avaient leur aire de sédimentation dans la région occupée aujourd'hui par le Cristallin, (où plus à l'Ouest si l'on veut voir dans le Mésozoïque des surplissements déversés vers l'Est), dans le Crétacé inférieur l'axe de sédimentation se trouve sur

Institutul Geologic al României

l'emplacement de la Zone interne. C'est le premier déplacement du Géosynclinal carpatique [1]) qu'on peut constater.

Une deuxième observation concerne le style des plissements. Il est fort probable qu'à partir du Paléozoïque et jusque dans le Crétacé moyen les plissements ont conservé constamment le style altaïque. Le dernier des plissements, celui du commencement du Crétacé moyen, a produit des formes tectoniques qui sont encore très bien conservées. Dans les dépôts mésozoïques du « Synclinal externe » on voit nettement des écailles chevauchées vers l'Ouest dans la constitution desquelles entrent: Le Cristallin, le Jurassique et le Crétacé inférieur, l'Aptien inclus. Ce dernier plissement a dû intéresser aussi, au moins la Zone interne du Flysch. Dans l'ensemble toute la zone plissée durant le Crétacé moyen manifeste aujourd'hui un plongement axial vers le Sud. Cette même zone est partagée ensuite longitudinallement par une proéminence plus marquée des écailles, proéminence qui comprend « le Flanc externe » et la zone des Couches de Sinaïa. A cause de cette situation je crois plus logique d'accorder à l'élément tectonique « Flanc externe » une acception plus large en lui ajoutant aussi la zone occupée par les Couches de Sinaïa.

Ces couches apparaissent sur le Cristallin avec des conglomérats à la base. En tenant compte du fait qu'à la fin du Jurassique le Cristallin et le Mésozoïque plus ancien ont été exondés, on peut supposer que les Couches de Sinaïa se sont sédimentées, parfois sur le Jurassique, parfois directement sur le Cristallin. Il en résulte que l'absence, assez souvent constatée, des dépôts jurassiques entre le Cristallin et le Flysch peut être due aussi a l'érosion et non pas seulement a des causes d'origine tectonique.

Le style des plissements albiens s'est conservé sensiblement intact jusqu'aujourd'hui car les plissements ultérieurs ont eu seulement des faibles répercussions dans la partie axiale des Carpates orientales; les dépôts du Crétacé supérieur et de l'Eocène que l'on connaît dans cette partie ne présentent que des déformations tectoniques sans importance.

A partir de la vallée de la Bistricioara vers le Nord, le synclinal de quartzites noirs et calcaires cristallins quitte le bord de la masse cristalline et s'engage de plus en plus vers l'intérieur de cette masse. Le même fait peut être constaté pour les quartzites noirs de Măgura. Il en résulte que le plan de contact entre le Cristallin et le Flysch coupe obliquement les plis majeurs des schistes cristallins. Presque dans la même région disparaissent aussi les dépôts mésozoïques qui forment le « Synclinal externe ». Après avoir subi une élévation axiale de plus de 1000 m. La région située au Nord de Bistricioara apparaît ainsi comme une proéminence et on peut supposer que durant la sédimentation des Couches de Sinaïa elle était déjà émergée. La transgression

[1]) L. MRAZEC. Les gisements de pétrole. Bucarest, 1910.

Institutul Geologic al României

du Crétacé inférieur a pénétré vers l'intérieur de la masse cristalline seulement plus au Sud, là où le plongement axial s'affirme (Région des monts du Hăghimaș). Vers le Nord on constate un phénomène analogue dans la région du Rarău. De cette observation on peut déduire que la partie de la masse cristalline qui, au Nord de Bistricioara, reste a l'Est du synclinal de quartzites noirs Pintecul—Piatra Roșie—Stegea doit se continuer par dessous les Couches de Sinaïa et constituer, dans la région, le soubassement de la partie occidentale de la Zone interne du Flysch.

C) LES PLISSEMENTS TERTIAIRES

Après les plissements albiens l'axe de la Zone de sédimentation des Carpates orientales s'est déplacé dans la Zone marginale du Flysch où la sédimentation a continué sans interruption durant le Sénonien et le Paléogène. Deux fois durant ce temps les eaux du géosynclinal carpatique ont transgressé vers l'Ouest.

La première transgression, la transgression sénonienne, est attestée par la présence des grès à *Pachydiscus* cf. *Levyi* mentionnés par S. ATHANASIU dans le massif de Stânișoara.

La deuxième transgression qui eut lieu dans le Paléogène est de beaucoup plus imposante tant par l'étendue que par la puissance des dépôts: Le grès de Tarcău qui représente le faciès transgressif, interne, du Paléogène marginal, couvre seulement en Moldavie une surface de plus de 3.000 Km.² et son épaisseur dépasse 500 m.

Ce grès repose en partie directement sur l'Aptien et couvre la ligne au long de laquelle le Crétacé inférieur chevauche le Sénonien. De ce fait on peut déduire qu'au moins dans la Zone interne et dans la partie Ouest de la Zone marginale ont eu lieu des plissements postsénoniens (paléocènes). Durant ces plissements s'éffectua le chevauchement du Crétacé inférieur qui eut comme conséquence l'individualisation de la Zone interne.

En comparant le bord Est de cette Zone avec le Flanc externe du Cristallin, on constate des analogies remarquables:

Le long du bord de la Zone interne apparaissent des couches plus anciennes (Couches de Audia); cette apparition rappelle le Cristallin du Flanc externe.

Par dessus le même bord trangresse le Paléogène; cette transgression rappelle l'Aptien, qui dépasse le Flanc externe et s'étale dans le « Synclinal externe ».

Au point de vue du rythme, les phénomènes tectoniques sont, dans les deux cas, comparables. Après le plissement, la partie Ouest de la Zone plissée reste exondée et l'axe de l'aire de sédimentation se trouve déplacé vers l'Est. Jusqu'à présent on peut distinguer dans ce déplacement, quatre étapes successives:

Institutul Geologic al României

1. La zone de sédimentation des radiolarites.

2. La zone de sédimentation du Crétacé inférieur de laquelle l'Aptien trangresse vers l'Ouest, sur le Cristallin.

3. La zone de sédimentation du Sénonien et du Paléogène de laquelle le Paléogène transgresse vers l'Ouest, sur la Zone interne.

4. La zone de sédimentation du Paléogène et du Miocène de laquelle le Miocène transgresse sur la Zone marginale.

De ce fait on peut déduire que dans les Carpates orientales ont dû exister en dehors des plissements albiens, encore au moins deux phases de plissement: une phase paléocène et une autre post-oligocène. La Zone de maximum d'intensité des plissements a dû se déplacer, elle aussi, vers l'Est, comme s'est déplacé l'axe des zones de sédimentation. Les plissements carpatiques ont ainsi empiété de plus en plus sur l'avant-pays cimmérien, fait qui explique l'abondance du matériel exotique dans les dépôts sénoniens et tertiaires.

Les aires restées derrière les zones à plissement intense ont subi, elles aussi, quelques déformations mais généralement on peut dire qu'elle fonctionnaient plutôt comme des masses rigides. Après chaque phase de manifestations orogéniques l'arrièrepays des plissements se trouve ainsi agrandi vers l'Est d'une nouvelle bordure et les unités tectoniques que nous avons séparées dans le Flysch représentent justement les territoires acquis par l'arrière-pays après chaque phase d'orogenèse: La Zone interne s'est ajoutée après le plissement paléocène, la Zone marginale après le plissement postoligocène.

Ce schéma général de l'évolution des Carpates orientales impose certaines relations entre les unités tectoniques majeures. La succession et l'ordre de superposition de ces unités sont imposés par le mouvement vers l'Est de l'aire de sédimentation et par l'émersion, à l'Ouest, des aires colmatées. Les zones plus anciennes, gagnées par l'arrière pays doivent chevaucher les zones plus nouvelles, effondrées.

On peut donc dire, en résumant, que dans l'ensemble la tectonique tertiaire des Carpates orientales reproduit les nappes écailles ou « skiba » que les géologues polonais ont mis en évidence, avec tant de clarté, dans la Zone marginale. Les grandes unités tectoniques qu'on peut séparer apparaissent comme tant de systèmes de nappes écailles, systèmes qui gardent entre eux les mêmes rapports que les skibas.

Les plissements tertiaires ont eu le maximum d'intensité dans les Zones marginale et externe. Ils ont été pourtant ressentis dans toute la Zone du Flysch. Dans la Zone interne, plissée déjà dans le style altaïque, il en résulta une superposition de plis, déversés maintenant vers l'Est. En considérant ce déversement comme caractéristique pour les plissements alpino-carpatiques, nous sommes conduits à comprendre, dans la zone qui fut influencée par ces plissements, toute la région où apparaissent des formes tectoniques

Institutul Geologic al României

résultantes d'une poussée vers l'Est. Nous arrivons ainsi jusqu'à la ligne de contact entre le Cristallin et le Flysch. Dans le domaine du Cristallin le déversement vers l'Est apparaît seulement sur une bande très étroite, qui longe son bord Est. Le plan de contact entre le Cristallin et le Flysch tombe ainsi, avec la Zone des dépôts du Crétacé inférieur, dans une zone replissée.

J'ai remarqué déjà le fait que ce plan de contact coupe obliquement les plis du Cristallin. Si nous admettons que la surface de contact, dans sa

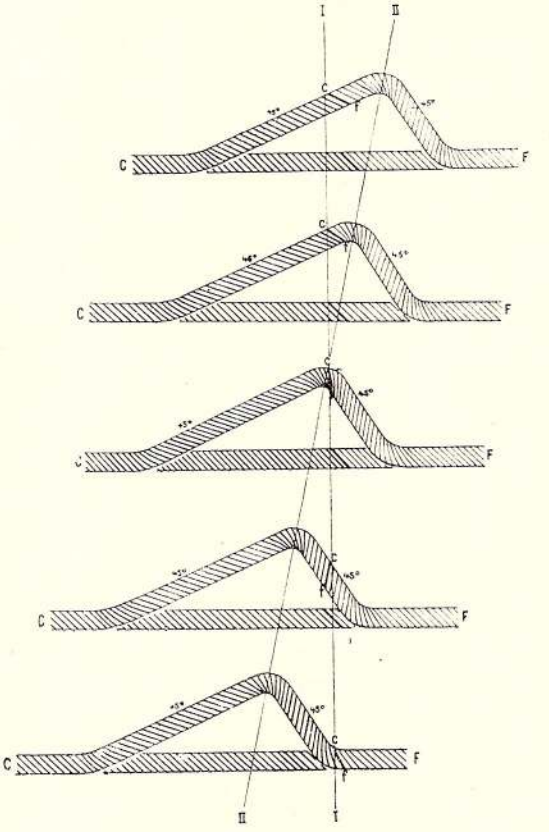


Fig. 78.

forme actuelle, est une formation tectonique remaniée par les plissements tertiaires, on doit conclure qu'il existe une différence de direction entre ces plissements et les plissements plus anciens. D'après les indications qu'offre le terrain la direction des plissements prétertiaires paraît être N. 30—40° W, tandis que les plissements tertiaires avaient la direction N. 20—30°W.

Institutul Geologic al României

Nous sommes donc conduits à étudier une interférence de plis qui diffèrent de 10^0 en direction.

J'ai observé encore que le maximum d'intensité des plissements tertiaires avait lieu dans les Zones marginale et externe et que vers l'intérieur ils se propageaient seulement comme des ondulations, plus affaiblies, jusqu'au bord du Cristallin. Ce fait est assez bien visible dans le Grès de Tarcău qui présente dans la Zone interne seulement des larges plis anticlinaux plus ou moins penchés vers l'Est. Il est très probable que les plis tertiaires qui ont intéressé le Cristallin ont eu la même forme.

La figure 78 montre les positions que le plan de contact Cristallin-Flysch devrait avoir théoriquement, à la surface, après le replissement tertiaire. On voit qu'il prend une forme irrégulière. Penché vers l'Est, il devient plus au Sud vertical puis se penche vers l'Ouest pour reprendre ensuite de nouveau la première position. On peut déduire de la même figure que si le pli superposé est encore plus penché vers l'Est, le Cristallin peut apparaître superposé au Flysch.

Ce phénomène se répète pour tous les autres plis tertiaires qui intéressent le plan de contact et de la sorte il peut résulter pour chaque pli une superposition du Cristallin sur le Flysch, dans les points correspondants à la section IV de la figure. Il en résulte que le Cristallin doit apparaître superposé au Flysch chaque fois qu'un pli tertiaire traverse la ligne de contact. Les points de superposition anormale s'échelonneront le long de cette ligne de contact, à des intervalles déterminés par l'écartement des axes des plis tertiaires qui intéressent le Cristallin. Un pareil point est situé, fort probablement, au Nord de Bistricioara où le Cristallin chevauche le Flysch sur une distance visible de plus de 2 km.

Un phénomène analogue peut être observé aussi le long du front de la Zone marginale où des plis pliocènes se sont superposés au plissement miocène.

Institutul Geologic al României

TABLE DES MATIÈRES

Pages

INTRODUCTION 373

PREMIÈRE PARTIE

LE CRISTALLIN

DESCRIPTION DES PRINCIPAUX TYPES DE ROCHES QUI APPARAISSENT DANS LE COMPLEXE DES SCHISTES CRISTALLINS.

CHAPITRE I

A) Considérations générales 377
B) Classification 381

CHAPITRE II

Schistes cristallins formés par l'action du métamorphisme régional:
A) Schistes cristallins formés dans la zone supérieure (épizone) 386
1. Calcaires cristallins 386
2. Quartzites noirs 389
3. Phyllites noires 391
4. Chloritoschistes à calcite 392
5. » à epidote 393
6. » à quartz 395
7. » Roches porphyrogènes 397
a) Groupe blanc. 397
Hälleflinte 397
Roches porphyrogènes schisteuses 400
Gneiss psammitiques 400
b) Roches porphyrogènes à biotite 404
c) » » à chlorite 404
B) Schistes cristallins formés dans la mésozone 406
1. Amphibolites schisteuses 406
2. Schistes à biotite. 407
3. Calcaires cristallins 407
4. Mésoquartzites 408
Observations sur les roches formées dans la zone moyenne de métamorphisme. . 408

CHAPITRE III

Les massifs d'intrusion, leur enveloppe de contact et les apophyses 409
A) Les massifs d'intrusion 409

Institutul Geologic al României

Pag.

B) L'enveloppe de contact 412
1. Migmatites 412
2. Micaschistes à grenats 412
3. Chloritoschistes à biotite 413
4. Amphibolites 413
C) Les gneiss 420
1. Gneiss oculaires rouges 421
2. » blancs 422
Relations entre les gneiss et les massifs d'intrusion 423

CHAPITRE IV

Les filons 424
A) Porphyres quartzifères. 424
B) Lamprophyres et diabases 426
α) Lamprophyres 426
1. Camptonites et monchiquites 427
2. Roches de la série Vogésite-Odinite-Spessartite 444
β) Diabases et mélaphyres 446
Conclusions concernant les diabases et les lamprophyres 450

CHAPITRE V

Tectonique des schistes cristallins 451
A) Observations générales. 451
B) Le plissement des schistes cristallins 452

DEUXIÈME PARTIE

LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES QUI REPOSENT SUR LE CRISTALLIN

CHAPITRE VI

Observations générales et classification 463

CHAPITRE VII

Stratigraphie 464
A) Trias 464
1. Les conglomérats bréchiformes. 464
2. Les grès rouges 465
3. Les calcaires dolomitiques. 465
4. Roches effusives associées au Trias. 467
a) Diabase 467
b) Diabase-porphyrite 469
c) Tuf diabase-porphyritique 470
d) Diabase à ouralite. 471
Vue d'ensemble sur le Trias et les roches effusives triasiques 471
B) Jurassique 472
1. Les grès calcaires (Bajocien). 473

Institutul Geologic al României

Pag.

2. Les radiolarites (Callovien) 474
3. Couches a *Asp. acanthicum* 475
4. Calcaires tithoniques 475
5. Pélite glauconitique 476
Observations générales sur le Jurassique. 476
C) Crétacé 477
1. L'Aptien 477
a) Les marnes. 477
b) Les calcaires 478
c) Les conglomérats 478
d) Serpentines et ophicalcites 480
2. Le Crétacé supérieur 482

CHAPITRE VIII

Conclusions sur la stratigraphie des dépôts mésozoïques qui reposent sur le Cristallin et observations sur la tectonique de ces dépôts 485

TROISIÈME PARTIE

LE FLYSCH

CHAPITRE IX

A) Considérations générales 487
B) Stratigraphie 488
1. Valanginien-Hauterivien 488
2. Barrémien 490
3. Aptien 491

QUATRIÈME PARTIE

VUE D'ENSEMBLE SUR LA TECTONIQUE DE LA RÉGION

CHAPITRE X

A) Historique 493
B) Les plissements mésozoïques 502
C) Les plissements tertiaires 505

Institutul Geologic al României

ERATĂ

La lucrarea: Contribuțiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de Cuarț dela Racoșul-de-jos (jud. Târnava-Mare).

Pag. 6, rând. 1, în loc de ⊥ a (100) || M (010), a se citi ⊥ a || (100): M (010).
,, ,, ,, 2, ,, ,, ,, ⊥ P (001) || M (010), ,, ,, ,, || P (001): M (010).
,, ,, ,, 14, ,, ,, ,, _ 100 ,, ,, ,, || 100.
,, ,, ,, 15, ,, ,, ,, ⊥ 010 || 100 ,, ,, ,, || 010: 100.
,, ,, ,, 16, ,, ,, ,, Ng/c = Np/a = verde gri; Nm/b = galben gri atenuat
a se citi: Ng/c = Np/a = galben gri atenuat; Nm/b = verde gri.
Pag. 6, rând. 21, în loc de ∞ P∞ și ∞ P∞ a se citi ∞ P$\breve{\infty}$ și ∞ P$\breve{\infty}$.
,, 10, ,, 12, ,, ,, ,, —21° (001 || 010), ,, ,, ,, ± 21° (001 : 010).
,, 11, ,, 37, ,, ,, ,, ⊥ M (010) || P (001), ,, ,, ,, || M (010): P (001).
,, 18, ,, 2, ,, ,, ,, Ng/c = Np/a = braun-grünlich; Nm/b = schwach-
gelblich, a se citi: Ng/c = Np/a = schwach-gelblich; Nm/b = braun-grünlich.

La lucrarea: Contribuțiuni la studiul microgenetic al Minereurilor de fier dela Ghelar, (jud. Hunedoara).

Pag. 4, rând. 10, în loc de propilitizată, a se citi propilitizate, iar în loc de caolinizată, a se citi caolinizate.

Pag. 9, rând. 6, în loc de imonitizare, a se citi limonitizare, iar în loc de brune-gălbni, a se citi brune-gălbui.

Pag. 9, rând. 8, în loc de desiderozã și pe-riferie, a se citi siderozã și periferie.

Institutul Geologic al României

PUBLICAȚIUNILE INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI 1907—1929

A) *Anuarul Institutului geologic*, Vol. I (1907)—Vol. XIII (1928).

B) *Dările de seamă ale ședințelor Inst. geol.*, Vo. I (1910)—Vol. XI (1923).

C) *Comptes-rendus des séances de l'Institut géol.*, Vol. 1 (1910)—Vol. VI (1915).

D) *Rapoarte asupra activității Institutului geologic* pe anii 1909—1915.

E) *Memoriile Institutului geologic*, Vo. I (1924): P. ENCULESCU, Zonele de vegetație lemnoasă din România (Les zones de végétation ligneuse de Roumanie).

F) *Studii tehnice și economice*:

Vol. I. G. N. LEON: Politica minieră în diferitele State și raporturile ei cu politica minieră din România, 1915.

Vol. II. TĂNĂSESCU: Sistemul de organizare a proprietății miniere și politica minieră în diferitele State, 1916.

Vol. III. Zăcămintele de cărbuni în România.

Fasc. 1. E. JEKELIUS: Cărbunii liasici din împrejurimile Brașovului, 1923.

Fasc. 2. E. JEKELIUS: Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din Valea superioară a Oltului (Transilvania), 1924.

Fasc. 3. I. ATANASIU: Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic dela Borsec (Transilvania), 1924.

Fasc. 4. H. GROZESCU: Zăcămintele de lignit din pliocenul Olteniei, 1925.

Fasc. 5. O. PROTESCU: Zăcămintele de lignit de lângă Curtea de Argeș și din împrejurimile Câmpulungului (Muscel), 1926.

Fasc. 6. O. PROTESCU: Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaților răsăriteni. Partea I. 1929.

Vol. IV. Forțele hidraulice din România. Inventarierea lor.

Fasc. 1. N. I. GEORGESCU și I. S. GHEORGHIU: Organizarea studiilor și datele obținute relativ la forța idraulică a râurilor din basinul Jiului, 1924.

Fasc. 2. N. LEON: «Die Rumänische Petroleumwirtschaft» unter besonderer Berücksichtigung des Bergbaugesetzes (Nationalisierungsgesetzes).

Vol. V. Fasc. 2 și 3. Statistica economiei energetice în România la finele anului 1923.

Vol. VI. Fasc. 1. RADU PASCU: Carierele din Dobrogea, 1927.

Fasc. 2. Carierele și apele minerale din județul *Arad*, 1927.

Fasc. 3. Carierele și apele minerale din județul *Făgăraș*, 1927.

Fasc. 5. Carierele și apele minerale din județul *Târnava-Mare*, 1927.

Fasc. 6. Carierele și apele minerale din județul *Trei-Scaune*, 1927.

Fasc. 7. Carierele și apele minerale din județul *Odorhei*, 1929.

Institutul Geologic al României

Fasc. 8. Carierele și apele minerale din județul *Ciuc*, 1929.
Sub presă: Jud. Alba, Mureș, Sibiiu.

Vol. VII, IX. Fasc. 1. X, XI. Fasc. 1—3. Legiuirile miniere vechi și noui ale României, adunate și rânduite de G. STOIAN și V. GHEORGHIADE.

Vol. XIII. *Lucrări executate în Laboratorul de chimie*:

Fasc. 1. EMIL I. CASIMIR, Dr. C. CREANGĂ, Ing. M. DIMITRIU: Studiul țițeiului din regiunea Moreni. 1929.
Fasc. 2. EM. I. CASIMIR, M-ELLE A. POPESCU: Contrib. a la détermination de l'eau dans les charbons.
Fasc. 3. EMIL E. CASIMIR: Studiul țițeiului din regiunea Gura-Ocniței. 1929.
Fasc. 4. EMIL E. CASIMIR: Observațiuni asupra determinării asfaltului în rocele bituminoase. 1929.
Fasc. 5. Analize de țițeiuri și de produse de petrol, executate în decursul anilor 1926—1928—1929.
Fasc. 6. Analize de cărbuni, executate în decursul anilor 1926—1928.
Fasc. 7.
Fasc. 8. Analize de ape, executate în decursul anilor 1926—1928—1929.
Fasc. 9. Analize de minereuri și roce, executate în decursul anilor 1926—1928—1929.

Vol. XIV. *Lucrări de geofizică aplicată ale Serviciului de prospecțiuni*:

Fasc. 1. SABBA S. ȘTEFĂNESCU: Études théoriques sur la prospection électrique du sous-sol. 1929.

G) *Rapoarte tehnice și economice*:

N-rul 1/1916. ST. N. CANTUNIARI: Raport asupra industriei ceramice în vechiul Regat, până în 1916.
N-rul 1. L. MRAZEC: Dare de seamă asupra activității comisiunii pentru studiul electrificării țării și coordonării exploatării factorilor ei naturali, producători de energie, 1926.
N-rul 2. M. SOPHIAN: Quelques considérations sur l'économie énergétique en Roumanie, 1926.

H) *Bibliografia geologică a României* de D. ROMAN și AL. CODARCEA, 1926.

Bibliografia geologică a României de E. JEKELIUS. I-ul Supliment, 1929.

I) *Harta geologică a României* 1: 50.000.

Foaia Vălenii de Munte (Seria XVIII, Col. P).

K) *Atlasul fisiografic și statistic*. Au apărut foile:
1. Harta geologică a României 1: 1.500.000.
2. Harta solurilor 1: 1.500.000.
3. Harta orografică 1: 1.500.000.

M. SOFIAN: Harta debitelor și forțelor hidraulice minimale ale României. 1: 1.000.000. 1926.
M. SOFIAN: Schița zăcămintelor de cărbuni din România cu rezervele lor în mil. KWO. 1: 1.000.000, 1925.

Institutul Geologic al României

SUB AUSPICIILE INSTITUTULUI GEOLOGIC S'AU PUBLICAT:

1. *Compte-rendu du Congrès international du pétrole.* 3-e ses. București, 8—13 Sept., 1907. 2 volume.
2. *Guide du Congrès international du pétrole.* 3-e ses. 1907.
3. *Etat de l'étude et de la Cartographie du Sol dans divers pays* de l'Europe, Amérique, Afrique et Asie. (Congrès international de pédologie), Roma, 1924.
4. *Guide des excursions de l'Association pour l'avancement de la géologie des Carpathes.* Deuxième réunion en Roumanie. Bucarest, 1927.

Institutul Geologic al României

SUMARUL GENERAL

A L

ANUARULUI INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

SUMARUL VOLUMELOR I — XIII (1907—1928)

VOL. I. 1907

G. MURGOCI. Terțiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol și ape minerale.
Das Tertiär Olteniens mit Rücksicht auf das Vorkommen von Salz, Petroleum und Mineralwasser.

SAVA ATHANASIU. Contribuțiuni la studiul faunei terțiare de mamifere din România.
Beiträge zur Kenntniss der tertiären Säugetierfauna Rumäniens.

W. TEISSEYRE. Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens, mit besonderer Berücksichtigung der Erdölgebiete der Sudkarpathen.
Contribuțiuni la fauna moluscă neogenă a României cu privire specială asupra regiunilor petrolifere din regiunea subcarpatică.

R. SEVASTOS. Raporturile tectonice între câmpia română și regiunea colinelor din Moldova.
Les relations tectoniques de la plaine roumaine avec la région des collines de la Moldavie.

I. SIMIONESCU și D. CĂDERE. Notă preliminară asupra stratelor fosilifere devonice din Dobrogea.
Note préliminaire sur les couches devoniennes de Dobrogea.

L. EDELEANU și G. GANE. Hidrocarburi extrase din gudroanele acide de petrol.
Hydrocarbures extraits des goudrons acides du pétrole.

VOL. II. 1908

L. EDELEANU. Das rumänische Erdöl.

I. SIMIONESCU. Asupra calcarelor sarmatice din Nordul Moldovei.
Sur les calcaires sarmatiques (Myodobory ou Toltry) de Moldavie.

R. SEVASTOS. Descrierea geologică a regiunii Codăești și Răducăneni din Moldova de Nord.
Description géologique de la région Codăești et Răducăneni.

G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din județul Prahova.
Communication préliminaire sur le Bartonien du district Prahova.

I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribuțiuni la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor dintre râurile Dâmbovița și Olt.
Contributions à l'étude géologique de la région des collines comprises entre la Vallée de la Dambovitza et la Vallée de l'Olt.

Institutul Geologic al României

W. TEISSEYRE. Über die maeotische, pontische und dacische Stufe in den Sudkarpathen der östlichen Muntenia.
Asupra etajelor meotic, pontic și dacic din regiunea subcarpatică a Munteniei de Răsărit.
MAX REINHARD. Cercetări în Munții Făgărașului.
Vorläufiger Bericht aus dem Fogaraser-Gebirge.
SAVA ATHANASIU. Contribuțiuni la studiul faunei terțiare de mamifere din România. III. *Mastodon Arvernensis.*
Beiträge zur Kenntniss der teriären Säugetierfauna Rumäniens. III. *Mastodon Arvernensis.*
L. EDELEANU și G. GANE. Comparația din punct de vedere chimic între petrolul românesc și petrolurile străine.
Comparaison entre les pétroles roumains et les pétroles étrangères.

VOL. III. 1909

I. SIMIONESCU. Stratele jurasice dintre Hârșova și Boasgic (Dobrogea).
Sur le système jurasique de Hârșova-Boasgic (Dobrogea).
TH. NICOLAU. Asupra minereurilor de mangan dela Șarul Dornei.
Über die Manganerze von Șarul Dornei im Distrikte Suceava (Nord-Moldau).
R. SEVASTOS. Contribuțiuni la studiul Gasteropodelor pleistocene din România.
G. MACOVEI. Basenul terțiar dela Bahna.
Le Bassin tertiaire de Bahna.
MAX REINHARD. Șisturile cristaline din Munții Făgărașului.
Die kristallinen Schiefer des Fogaraser-Gebirges in den rumänischen Karpathen.
I. SIMIONESCU. Asupra cretacicului superior din împrejurimile satului Baschioi.
Note sur le Neocrétacée des environs des Baschioi (Dobrogea).
I. POPESCU-VOITEȘTI. Contributions à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. (Roumanie occidentale).
Contribuțiuni la studiul stratigrafic al Numuliticului depresiunii getice (România apusană).
RADU PASCU. Asupra prezenței Pliocenului în Dobrogea.
Über das Vorkommen des Pliocän (dacische Stufe) in der Dobrogea.
L. EDELEANU, D. G. MANY, GR. PFEIFER și G. GANE. Studiu asupra lampantelor obținute din principalele țițeiuri românești.
Étude sur les lampants obtenus des principaux pétroles bruts roumains.
— și G. GANE. Studiu comparativ între țițeiuri de origine diferite.
Étude comparative sur les pétroles bruts d'origines différentes.
— și SILVIA DULUGEA. Determinarea viscozității uleiurilor de uns cu viscosimetrul Engler.
Détermination de la Viscosité des huiles de graissage avec le viscosimètre Engler.
L. EDELEANU și SILVIA DULUGEA. O metodă de separațiune a hidrocarburilor aromatice și a produselor rășinoase din petrolurile brute.
Séparation des hydrocarbures aromatiques et des produits résineux du pétrole brut par l'acide sulfurique.
C. TH. PETRONI. Coeficienții de dilatație a petrolurilor brute din România și a derivatelor lor.

Institutul Geologic al României

G. T. PETRONI. Les coefficients de dilatation des pétroles bruts de Roumanie et de leur dérivés.

— Studiu comparativ între punctele de inflamabilitate a petrolurilor lampante determinate cu aparatele Abel-Pensky şi Granier.
Étude comparative entre les points d'inflamabilité des pétroles lampants déterminés à l'aide des appareils Abel-Pensky et Granier.

V. DUMITRU. Compoziţiunea gazului obţinut prin destilaţiunea uscată a Lignitului din România.
Note préliminaire sur la composition du Gaz qui résulte de la distillation sèche du lignite roumain.

VOL. IV. 1910

G. MURGOCI. Zonele naturale de soluri în România.
Die Bodenzonen Rumäniens.

D. ROTMAN. Comunicare preliminară asupra masivului eruptiv dela Greci.
Vorläufige Mitteilung über das Eruptivmassiv von Greci.

ST. CANTUNIARI. Notă preliminară asupra Granitului cu Riebeckit şi Egirin dela Muntele Carol şi Piatra Roşie.
Vorläufige Mitteilung über den Riebeckit und Aegyringranit von Muntele Carol.

RADU PASCU. Cercetări preliminare asupra lacului Techirghiol.
Vorläufiger Bericht über den Techirghiolsee.

R. SEVASTOS. Geologia regiunii Mogoşeşti din Nordul Moldovei.
Description géologique de la région Mogoşeşti (N. de la Moldavie).

MAX REINHARD. Cercetări în partea orientală a Munţilor Făgăraşului.
Geologische Beobachtungen aus dem östlichen Theil des Fogarasergebirges.

— Cercetări în regiunile şisturilor cristaline ale Carpaţilor meridionali şi orientali.
Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete der krystalinen-Schiefer der Süd- und Ostkarpathen.

I. POPESCU-VOITEŞTI. Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic dela Albeşti (Muscel).
Contributions à l'étude de la faune du Calcaire nummulitique d'Albeşti (Muscel).

I. SIMIONESCU. Jurasicul dela Cârjelar (Dobrogea).
Note sur le jurassique de Cârjelar (Dobrogea).

D. M. CĂDERE. Notă asupra granitului dela Măcin.
Note sur le Granit de Măcin (Dobrogea).

AUREL PANĂ. Cursul inferior al Călmăţuiului.
Étude morphologique de la vallée inférieure de Calmaţui.

GR. ANTIPA. Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau.

G. PAMFIL et G. BAUME. Contributions à l'étude des gaz des roches.

VOL. V. 1911

FR. BARON NOPCSA. Zur Geologie und Petrographie des Vilajets Skutari in Nord-Albanien.

L. EDELEANU. La dissociation des produits de distillation du pétrole.
Disociaţia produselor de distilaţie a petrolului.

Institutul Geologic al României

SILVIA DULUGEA. L'action pyrogénique sur les acides naphténiques.
Acțiunea pirogenică asupra acizilor naftenici.
MAX REINHARD. Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke (Süd- und Ostkarpathen).
Rocele granitice-granulare ale pânzei transilvanice din Carpații de Sud și Est.
I. TĂNĂSESCU. Studii preliminare asupra regimului termic în regiunile petrolifere din România.
Études préliminaires sur le régime thermique dans les régions pétrolifères de la Roumanie.
— Statistique de la production minière en Roumanie.
R. SEVASTOS. Descrierea geologică a împrejurimilor orașului Iași.
Description géologique des environs de la ville d'Iassy.
G. MURGOCI. Cercetări geologice în Dobrogea Nordică.
L. MRAZEC et I. POPESCU-VOITEȘTI. Contribution à la connaissance des nappes du flysch carpatique en Roumanie.
Contribuțiuni la cunoașterea pânzelor flișului carpatic în România.

VOL. VI. 1912

ST. N. CANTUNIARI. Masivul eruptiv Muntele Carol-Piatra Roșie (județul Tulcea).
Das Eruptiv-massiv Muntele Carol-Piatra Roșie (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
N. DĂNĂILĂ. Studiul ligniților românești.
Zur Kenntniss der rumänischen Braunkohlen.
C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus par la pyrogénation du pétrole brut de Bușteni (Roumanie) et de ses dérivés.
I. TĂNĂSESCU. Considerațiuni asupra variațiunii de temperatură a petrolului brut în conducta Băicoi—Constanța.
Considérations sur la variation de température du pétrole brut dans la conduite de Baïcoi—Constantza.
A. OSTROGOVICH. Étude chimique d'un pétrole brut de Hârja, district de Bacău (Moldavie).
I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noui asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona flișului Subcarpaților meridionali cu considerațiuni asupra vechimii saliferului în general.
Nouvelles données sur la présence du Tortonien fossilifère dans la zone du flysch des Subcarpathes méridionales avec quelques considérations sur l'âge de la formation salifère en général.
SAVA ATHANASIU. Resturile de mamifere cuaternare dela Măluțeni, în districtul Covurlui.
Mammifères quaternaires de Maluțeni, district de Covurlui, Moldavie.
— Resturile de mamifere pliocene superioare dela Tulucești în districtul Covurlui.
Mammifères pliocènes de Tulucești, district de Covurlui, près de Galatz.
— Fauna de mamifere cuaternare dela satul Drăghici, distr. Muscel.
Mammifères quaternaires de Drăghici, district de Muscel.
— *Capreolus cfr. Cusanus* CROZET din lignitele daciane dela Aninoasa, Dâmbovița.
Capreolus cfr. Cusanus CROIZET du Dacian d'Aninoasa, district de Dambovitza.

Institutul Geologic al României

SAVA ATHANASIU. *Cervus (Elaphus) cfr. Perrieri* CROIZET din terasa veche a Dunării dela Frățești lângă Giurgiu.
Cervus cfr. Perrier CROIZET de la terrasse ancienne du Danube près de Giurgiu.
G. MURGOCIU. Études géologiques dans la Dobrogea de Nord. La tectonique de l'aire cimmérienne.
V. DUMITRIU, SILVIA DULUGEA, G. GANE, C. PETRONI. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. VII. 1913

DR. GR. ANTIPA. Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas.
DR. DAVID ROTMAN. Masivul eruptiv dela Greci (jud. Tulcea, Dobrogea).
Das Eruptivmassiv von Greci (Distrikt Tulcea, Dobrogea).
DR. DAVID, M. PREDA. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău.
— Géologie de la région subcarpatique de la partie méridionale du district de Bacău.
V. DIMITRIU, G. GANEA, C. PETRONI, SILVIA DULUGEA. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. VIII. 1914

POPESCU-VOITEȘTI. Pânza conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului cu date noui asupra structurii acestei văi în regiunea Carpaților Meridionali.
— La nappe du conglomerat des Bucegi dans la Vallée de l'Oltu avec de nouvelles données sur la structure de cette vallée dans la région des Carpathes Méridionales.
HORIA G. GROZESCU. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău.
— Géologie de la région subcarpatique de la partie septentrionale du district de Bacău.
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Pliocenul din Oltenia.
Le Pliocène de l'Olténie.
— Contribuțiuni la studiul faunei molusce pliocene din Oltenia.
Beiträge zur Kenntniss der pliocänen Molluskenfauna Olteniens.
OTTO PROTESCU. Câteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotrile-Brebu-Breaza (jud. Prahova).
— Quelques données sur le Paléogène de la région Șotrile-Brebu-Breaza (district de Prahova).
RADU PASCU. Zăcământul de minereuri dela Altân Tepe-Ciamurli de sus, districtul Tulcea.
V. DIMITRIU, C. PETRONI, G. GANE. Analize executate în laboratorul de chimie.

VOL. IX. 1915—1920

I. TĂNĂSESCU. Condițiunile fizice de acumulare ale hydrocarburelor și normele pentru evaluarea zăcămintelor de petrol.
— Les conditions physiques d'accumulation des hydrocarbures et les normes d'évaluation des gisements de pétrole.
M. DAVID. Cercetări geologice în podișul moldovenesc.
— Recherches géologiques dans le plateau Moldave.

Institutul Geologic al României

OTTO PROTESCU. Contribuțiuni la studiul faunei de foraminifere terțiare din România.
Contributions à l'étude de la faune des foraminifères tertiaires de Roumanie.
R. SEVASTOS. Limita Sarmatianului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut.
— Depozitele cuaternare din șesul Prutului și al Jijiei.
N. L. COSMOVICI. Proidotea Haugi, izopod din Oligocenul mediu din România.
Proidotea Haugi, isopode de l'Oligocène de Roumanie.
I. SIMIONESCU. Fauna vertebrată dela Mălușteni.
Les vertebrés fossiles de Malusteni, Moldavie.

VOL. X. 1921—1924

D. M. PREDA. Geologia și tectonica părții de Răsărit a județului Prahova.
Géologie et tectonique de la partie orientale du district de Prahova.
NICOLAS METTA. Application de l'analyse microchimique des gaz à l'annalyse des gaz des roches.
D. M. CĂDERE. Rocile eruptive de la Camena, Dobrogea, jud. Tulcea. Studiu geologic, petrografic și chimic.
Les roches éruptives de Camena.
F. LAUFER. Contribuțiuni la studiul geologic al împrejurimilor orașului Hațeg.
Beitrag zur Kenntniss der Geologie der Umgebung von Hatzeg.
D. M. PREDA și I. ATANASIU. Structura geologică a părții superioare a văii Trotușului.
La structure géologique de la partie supérieure de la vallée du Trotush.

VOL. XI. 1925—1926

PROF. N. FLOROV. Degradarea cernoziomului în antestepă.
— Über die Degradierung des Tschernosioms in den Waldsteppen.
DR. THEODOR SAIDEL. Contributions à la connaissance des solutions aqueuses du sol.
INGINER RADU PASCU. Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni, jud. Neamț.
Mangan-Erzlagerstätten in der Region Broșteni, Bezirk Neamț.
SAVA ATANASIU. Elephas planifrons dans le pliocène supérieur de Roumanie.
DR. ENCULESCU, DR. SAIDEL și EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Privire generală asupra solului din Ardeal, Bucovina și Basarabia.
DAVID ROMAN. Studii petrografice în Yemen (regiunea Hodeida-Saava).
Petrographical studies in Yemen (Arabia. (Résumé).
DR. ȘTEFAN I. MATEESCU. Observațiuni geologice și morfologice asupra depresiunii Huedinului din Nordvestul Transilvaniei.
Observations géologiques et morfologiques dans la dépression de Huedin (NW de la Transylvanie).

VOL. XII. 1927

DR. GEORGE S. ATANASIU. Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce de Transylvanie, de Crișana et de Banat.
DR. ȘTEFAN I. MATEESCU. Cercetări geologice în partea externă a curburei sudestice a Carpaților români, districtul Râmnicu-Sărat.
Recherches géologiques sur le versant extérieur de la région de courbure Sud-est de Carpates roumains, district de Râmnicu-Sărat et zone limitrophe du district de Putna.

Institutul Geologic al României

MAX REINHARD (Basel) und I. ATANASIU. Geologische Beobachtungen über die Kristallinne-Schiefer der Ostkarpathen.

DR. MIRCEA SAVUL. Şisturile cristaline şi zăcămintele de manganez din regiunea Şarul Dornei, districtul Câmpulung.

Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Şarul Dornei, district de Câmpulung.

HORIA GROZESCU. Geologia basinului superior al Tazlăului Mare.

Géologie du bassin supérieur du Tazlăul Mare, district de Neamtz.

IOAN BÁNYAI. Zăcămintele aurifere din muntele Boteş, Abrud.

Vol. XIII. 1928.

DR. VITOR N. LAŢIU. Contribuţiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de cuarţ dela Racoşul de Jos (judeţul Târnava Mare).

— Beiträge zum petrogenetischen Studium des Basalts mit exogenischen Quarz-Einschlüssen von Racoşul de Jos.

— Contribuţiuni la studiul microgenetic al minereurilor de fier dela Ghelar (jud. Hunedoara)

— Beiträge zum mikrogenetischen Studium der Eisenerzen von Ghelar (District Hunedoara, Siebenbürgen).

G. S. ATHANASIU. Radioactivité des sources d'eau de Roumanie. II.

SAVA ATHANASIU şi D. M. PREDA. I. Stratigrafia basinului inferior al Trotuşului. II. Elephas meridionalis din pliocenul superior dela Pralea-Căiuţi (distr. Bacău).

— Sur la présence d'Elephas meridionalis NESTI dans le pliocène supérieur de Pralea-Căiuţi (distr. Bacău).

TH. VĂSCĂUŢANU. Fauna argilelor sarmatice dela Ungheni.

NICOLAS METTA. L'analyse des gaz des roches en rapport avec les phénomènes volcaniques.

G. MURGEANU. Note sur la présence de Nummulites elegans Sow. dans le sénonien de Dosul Sănei (village de Pucheni, district de Muscel).

ION S. ATANASIU. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului (jud. Neamţ).

— Études géologiques dans les environs de Tulgheş (distr. Neamţu).

Institutul Geologic al României

SUMARUL GENERAL

A L

DĂRILOR DE SEAMĂ ALE ŞEDINŢELOR INSTITUTULUI GEOLOGIC

VOLUMUL I (1910)

Pagina

ST. CANTUNIARI. Referat: F. BECKE. Die Entstehung des kristallinen Gebirges. 1909. 13
— Referat: FR. E. SUESS. Beispiele plastischer und kiristalloblastischer Gesteinsumformung. 1909 24
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Referat: N. ANDRUSOW. Kritische Bemerkungen über das russische Neogen. 1909 11
V. MERUŢIU. Referat: A. NETCHAJEW. Die Schwefelsalzquellen beim Hüttenwerk Bogojawlensk. 1907 11
L. MRAZEC. Cuvânt de deschidere a şedinţelor 3
— Observaţiuni asupra cutremurelor din România. 13
— I. Despre marne cu Globigerine tortoniane la Gura Văii (Mehedinţi) 14
— II. Despre «Tutenmergel» şi despre structura curbicorticală. 19
G. M. MURGOCI. Câteva cuvinte asupra activităţii agronomului ION IONESCU (dela Brad) 11
— Referat asupra cutremurului din 17 Octomvrie 1908. 12
— Solurile dealungul C. F. anatoliene 24
— Sinteza geologică a Carpaţilor de Sud 48
— Notiţe geologice din Taurosul Estic (regiunea Nigde-Aladag) 118
O. PROTESCU. Referat: Dr. H. VETTERS. Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Theiles der Mala Măgura in Oberungarn. 1910. 20
EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Referat: H. STREMME. Die sogenannten «Humussäuren». 1909. 58
— Cercetări agrogeologice în Câmpia Română dintre Valea Moştiştei şi Olt 58

VOLUMUL II (1910—1911)

S. ATHANASIU. Asupra prezenţei unui bloc de *Favosites* cf. *polymorpha*, GOLDF. în conglomeratele eocene dela marginea Flişului din nordul Moldovei. 20
— Discuţiune asupra existenţei Permianului în Carpaţi. 48
— Asupra prezenţei cenuşelor andesitice în straturile Sarmatice din partea de sud a Moldovei 106
P. ENCULESCU. Notă preliminară asupra cenuşei vulcanice găsită pe partea stângă a Siretului (Bacău) 112
— Câteva gloduri (ochiuri) din podişul Moldovei 133
G. MACOVEI. Asupra vârstei şi variaţiei faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională 56
— Câteva observaţiuni asupra cutei vest balcanice 122

Institutul Geologic al României

Pagina

V. MERUȚ. Comunicare asupra masivului de sare dela Slănic-Prahova 74
L. MRAZEC. Zăcăminte de minereuri aurifere din mina Mittle-Matie lângă Idaho-springs (Colorado, U. S. A.) 7
— Zăcăminte de asbest din Casper Mountains (Wyoming, U. S. A.). . 13
— Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și subcarpaților României 26
— Discuțiune asupra existenței Permianului în Carpați 53
— Discuțiune relativă la conferința Prof. L. SZAJNOCHA: « Das Erdölvorkommen in Galizien im Lichte neuer Erfahrungen » 97
G. MURGOCI. Discuțiune asupra originei conglomeratelor cu roce verzi din Terțiarul carpatic 23
— Contribuțiuni la tectonica Balcanilor vestici 40
— Discuțiune asupra existenței Permianului în Carpați. 52
— Observațiuni asupra geologiei regiunei dela Herkulesfürdö 83
I. POPESCU-VOITEȘTI și G. MURGOCI. Discuțiune asupra tectonicei Văei lui Stan. 13
— și M. REINHARD. Discuțiune asupra originei conglomeratelor cu roce verzi din Terțiarul carpatic 24
— Asupra prezenței pânzei conglomeratului de Bucegi în Valea Oltului. 89
— Asupra relațiunei între pânza gresiei de Fuzaru și pânza marginală. 125
EM. I. PROTOPOPESCU-PAKE. Asupra unor dreikantere dela Caracoium (Constanța). 85
— Asupra unui craniu de *Elephas primigenius* dela Dobrești-Căciulești (Dolj 86
M. RESNHARD. Vârsta intrusiunei sienitului nefelinic dela Ditro (Transilvania). . 102
— Câteva considerațiuni asupra poziției stratigrafice a rocelor ce alcătuesc pânza bucovineană în Bucovina și Suceava 103
— Asupra existenței pânzei rocelor ofiolitice în Macedonia 105
W. TEISSEYRE. Comunicare preliminară asupra unor specii noui și puțin cunoscute de Unio din Pliocenul României 116

VOLUMUL III (1911—1912)

S. ATHANASIU. Discuțiune asupra existenței sărurilor de potasiu în România. . . 108
— Asupra unor resturi de mamifere fosile pliocene și cuaternare din România 165
G. BOTEZ. Asupra unui *Inoceramus salisburgensis* din Flișul județului Bacău 48
ST. CANTUNIARI. Comunicare asupra filoanelor caolinizate dela Movila Măcinului. 126
H. GROZESCU. Regiunea saliferă subcarpatică din Nordul județului Bacău 133
I. IONESCU-ARGETOAIA. Comunicare preliminară asupra depozitelor pliocene din Oltenia 11
— Asupra importanței anatomiei și biologiei în studiul paleontologiei și asupra originei cochiliei la Moluște 144
G. MACOVEI. Câteva observațiuni asupra hidrologiei subterane a Doborogei de Sud. 53
— Asupra extensiunei Numuliticului în Dobrogea 111
— Asupra prezenței primului etaj mediteran în Dobrogea 122
— Observațiuni asupra liniei de încălecare Pecineaga-Camena (Dobrogea) 155
L. MRAZEC. Asupra existenței apelor arteziene în Câmpia română 100
— Discuțiune asupra existenței sărurilor de potasiu în România 106
— Discuțiuni asupra geologiei Dobrogei de N.. 136
— Despre geneza serpentinelor 138
— Asupra liniei de încălecare Pecineaga-Camena (Dobrogea) 63
— și I. POPESCU-VOITEȘTI. Date noui pentru clasificarea Flișului carpatic. 33

Institutul Geologic al României

Pagina

L. MRAZEC, I. POPESCU-VOITEȘTI și G. MACOVEI. Asupra vârstei straturilor de Comarnic . . . 79
G. MURGOCI. Terminologia românească în tectonică . . . 52
— Raport asupra apelor arteziene în Câmpia română și cu privire specială la domeniul Gherghița . . . 82
G. MURGOCI. Studii geologice și hidrologice din jurul orașului Fălticeni . . . 91
— Geologia părții nord-vestice a Dobrogei . . . 134
— Origina Serpentinelor în Carpații românești . . . 151
C. NICULESCU. Asupra Senonului și Numuliticului din platforma prebalcanică (Bulgaria orientală) . . . 141
I. POPESCU-VOITEȘTI și L. MRAZEC. Câteva date noui asupra klipelor carpatice. . 4
— și L. MRAZEC. Date noui pentru clasificarea Flișului carpatic. . . 33
— L. MRAZEC și G. MACOVEI. Asupra vrâstei stratelor de Comarnic . . . 79
O. PROTESCU. Asupra originii unor gresii cu hieroglife . . . 63
— Asupra structurei geologice a regiunei Poiana-Vrăjitoarea din județul Prahvoa . . . 117
T. SEIDEL. Determinarea cantitativă a « reacțiunei » soluțiunilor de pământ. . . . 68
I. SIMIONESCU. Asupra unor fosile oligocenice dela Piatra-N. . . . 170
I. TĂNĂSESCU. Influența gazelor asupra nivelului hidrostatic al apelor din formațiunile petrolifere . . . 70
— Asupra regimului termic în regiunile petrolifere din România 147

VOLUMUL IV (1912—1913)

S. ATHANASIU. Asupra prezenței unor specii siluriane de *Favosites* în conglomeratele cenomane din Bucegi și în conglomeratele miocenice din V. Oituzului. 32
G. BOTEZ. Comunicare preliminară asupra studiilor făcute în jud. Putna . . . 38
— Asupra structurii geologice a zăcământului de petrol dela Copăceni (jud. Prahova) . . . 70
H. GROZESCU. Comunicare preliminară asupra geologiei Munților Vrancei și Neogenului din jud. Putna . . . 43
I. IONESCU-ARGETOAIA. Despre Tortonianul fosilifer în jud. Vâlcea și clasificarea Miocenului . . . 19
— Orizontarea etajului pontic și limita lui superioară și inferioară în Oltenia 59
L. MRAZEC. Asupra vârstei Saliferului . . . 22
— Asupra formațiunii de Schela . . . 28
— Asupra nașterii structurii conice în roce . . . 74
G. M. MURGOCI. Asupra formațiunii de Schela . . . 26
I. POPESCU-VOITEȘTI. Comunicare asupra prezenței Mediteranului II fosilifer la Ogretin-Mierla (jud. Prahova) și datele noui ce se pot scoate din raporturile sale stratigrafice și tectonice . . . 14
D. PREDA. Comunicare preliminară asupra regiunii colinelor subcarpatice din partea de de Sud a districtului Bacău . . . 58
O. PROTESCU. Comunicare preliminară asupra prezenței etajului tortonian în regiunea Melicești (jud. Prahova) . . . 8

VOLUMUL V (1913—1914)

ATHANASIU SAVA. Discuțiune asupra vârstei formațiunii salifere din România. . . 22
— Referate asupra mai multor lucrări relative la mamiferele fosile terțiare neogene din Sudestul Europei . . . 70

Institutul Geologic al României

Pagina

BOTEZ GH. Asupra faunei de moluște levantine dela Moreni 86
DUMITRIU V. Asupra gazelor obținute prin distilație uscată a lignitelor 140
ENCULESCU P. Contribuțiuni la studiul turbei și turbăriilor din România. 80
GROZESCU H. Asupra constituțiunii geologice a basinului râului Putna. 92
IONESCU-ARGETOAIA I. Etajul meotic în general și în special în Oltenia 103
MACOVEI GH. Asupra vârstei formațiunii salifere subcarpatice 32
MRAZEC L. Comemorarea lui ED. SUESS 160
MURGOCI M. GH. Nomenclatura în Mineralogie și Petrografie 90
— Rezultatele sondajului dela Gherghița 96
NICULESCU C. Contribuțiuni la geologia Epirului (districtul Ianina) 7
PASCU R. Mina Altân-Tepe (Dobrogea) 66
PETRONI C. Cercetări asupra produselor obținute prin pirogenarea petrolului brut de Bușteni și a derivatelor sale 55
POPESCU-VOITEȘTI. I. Asupra speciei *Melanopsis Caputinensis* SABBA 52
— II. Asupra prezenței unor fosile cretacice de tipul dobrogean, în petrișurile cuaternare din carierele TONOLA de lângă București 53
— Asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona Flișului subcarpaților meridionali, cu considerațiuni asupra vârstei Saliferului în general. . 118
PREDA D. Asupra vârstei formațiunii salifere din zona marginală a Flișului dela Tg.-Ocna (jud. Bacău) 120
ROTMAN D. Comunicare preliminară asupra întinderii, clasificării, repartiției și originii rocelor care constituesc stratele din formațiunea de Carapelit în Dobrogea de NW. 59
SAIDEL TH. I. Despre determinarea reacțiunii soluțiilor de sol în prezența bioxidului de carbon 144
— II. Considerațiuni și propuneri relative la problema solului. 147
— Dare de seamă asupra desbaterilor Comisiunii internaționale pentru analiza chimică a solului, întrunită la München la 23 și 24 Aprilie 1914. 150
TĂNĂSESCU I. Asupra variațiunii temperaturii țițeiului în scurgere prin conducta Băicoi-Constanța 3
— Apa arteziană termală dela Filipeștii de Pădure (jud. Prahova) . . . 17
— Asupra condițiunilor de acumulare a hidrocarburelor în zăcăminte de petrol exploatabile 123

VOLUMUL VI (1914—1915)

GH. BOTEZ. Date noui asupra zăcământului de petrol dela Băicoi 83
— și GH. MACOVEI. Asupra fenomenelor de alunecări și prăbușiri de teren din jud. R.-Sărat 178
CĂDERE D. Notă preliminară asupra porfirului și a zonei de injecțiuni în rocele verzi dela Camena-Ciamurli 31
ST. CANTUNIARI. Observațiuni asupra clasificării amfibolilor 95
AL. GH. DUMITRESCU-ALDEM. Adevărata problemă a Câmpiei române 116
H. GROZESCU. Condițiunile de sedimentare a formațiunii salifere subcarpatice . . 97
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Basinul pliocenic din depresiunea getică și legăturile acestuia cu basinele învecinate 41
— GH. MURGOCI și EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Quaternarul din Oltenia (rezumat) 30
GH. MACOVEI. Relațiune sumară asupra hidrologiei Dobrogei de Sud 50
— Observațiuni geologice în Stepele Kirghize (Rusia) 133

Institutul Geologic al României

Pagina

GH. MACOVEI şi GH. BOTEZ. Asupra fenomenelor de alunecări şi prăbuşiri de teren din jud. R.-Sărat 178
ST. MANOLESCU. Comunicare preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunării din Dobrogea de SW. 70
L. MRAZEC. Discuţiuni la comunicarea d-lui D. CĂDERE 39
— Despre cute diapire 215
— Despre compoziţia apelor fosile de zăcământ din formaţiunile de petrol şi origina iodului lor 104
— Discuţiuni la comunicarea d-lui O. PROTESCU 118
— I. Urme de târîre în nomolul lagunelor M. Roşii. II. Un caz de formare de lentile de marne argiloase în depozite nisipoase de coastă . . 128
— Câteva observaţiuni cu privire la origina manifestaţiunilor saline regionale 130
— Discuţiuni la comunicarea d-lui MACOVEI asupra Stepelor Kirghize . . 171
L. MRAZEC. Forme de cimentare în nisipurile de pe coastele Mării Roşii. 173
— Observaţiuni cu privire la origina zăcămintelor de nitraţi de sodiu în natură 186
— Discuţiune asupra comunicării d-lor MURGOCI şi NOPCSA relativă la tectonica Carpaţilor Banatului 203
GH. M. MURGOCI. Studii hidrologice în jurul oraşului R.-Sărat. 4
— şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE şi I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Quaternarul din Oltenia (rezumat) 30
— Asupra clasificării amfibolilor 87
C. NICULESCU. Asupra Miocenului din depreiunea Grebenei (Macedonia sudică) . . 56
FR. NOPCSA. Asupra geologiei Albaniei, cu o privire specială asupra tectonicei (rezumat) 27
I. POPESCU-VOITEŞTI. Discuţiune asupra comunicării d-lor MURGOCI şi NOPCSA relativă la tectonica Carpaţilor Banatului 207
— şi GH. PROTOPOPESCU. Câteva observaţiuni asupra basinului pliocenic dela Comăneşti (jud. Bacău) 191
O. PROTESCU. Câteva date relative la vârsta unor unităţi stratigrafice din regiunea Şotrile-Brebu-Breaza (jud. Prahova) 111
EM. PROTOPOPESCU-PAKE, GH. MURGOCI şi I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Quaternarul din Oltenia (rezumat) 30
— şi Dr. TH. SAIDEL. Asupra încercărilor de vegetaţie făcute pe diferite tipuri de soluri din ţară 67
GH. PROTOPOPESCU şi I. POPESCU-VOITEŞTI. Câteva observaţiuni asupra basinului pliocenic de la Comăneşti (J. Bacău) . . . . . .
TH. SAIDEL şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Asupra încercărilor de vegetaţie făcute pe diferite tipuri de soluri din ţară 67
I. TĂNĂSESCU. Asupra rezervei de gaze naturale în zăcămintele de petrol din România şi asupra pierderilor de gaze şi esenţe benzinoase 61

VOLUMUL VII (1915—1916)

ATHANASIU SAVA. Asupra prezenţii lui *Mastodon arvenensis* în pietrişurile terasei superioare a Trotuşului dela Copăceşti în districtul Putna. Consideraţiuni asupra vârstei teraselor superioare din basinul inferior al Trotuşului 5

Institutul Geologic al României

Pagina

ATHANASIU SAVA. Observaţiuni relative la regiunea din Râmnicu-Sărat, studiată de ST. MATEESCU 270
— Formaţiunea saliferă miocenă din basinul Cuejdiului şi al Almaşului din districtul Neamţu şi raporturile sale cu Flişul 397
— Clasificarea genetică a rocelor sedimentare după AM. W. GRABAU . . 404
— Referat asupra lucrării« Notes on the salt deposits of the Cis-Indus Salt range » de W. A. CHRISTIE 462
— Câteva observaţiuni asupra posibilităţii găsirii sărurilor de potasiu în România 470

BOTEZ G. Comunicarea preliminară asupra Miocenului din regiunea Păcureţi-Matiţa-Apostolache 38
— Geologia şi războiul 44
— Observaţiuni asupra prezenţei unor clipe de Paleogen în partea de răsărit a colinelor din judeţul Prahova 125
— Comunicare preliminară asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale (1: 50.000) 163
— Notă asupra Tortonianului din Valea Văii (Pătârlage), judeţul Buzău . 232
— Câteva observaţiuni geologice în Bulgaria 286

CANTUNIARI ST. Cercetări petrografice şi technologice asupra unor probe de tuf dacitic dela Govora şi Ocniţa (jud. Vâlcea) 154
— Notă asupra unor roce verzi dela Circaci (jud. Constanţa) 179
— Notă asupra unui calcar marnos dela Buleta şi a unor calcare bituminoase dela Bunesti (jud. Vâlcea) 210

CANTUNIARI ST. Cercetări geologice, petrografice şi tehnologice făcute asupra unei argile pentru cărămizi din valea Jiului (lângă Craiova) 219
— Clasificările rocelor eruptive 318
— Gneisul dela Carcaliu (jud. Tulcea) 471
— Răspuns la întâmpinarea d-lui ROTMAN asupra gneisului dela Carcaliu. 489

CĂDERE D. Comunicare asupra porfirului cuarţifer şi a zonei de injecţiuni în rocile verzi dela Camena (jud. Tulcea) 60

DIMITRIU V. Asupra obţinerii de cocs şi apă amoniacală din lignit 3

DRĂGHICEANU MATEI. Privire comparativă asupra mai multor profile ridicate în basinul Bahnei 134

GHEOCALESCU C. Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a şisturilor cristaline dintre râurile Bratia şi Dâmboviţa (jud. Muscel) 292

GROZESCU HORIA. Câteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre râurile Târgului şi râul Topolog 306
— şi GHEOCALESCU C. Notă preliminară asupra fazei de seismicitate a munţilor Făgăraşului din perioada Ianuarie—Aprilie 1916 374
— I. POPESCU-VOITEŞTI şi D. M. PREDA. Asupra unor clipe de Paleogen în partea de răsărit a regiunii colinelor din jud. Prahova 13

MACOVEI GH. Poziţia stratigrafică şi tectonică a zăcămintelor de sare din România. 99
— Structura geologică a Văii Buzăului între Păltineni şi Cislău 184

MATEESCU ST. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul Râmnicu-Sărat 261

MANOLESCU ST. Comunicare preliminară asupra Pliocenului din dreapta Dunării cuprins între V. Canlia şi Caramancea 278

MANOLESCU ST. şi MURGOCI G. Câteva date asupra geologiei Văii Dâmboviţa şi regiunea dealurilor 339

Institutul Geologic al României

Pagina

MRAZEC L. Observaţiuni relative la comunicarea d-lui G. MACOVEI: « Poziţia stratigrafică şi tectonică a zăcămintelor de sare din România 128
— Observaţiuni la comunicarea d-lui G. BOTEZ: « Asupra structurii geologice a regiunii figurate pe foaia Haimanale » 176
— Observaţiuni la comunicarea d-lui ST. MATEESCU: « Asupra regiunii colinelor subcarpatice din Râmnicul-Sărat 272
MURGOCI GH. Cretacicul dela Dâlbociţa 146
— Serpentina cu mică dela Firizu 303
— Tectonica subcarpaţilor la apus de Ialomiţa 357
NICULESCU C. Contribuţiuni la geologia sistemului muntos al Pindului epirot. . . 23
— Asupra urmelor de glaciaţiune din masivul Smolica (Pindul epirot). 215
— Asupra geologiei sistemului catenelor ionice din Epirul de sud . . . 432
POPESCU-VOITEŞTI I., GROZESCU şi D. M. PREDA. Formaţiunea cu masive de sare. 84
— Pânzele Flişului carpatic şi noua concepţiune asupra vechimii sării . 94
— Observaţiuni la comunicarea d-lui H. GROZESCU: « Câteva date referitoare la orizontarea Paleogenului dintre râul Târgului şi râul Topologul 314
PREDA D., I. POPESCU-VOITEŞTI şi H. GROZESCU. Clasificarea Mediteranului în România. Consideraţiuni generale asupra vârstei formaţiunii salifere în România 69
PROTESCU O. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică a districtului Buzău . . 235
PROTOPOPESCU-PAKE EM. Observaţiuni la comunicarea d-lui G. VALSAN: «Influenţe climatologice în Morfologia câmpiei române 429
ROTMAN D. Observaţiuni la comunicarea d-lui ST. CANTUNIARI: « Asupra gneisului dela Carcaliu 484
VÂLSAN GH. Influenţe climatice în Morfologia câmpiei române 419

VOLUMUL VIII (1919—1920)

I. ATHANASIU şi G. MACOVEI. Structura geologică a Văii Bistriţei între Pângăraţi şi Bistricioara (Neamţu) 61
— Referat: L. CAYEUX. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires, (Paris, 1916) 219
S. ATHANASIU. Discuţiune relativă la vârsta sării 12
— Propuneri relative la întocmirea hărţii geologice a României 18
— Legendă provizorie pentru harta geologică 1: 500.000 a României. . 29
— Zăcămintele de cărbuni din districtul Suceava 42
ST. CANTUNIARI. Cercetări geologice şi tehnologice în regiunea comunei Dersca (Dorohoiu) 32
— Studii geologice în câteva regiuni din Sarmaţianul Moldovei: 1) Botoşani, 2) Băluşeni (Botoşani), 3) Hânţeşti (Dorohoiu), 4) Oţeleni (Roman) 155
— O propunere de clasificare chimică a marnelor 158
— Terminologia românească în Mineralogie şi Petrografie 226
P. ENCULESCU. Studiu agrogeologic al vechei insule de stepă de la Est de Piatra-Neamţu (notă preliminară) 242
H. GROZESCU. I. Morfologia Văii Lotrului 159
— II. Câteva date asupra Klippei paleogene dela Săcele 162
— şi M. POPESCU. Comunicare preliminară referitoare la structura geologică a basinului superior al R. Taslău 99

Institutul Geologic al României

Pagina

E. JEKELIUS. I. Asupra unor marne neocomiane din M. Apuseni 130
— II. Asupra Foraminiferelor din niște marne neocomiane din Carpații de Sud 130
— Geologia Pasului Bran 166
E. LOBONȚIU și V. SELAGEAN. Asupra problemei sării în Transilvania 13
EM. LORONȚIU. Scurtă privire generală asupra geologiei Transilvaniei 109
GH. MACOVEI, L. MRAZEC, GH. MURGOCI. Propuneri asupra întocmirii hărții geologice a României 27
— și I. ATHANASIU. Structura geologică a Văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara (Neamțu) 61
L. MRAZEC. Discuțiune relativă la vârsta sării din România 7
— Considerațiuni cu privire la geneza și vârsta sării 15
— Asupra întocmirii hărții geologice a României 22
— Origina domurilor cu sare (Salt Domes) din Gulf Coastal Plain, Șesul Golfului de Mexico din Statele Texas și Luisiana 47
— GH. MURGOCI, GH. MACOVEI. Propuneri asupra întocmirii hărții geologice a României 27
GH. M. MURGOCI. Discuțiune relativă la vârsta sării 11
— Asupra Ariei Chimerice 185
— L. MRAZEC, GH. MACOVEI. Propuneri asupra întocmirii hărții geologice a României 27
M. POPESCU și H. GROZESCU. Comunicare preliminară referitoare la structura geologică a basinului superior al R. Taslău 99
I. POPESCU-VOITEȘTI. Discuțiune relativă la vârsta sării 13
— Observațiuni la comunicarea d-lor G. MACOVEI și I. ATANASIU asupra structurii geologice a Văii Bistriței între Pângărați și Bistricioara (Neamțu) 101
— Tablou de numiri tectonice (francez-german-român) 232
D. PREDA. Discuțiune relativă la vârsta sării 4
— Asupra vârstei cărbunilor din Moldova 45
— Studii geologice în împrejurimile Slănicului din Prahova 203
— Structura geologică a regiunii Salcia-Sângeru-Tătaru 219
O. PROTESCU. Structura geologică a regiunii Subcarpaților din partea de Sud a județului Buzău 134
EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Asupra nitraților din peșteri 238
TH. SAIDEL și EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Rezultatele cercetărilor de vegetație asupra solurilor făcute în 1914—1916 203
V. SELAGEAN și E. LOBONȚIU. Asupra problemei sării în Transilvania . . . . . .
— Erupțiunile terțiare din Basinul Transilvaniei 123
E. de ZIEMIECKA. Cercetări asupra desvoltării azotobacterului în pământurile sărate ale României 164

VOLUMUL IX (1920—1921)

I. ATANASIU și GH. MACOVEI. Asupra raporturilor tectonice dintre Zona Cristalină și Zona Flișului în regiunea dintre V. Bicazului și V. Bistricioarei (Carpații Orientali) 22
— și E. LOBONȚIU. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor 44

Institutul Geologic al României

Pagina

S. ATHANASIU. I. Rezultatele cercetărilor geologice în Bucovina, în regiunea Nistrului.
— II. Câteva consideraţii asupra Podişului Podolic . . . . . .
— Asupra Zonei Flişului pe Valea Ceremuşului . . . . . .
— Zona Flişului străbătută de Valea Bistriţei între Pângăraciori şi Piatra-Neamţ . . . . . .
ŞT. CANTUNIARI. Studii geologice în regiunea dela Sud de Reşinari. 16
— Notă asupra rezultatelor unor studii făcute în regiunea Şercăiţa (jud. Făgăraş) 20
— Studii geologice în regiunea Porumbacu-Arpaş (M. Făgăraşului) . . 60
— Studii geologice în .V Sebeşului 66
— Studii geologice şi miniere în regiunea Muntelui Breaza (Zlatna) (jud. Alba de Jos) 89
MATHEI M. DRĂGHICEANU. Observaţii asupra cutremurului din Ianuarie 1916 cu privire la determinarea focarului sismic care l-a provocat 72
P. ENCULESCU, TH. SAIDERL şi EM. PROTOPOPESCU-PAKE. O privire generală asupra solurilor din Ardeal, Bucovina şi Basarabia 25
EM. LOBONŢIU. Referat: M. PALFY. *Geologiai iegyzetek a Biharhegység és a Királyerdö csatlakozásáról* 96
GH. MACOVEI. Tectonica Flişului în relaţie cu Zona Cristalină. 22
L. MRAZEC. Asupra Aragonitului dela Corond . . . . . .
GH. MURGOCI. Asupra basinului miocenic dela Mehadia 4
— O. PROTESCU şi Ing. RISSDÖRFER. Rezultatele explorărilor dela Floreşti 6
— Discuţiune asupra comunicării d-lor ENCULESCU, PROTOPOPESCU-PAKE şi SAIDEL: Asupra solurilor din Ardeal, Bucovina şi Basarabia . . . 25
— Despre origina anorganică a petrolului 105
I. POPESCU-VOITEŞTI. Consideraţiuni cu privire la comunicarea d-lui PREDA: Geologia regiunii din stânga Teleajenului 27
D. PREDA. Geologia regiunii din stânga Teleajenului, la Nord de Drajna 26
TH. SAIDEL. Contribuţiuni la cunoaşterea soluţiunilor apoase de soluri . . . . .
V. SELAGIAN. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Şoimarilor. 55
I. TĂNĂSESCU. Notă asupra coeficienţilor de productivitate în regiunile petrolifere din România 7

VOLUMUL X (1921—1922)

ATANASIU I., MACOVEI G. şi PREDA D. Structura geologică a Văii Trotuşului. . . 4
ATHANASIU S. Referat: N. COSMOVICI. Asupra lui Proidothea Haugi în România . 4
— Referat: I. SIMIONESCU. Asupra faunei de vertebrate dela Măluşteni. 4
— Flora fosilă a României după « Pflanzengeographie » de F. PAX . . . 10
— Referat: ERNST BLUMER. Geschichte des Erdöls 59
BÁNYAI I. Studiu geologic asupra flancului de Vest mijlociu al Muntelui Hârgita. 94
CANTUNIARI ŞT. Referat: J. SZADECZKY. Relaţiile geologice ale unor roce utilizabile în industria ceramică, aflate în munţii din marginea apuseană a Ardealului şi vârsta şisturilor cristaline din Valea Drăganului 38
— Studii geologice miniere în regiunea Pinoasa-Roşia-Timişani (jud. Gorj) 44
CODARCEA AL. Referat: ERNST FISCHER. Der Mensch als geologischer Faktor. . .
DRĂGHICEANU M. Tectonica Câmpiei Munteniei şi a podişurilor Olteniei şi Moldovei, cu privire la cursul apelor superficiale şi mişcarea apelor subterane 60

Institutul Geologic al României

Pagina

ENCULESCU P. Cercetări agrogeologice și geobotanice în Sudul și Sud-Estul Basarabiei, făcute în vara anului 1921 60
GANE G. Referat: HUGH. S. SPENCE. Le Graphite 30
JEKELIUS E. Discuțiune asupra lucrării d-lui V. SELAGIAN: Raport asupra regiunii Valea Cremenei-Crasna, M. Siriului, Nehoiu și Mlăjet 9
— Structura geologică a regiunii liasice cu cărbuni Vulcan-Codlea (jud. Brașov) 55
MACOVEI GH. PREDA D. și ATANASIU I. Structura geologică a Văii Trotușului. . . 4
— Discuțiune asupra lucrării d-lui P. PREDA: Geologia și tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova 5
— Observațiuni în legătură cu comunicarea d-lui G. MURGOCI: Asupra geologiei Porților de Fier 25
MRAZEC L. Discuțiune asupra lucrării d-lui D. PREDA: Geologia și tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova 5
— Discuțiune asupra comunicării d-lui I. BÀNYAI: Studiu geologic asupra flancului de Vest mijlociu al Muntelui Hărghita . . . . . .
— Discuțiune asupra referatului făcut de d-l AL. CODARCEA asupra lucrării lui ERNST FISCHER: Der Mensch als geologischer Faktor . . . . .
MURGOCI GH. Asupra solurilor din Anatolia 23
— Asupra geologiei Porților de Fier 25
— Raport asupra Conferinței III-a Agrogeologică (Paris, 19—26 Aprilie 1922) . . . . . .
PREDA D., MACOVEI GH. și ATANASIU I. Structura geologică a Văii Trotușului . . 4
PREDA D. Discuțiune asupra lucrării d-lui V. SELAGIAN: Raport asupra regiunii Valea Cremenei-Crasna, M. Siriului, Nehoiu și Mlăjet. 6
— Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova 17
PROTESCU O. Date noui asupra Flișului din jud. Prahova. . . . . .
SELAGIAN V. Raport asupra regiunei Valea Cremenei-Crasna, M. Siriului, Nehoi și Mlăjet 6
— Raport preliminar asupra regiunei Săcele . . . . . .
ȘTEFĂNESCU D. Cercetări geologice în basinul superior al râului Suceava (Bucovina). 31

VOLUMUL XI (1922—1923)

I. ATHANASIU și G. MACOVEI. Câteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea Văilor Slănicului și Oituzului (Moldova) 29
I. ATANASIU. Cretacicul din Muntele Beneș (Tulgheș, jud. Ciuc) . . . . . .
— Referat: FR. FRECH (Breslau): Geologie Kleinasiens im Bereich der Bagdadbahn 61
AL. CODARCEA. Contribuțiuni la studiul petrografic al rocelor eruptive și șisturilor cristaline dela Racovăț (jud. Mehedinți) 149
— Referat: A. SIEBERG. Aufbau und physikalische Verhältnisse des Erdkörpers unter besonderer Berücksichtigung der Erdrinde 166
M. DRĂGHICEANU. Tectonica Transilvaniei. Partea I: Liniile tectonice directrice ale Basinului Transilvaniei cu privire la: emanațiunea gazului metan și acidului carbonic, la ivirea apelor termale și minerale reci, la cursul apelor superficiale și la mișcările sismice 174
P. ENCULESCU. Câteva observațiuni cu privire la comunicarea d-lui FLOROV: « Cercetări pedologice făcute în toamna anului 1922 în Basarabia » 56
— II. Contribuțiune la studiul agrogeologic al Basarabiei de Sud. . . 14

Institutul Geologic al României

Pagina

N. FLOROV. Dare de seamă asupra cercetărilor pedologice făcute în toamna anului 1922 pe terenul Basarabiei 21
E. JEKELIUS. I. Puțul artezian dela fabrica de zahăr din Bod (Brașov). 111
— II. Geyserii dacieni din Hargita 114
— I. Cărbunii liasici din împrejurimile Brașovului 119
— II. Basinul cu ligniți plioceni al Oltului 120
G. MACOVEI și I. ATANASIU. Câteva data asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea Văii Slănicului și a Oituzlui (Moldova) 29
A. METTA. Analiza microchimică elementară și aplicațiunile ei 107
N. METTA. Aplicațiunea analizei microchimice a gazelor la analiza gazelor din roci. 6
K. MÖCKEL. Comunicare preliminară asupra studiilor petrografice din Poiana Ruscăi. 75
GH. MURGOCI. Patru mici comunicări 171
O. PROTESCU. Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile « Beciu », « Scheia » și « Ivănețu » 81
TH. SAIDEL. Referat: L. MEITNER. Die Bedeutung der Radioaktivität für Kosmische Prozesse 66
— Analiza solurilor. Extracțiunea fără întrebuințare de bioxid de carbon. 100
I. SZADECZKI. Asupra originii și vârstei șisturilor cristaline din ținutul Arieșului (rezumat) 194

Institutul Geologic al României

TABLE DE MATIÈRES
DES
COMPTES RENDUS DES SÉANCES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE ROUMANIE
VOL. I. — VI (1910—1915).

VOLUME I. 1910

	Pages
ST. CANTUNIARI. Référat: F. BECKE. Die Entstehung des kristallinen Gebirges. 1909.	14
— Référat: FR. E. SUESS. Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. 1909	25
I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Référat: N. ANDRUSSOW. Kritische Bemerkungen über das russische Neogen. 1909	11
V. MERUȚIU. Référat: A. NETCHAJEW. Die Schwefelsalzquellen beim Hüttenwerk Bogojawlensk. 1907.	11
L. MRAZEC. Mot d'ouverture des séances	3
— Observations sur les tremblements de terre de Roumanie	13
— I. Les marnes à globigérines tortoniennes de Gura Văii (Mehedinți).	15
— II. Sur les marnes à structure en cones et sur la structure curbicorticale	20
G. M. MURGOCI. Quelques mots sur l'activité de l'agronome Ion Ionescu (dela Brad).	12
— Référat sur le tremblement de terre du 17 Octobre 1908.	13
— Les sols le long des chemins de fer d'Anatolie	26
— Notes géologiques sur le Taurus (région Nigde-Aladagh)	50
O. PROTESCU. Référat: Dr. H. VETTERS. Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles de Mala Măgura în Obernungarn. 1910.	22
EM. PROTESCUOPOP-PAKE. Référat: H. STREMME. Die sogennante « Humussäuren ».	1
— Recherches agrogéologiques dans la Plaine Roumaine entre la Vallée de la Moștiștea et l'Olt	49

VOLUME II. 1910—1911

S. ATHANASIU. Sur la présence d'un bloc de *Favosites* cf. *polymorpha*, GOLDF. dans les conglomerats éocènes du bord du Flysch de la Moldavie septentrionale	22
— Discution sur l'existence du Permien dans les Carpathes.	55
— Sur la présence des cendres andésitiques dans les couches sarmatiennes de la partie méridionales de la Moldavie	121
P. ENCULESCU. Note préliminaire sur une cendre volcanique trouvée sur la rive gauche du Sireth dans le département de Bacău	127
— Quelques « gloduri » du plateau de Moldavie	151
G. MACOVEI. Sur l'âge et la variation des faciès des terrains sédimentaires de la Dobrogea méridionale	63

Institutul Geologic al României

Pages

G. MACOVEI. Quelques observations sur le pli balkanique occidental 138
V. MERUȚ. Sur le massif de sel Slănic-Prahova 84
L. MRAZEC. Gisements de minerais aurifères de la mine Little Matie près de Idaho-springs (Colorado, U. S. A.) 7
— Gisements d'abset des Casper Mountains (Wyoming, U. S. A.) . . . 14
— Sur les roches vertes des conglomérats tertiaires des Carpathes et des Subcarpathes de la Roumanie 29
— Discution sur l'existence du Permien dans les Carpathes 60
— Discution sur la conférence du Prof. L. SZAJNOCHA: « Das Erdöl-vorkommen in Galizien im Lichte neuer Erfahrungen » 110
G. MURGOCI. Discution sur l'origine des conglomérats à roches vertes du Tertiaire carpathique. 26
— Contribution à la tectonique des Balkans occidentaux 46
— Discution sur l'existence du Permien dans les Carpathes 58
— Observations géologiques sur la région des environs de Herculesbad . 94
I. POPESCU-VOITEȘTI et G. MURGOCI. Discution sur la tectonique de la Valea lui Stan. 15
— et M. REINHARD. Discution sur l'origine des conglomérats à roches vertes du Tertiaire carpathique 27
— Sur la présence de la nappe du conglomérat de Bucegi dans la vallée de l'Olt 110
I. POPESCU-VOITEȘTI. Sur les relations entre la nappe du grès de Fusaru et la nappe marginale 142
EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Sur quelques dreikanters de Caracoium (Constanța) . . 97
— Sur un crâne d'*Elephas primigenius* de Dobrești-Căciulești (Dolj). . 98
M. REINHARD. Sur l'âge de l'intrusion du Syénite néphélinique de Ditro (Transylvanie) 116
— Quelques considérations sur la position stratigraphique des roches qui forment la nappe bucovinienne en Bucovine et en Suceava. . . 117
— Sur l'existence de la nappe des roches ophiolitiques en Macédoine. 119
W. TEISSEYRE. Vorläufige Mitteilung über einige neue und wenig bekannte Unionen-Arten aus dem Pliocän Rumäniens 132

VOLUME III. 1911—1912

S. ATHANASIU. Discussion sur l'esistence des sels de potassiu en Roumanie 108
— Au sujet des restes mammifères fossiles pliocènes et quaternaires de Roumanie 165
G. BOTEZ. Au sujet d'un *Inoceramus salisburgensis* du Flysch du district de Bacău . 48
ȘT. CANTUNIARI. Communication sur les filons kaolinisés de Movila Măcinului. . 126
H. GROZESCU. La région salifère Subcarpathique du Nord du district de Bacău. . 133
I. IONESCU-ARGETOAIA. Communication préliminaire sur les dépots pliocènes de l'Olténie 11
— De l'importance de l'anatomie et de la biologie dans l'étude de la paléontologie et de l'origine de la coquille dans les Mollusques . . . 144
G. MACOVEI. Quelques remarques sur l'hydrologie souterraine de la Dobrogea méridionale 53
— Au sujet de l'extension du Nummulitique dans la Dobrogea 111
— A propos de la présence du premier étage méditerranéen dans la Dobrogea 122
— Observations sur la ligne de chevauchement de Pecineaga-Camena (Dobrogea) 155

Institutul Geologic al României

Pages

L. MRAZEC. Sur l'existence des eaux artésiennes dans la Plaine Roumaine 100
— Discussions sur l'existence des sels de potassium en Roumanie. . . 106
— Discussions sur la géologie de la Dobrogea septentrionale 136
— De la genèse des serpentines 138
— A propos de la ligne de chevauchement de Pecineaga-Camena (Dobrogea) 163
— et POPESCU-VOITEȘTI. Quelques nouvelles données sur les klippes carpathiques 4
— et I. POPESCU-VOITEȘTI. Nouvelles données pour le classement du Flysch carpathique 33
— I. POTESCU-VOITEȘTI et G. MACOVEI. De l'âge des couches de Comarnic 79
G. MURGOCI. La terminologie roumaine en tectonique 52
— Rapport sur les eaux artésiennes dans la Plaine Roumaine et en particulier dans le domaine Gherghița 82
— Études géologiques et hydrologiques sur les environs de la ville de Fălticeni 91
— Géologie de la région Nord-Ouest de la Dobrogea 134
— De l'origine des serpentines dans les Carpathes roumaines 151
C. NICULESCU. Au sujet du Sénonien et du Nummulitique de la Plateforme Prébalkanique (Bulgarie orientale) 161
L. POPESCU-VOITEȘTI et L. MRAZEC. Quelques nouvelles données sur les klippes carpathiques 4
— et L. MRAZEC. Nouvelles données pour le classement du Flysch carpathique 33
— L. MRAZEC et G. MACOVEI. Sur l'âge des couches de Comarnic . . . 79
O. PROTESCU. De l'origine de certains grès à hiéroglyphes 63
— De la structure géologique de la région de Poiana-Vrăjitoarea, district de Prahova 117
T. SEIDEL. Détermination quantitative de la « réaction » des solutions de terrain. . 68
I. SIMIONESCU. A propos de fossiles oligocéniques de Piatra-N. 170
I. TĂNĂSESCU. De l'influence des gaz sur le niveau hydrostatique des eaux des formations pétrolifères 70
— Du régime thermique dans les régions pétrolifères de Roumanie . . 147

VOLUME IV. 1912—1913

S. ATHANASIU. Sur la présence de certaines espèces siluriennes de *Favosites* dans les conglomérats miocènes dans la vallée de l'Oituz 36
G. BOTEZ. Communication préliminaire des études géologiques faites dans le district de Putna. 42
— Sur la structure géologique du gisement de pétrole de Copăceni. . 77
G. GROZESCU. Communication préliminaire sur les monts Vrancea et le Néogène du district de Putna 47
I. IONESCU-ARGETOAIA. Sur le Tortonien fossilifère dans le district de Vâlcea et la classification du Miocène 21
— Sur l'horizontation de l'étage Pontien et sa limite supérieure et inférieure en Olténie 65
L. MRAZEC. Sur l'âge du Salifère 25
— Sur la formation de Schela 31
— Sur la structure conique des roches 81

Institutul Geologic al României

Pages

G. M. MURGOCI. Sur la formation de Schela 29
I. POPESCU-VOITEȘTI. Communication sur la présence du II-e Méditeranéen fossilifère à Ogretin-Mierla (district de Prahova) et les nouvelles données que l'on peut déduire de ses rapports stratigraphiques et tectoniques. 15
D. PREDA. Communication préliminaire sur la région des collines subcarpathiques de la partie méridionale du district de Bacău 59
O. PROTESCU. Communication préliminaire sur la présence de l'étage Tortonien dans la région Melicești (district de Prahova) 8

VOLUME V. 1913 1914

SAVA ATHANASIU. Discussion sur l'âge de la formation salifère de Roumanie . . . 24
— Référés sur plusieurs travaux relatifs aux mammifères fossiles tertiaires néogènes du Sud-Est de l'Europe 79
GH. BOTEZ. Sur la faune de mollusques lévantins de Moreni 97
DUMITRIU V. Sur les gaz obtenus par la distillation à sec du lignite 159
P. ENCULESCU. Contributions à l'étude de la tourbe et des tourbières de Roumanie. 90
H. GROZESCU. Sur la constitution géologique du bassin de la rivière Putna. . . . 103
— Quelques données sur les rapports d'entre la zone salifère subcarpathique et le Sarmatien des districts de Bacău et de Putna. 131
I. IONESCU-ARGETOAIA. L'étage méotien en général et en particulier en Olténie. . 117
GH. MACOVEI. Sur l'âge de la formation salifère subcarpathique 35
L. MRAZEC. Commémoration d'ED. SUESS 181
GH. M. MURGOCI. La nomenclature en Minéralogie et Pétographie 101
— Résultats du sondage de Gherghița 109
C. NICULESCU. Contributions à la géologie de l'Épire (district d'Ianina) 8
R. PASCU. La mine d'Altân-Tepe (Dobrogea) 75
C. PETRONI. Recherches sur les produits obtenus en pyrogénant le pétrole brut de Bușteni et ses dérivés 61
I. POPESCU-VOITEȘTI. I. Sur l'espèce *Melanopsis Caputinensis* SABBA 58
— II. Sur la présence de quelques fossiles crétaciques du type Dobrogéen dans les graviers quaternaires des carrières de M. TONOLLA aux environs de Bucarest 59
— Sur la présence du Tortonien fossilifère dans la zone du Flysch des Subcarpathes méridionales, accompagné de quelques considérations sur l'âge du Salifère en général. 135
D. PREDA. Sur l'âge de la formation salifère de la zone marginale du Flysch de Tg.-Ocna (district de Bacău) 136
D. ROTMAN. Communication préliminaire sur l'étendue, la classification, la répartition et l'origine des roches qui constituent les couches de la « formation de Carapelit » dans la Dobrogea du NO. 66
TH. SAIDEL I. Sur la détermination de la réaction des solutions de sol en présence du byoxide de carbone 163
— II. Considérations et propositions relatives au problème du sol. . . 166
— Compte-rendu des débats de la Commission internationale pour l'analyse chimique du sol, réunie à Münich le 23 et 24 avril 1914. . . 169
I. TĂNĂSESCU. I. Sur les variations de la température du pétrole qui s'écoule par la conduite Băicoi-Constanța 3
— L'eau artésienne thermale de Filipești de Pădure (district de Prahova). 18

Institutul Geologic al României

Pages

I. TĂNĂSESCU. Sur les conditions d'accumulation des hydrocarbures dans les gîtes de pétrole exploitable 140

VOLUME VI. 1914 1915

G. BOTEZ. Nouvelles données sur le gisement de pétrole de Băicoi 81
— et GH. MACOVEI. Communication sur les phénomènes de glissement et d'affaissement de terrain du district de Râmnicu-Sărat. 181
D. CĂDERE Note préliminaire sur le porphyre et la zone d'injection dans les roches vertes de Camena-Ciamurli 34
AL. GH. DUMITRESCU-ALDEM. Le véritable problème de la Plaine Roumaine. . . 119
H. GROZESCU. Les conditions de sédimentation de la formation salifère subcarpathique 96
I. P. IONESCU-ARGETOAIA, GH. MURGOCI et EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Le Quaternaire de l'Olténie 32
— Le Bassin pliocène de la Dépression gétique et ses rapports avec les bassins voisins 44
GH. MACOVEI. Observations géologiques dans les Steppes kirghizes (Russie) . . . 134
— Relation sommaire sur l'hydrologie de la Dobrogea méridionale . . . 219
— et GH. BOTEZ. Communication sur les phénomènes de glissement et d'affaissement de terrain du district de Râmnicu-Sărat. 181
ST. MANOLESCU. Communication préliminaire sur le Pliocène de la rive droite du Danube dans la Dobrogea du SO. 68
L. MRAZEC. Sur la composition des eaux fossiles de gisement des formations pétrolifères et l'origine de leur iode. 104
— I. Les traces de reptation dans les vases des lagunes de la Mer Rouge; II. Sur un cas de formation de lentilles de marnes argileuses dans des dépots cotiers sableux 124
— Quelques observations relatives à l'origine des manifestations salines régionales 130
— Formes de cimentation dans les sables des cotes de la Mer Rouge . 176
— Observations relatives à l'origine des gisements de nitrate de sodium dans la nature 189
— Discussion sur la communication de MM. G. MURGOCI et FR. NOPCSA: Nouvelles données sur la tectonique des Carpathes du Banat 207
— Les Fl's diapirs et le diapirisme en général 226
GH. MURGOCI. Études hydrologiques aux alentours de la ville Râmnicu-Sărat. . 4
— Sur la classification des amphiboles et spécialement des amphiboles bleues 85
— EM. PROTOPOPESCU-PAKE et. I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Le Quaternaire de l'Olténie 32
C. NICULESCU. Sur le Miocène de la dépression de Grebena (Macédoine méridionale) 54
NOPCSA FR. BARON DE. Sur la géologie de l'Albanie et spécialement sur sa tectonique 30
I. P. VOITEȘTI et G. PROTOPOPESCU. Quelques observations sur le Bassin pliocène de Comănești (district de Bacău) 195
— Discussion sur la communication de MM. G. MURGOCI et FR. NOPCSA. Nouvelles données sur la tectonique des Carpathes du Banat 211
O. PROTESCU. Quelques données relatives à l'âge de certaines unités stratigraphiques de la région de Sotrile-Brebu-Breaza (district de Prahova). 112

Institutul Geologic al României

Pages

G. PROTOPOPESCU et I. POPESCU-VOITEȘTI. Quelques observations sur le Bassin pliocène de Comănești (district de Bacău) 195

EM. PROTOPOPESCU-PAKE, GH. MURGOCI et I. P. IONESCU-ARGETOAIA. Le Quaternaire de l'Olténie 32

— et SAIDEL T. Recherches sur les essais de végétation effectués sur divers types de sols du pays 65

T. SAIDEL et EM. PROTOPOPESCU-PAKE. Recherches sur les essais de végétation effectués sur divers types de sols du pays 65

I. TĂNĂSESCU. La réserve de gaz naturel dans les gisements de pétrole de la Roumanie et les pertes en gaz et essences benzineuses 59

* * *

BIBLIOTECA INSTITUTULUI GEOLOGIC AL ROMÂNIEI

SITUAȚIA LA FINELE ANULUI 1928

In cursul anului 1928 s'au primit cărți:

a) In schimb sau în dar.	54	opere în		54	volume
b) Cumpărate	211	»	»	226	»
La 31 Decemvrie 1927 se găsiau în bibliotecă .	6744	»	»	8864	»
Total la finele anului 1928 . . .	7009	opere în		9144	volume

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României